

ISSN 0869-5997

**И РУДЫ**   
**МЕТАЛЛЫ**  
**ORES AND METALS**

**4/2024**

# РУДЫ И МЕТАЛЛЫ 4/2024

## Учредитель

ФГБУ «Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт цветных и благородных металлов»  
Роснедра Министерства природных ресурсов и экологии Российской Федерации

Свидетельство о регистрации средства массовой информации № 01919 от 21 декабря 1992 г.

Решением Высшей аттестационной комиссии Министерства образования и науки Российской Федерации журнал включён  
в «Перечень ведущих рецензируемых научных журналов и изданий, в которых должны быть опубликованы основные научные  
результаты диссертаций на соискание учёной степени доктора и кандидата наук»

Москва, ЦНИГРИ, 2024



## РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

### Наумов Евгений Анатольевич

главный редактор  
первый заместитель генерального директора ФГБУ «ЦНИГРИ»  
кандидат геолого-минералогических наук

### Иванов Анатолий Иннокентьевич

заместитель главного редактора  
и. о. генерального директора ФГБУ «ЦНИГРИ»  
доктор геолого-минералогических наук

### Дамдинов Булат Батуевич

заместитель главного редактора  
заместитель генерального директора ФГБУ «ЦНИГРИ»  
доктор геолого-минералогических наук

### Пираино Франко

заместитель главного редактора  
по международным публикациям  
профессор, Университет Западной Австралии,  
г. Перт, Австралия

### Жаркова Вера Сергеевна

заместитель главного редактора  
по редакционно-издательской деятельности  
заместитель начальника редакционно-оформительского  
отдела ФГБУ «ЦНИГРИ»

### Аракчеев Дмитрий Борисович

генеральный директор ФГБУ «Росгеолфонд»  
кандидат технических наук

### Бозкая Гульчан

доктор наук, профессор  
инженерно-геологического факультета  
Университета Памуккале, Турция

### Волчков Алексей Гордеевич

заведующий научно-методическим  
отделением МСБ ФГБУ «ЦНИГРИ»  
кандидат геолого-минералогических наук

### Вымазалова Анна

Чешская геологическая служба,  
г. Прага, Чешская Республика

### Голубев Юрий Конкордьевич

начальник отдела алмазов ФГБУ «ЦНИГРИ»  
кандидат геолого-минералогических наук

### Горячев Николай Анатольевич

главный научный сотрудник СВКНИИ ДВО РАН  
доктор геолого-минералогических наук, академик РАН

### Звездов Вадим Станиславович

начальник отдела металлогении ФГБУ «ЦНИГРИ»  
доктор геолого-минералогических наук

### Калинин Юрий Александрович

главный научный сотрудник ИГМ СО РАН  
доктор геолого-минералогических наук

### Кременецкий Александр Александрович

советник генерального директора ФГБУ «ИМГРЭ»  
доктор геолого-минералогических наук

### Кряжев Сергей Гаврилович

начальник отдела минералогии,  
изотопной геохимии месторождений  
благородных и цветных металлов ФГБУ «ЦНИГРИ»  
доктор геолого-минералогических наук

### Кузнецов Владимир Вениаминович

начальник отдела цветных металлов ФГБУ «ЦНИГРИ»  
кандидат геолого-минералогических наук

### Мишенин Сергей Григорьевич

начальник отдела геофизики ФГБУ «ЦНИГРИ»  
кандидат геолого-минералогических наук

### Похиленко Николай Петрович

научный руководитель ИГМ СО РАН  
доктор геолого-минералогических наук,  
академик РАН

### Проскурнин Василий Фёдорович

заведующий отделом региональной геологии  
и полезных ископаемых  
Восточных районов России ФГБУ «ВСЕГЕИ»  
доктор геолого-минералогических наук

### Селтмэн Реймар

профессор, Музей естественной истории,  
г. Лондон, Великобритания

### Толстов Александр Васильевич

ведущий научный сотрудник ИГАБМ СО РАН  
доктор геолого-минералогических наук,  
действительный член АН РС(Я)

### Фридовский Валерий Юрьевич

директор ИГАБМ СО РАН  
доктор геолого-минералогических наук,  
профессор

### Черных Александр Иванович

советник управляющего директора ООО «УК Полюс»  
кандидат геолого-минералогических наук

# ORES AND METALS 4/2024

Founded by FSBI «Central research institute of geological prospecting for base and precious metals» (TsNIGRI)  
Federal Agency for Subsoil Use

Mass media registration certificate No 01919 (21.12.1992)

Published since 1992

Moscow, TsNIGRI, 2024



## EDITORIAL BOARD

### **Evgeniy A. Naumov**

Editor-in-chief  
Deputy Director, FSBI TsNIGRI  
PhD

### **Anatoly I. Ivanov**

Deputy editor-in-chief  
Acting General Director, FSBI TsNIGRI  
PhD

### **Bulat B. Damdinov**

Deputy editor-in-chief  
Deputy Director, FSBI TsNIGRI  
PhD

### **Franco Pirajno**

Deputy editor-in-chief for international publications  
Dr., Adjunct Professor at Centre for Exploration Targeting,  
University of Western Australia

### **Vera S. Zharkova**

Deputy editor-in-chief for editorial  
and publishing activities  
Deputy head of editorial  
and design department, FSBI TsNIGRI

### **Dmitry B. Arakcheev**

General Director, FSBI Rosgeolfond  
PhD

### **Gülcan Bozkaya**

Dr., Professor, Department of Geological Engineering  
Pamukkale University, Turkey

### **Alexey G. Volchkov**

Head of mineral base scientific  
and methodical division, FSBI TsNIGRI  
PhD

### **Anna Vymazalova**

Dr., Czech Geological Survey, Czech Republic

### **Yuri K. Golubev**

Head of diamond department, FSBI TsNIGRI  
PhD

### **Nikolay A. Goryachev**

Chief researcher, NEISRI FEB RAS  
Academician of RAS

### **Vadim S. Zvezdov**

Head of metallogeny department, FSBI TsNIGRI  
PhD

### **Yuri A. Kalinin**

Chief researcher, IGM SB RAS  
PhD

### **Alexander A. Kremenetsky**

Advisor to General Director, FSBI IMGRE  
PhD

### **Sergey G. Kryazhev**

Head of mineralogy and isotope geochemistry  
department, FSBI TsNIGRI  
PhD

### **Vladimir V. Kuznetsov**

Head of base metals department, FSBI TsNIGRI  
PhD

### **Sergey G. Mishenin**

Head of geophysics department, FSBI TsNIGRI  
PhD

### **Nikolay P. Pokhilenko**

Scientific Director, IGM SB RAS  
Academician of RAS

### **Vasily F. Proskurin**

Head of the Eastern Russia regional geology  
and minerals department, FSBI VSEGEI  
PhD

### **Reimar Seltmann**

Dr., Professor, Head of CERCAMS  
(Centre for Russian and Central EurAsian  
Mineral Studies),  
Natural History Museum, London

### **Alexander V. Tolstov**

Leading researcher, IGABM SB RAS  
PhD, Full member of SB RAS

### **Valery Yu. Fridovsky**

Director, IGABM SB RAS  
PhD, Professor

### **Alexander I. Chernykh**

Advisor to Managing Director, Polyus PJSC  
PhD



# СОДЕРЖАНИЕ

# CONTENTS

## СТРОЕНИЕ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

**Греку Е. Д., Калинин Ю. А.,  
Сердюков А. Н., Наумов Е. А.,  
Боровиков А. А., Рагозин А. Л.,  
Гладков А. С.**

Минералого-геохимические особенности и золотоносность пирита и арсенопирита золоторудного месторождения Южные Ашалы (Восточный Казахстан)

**Иванов А. И., Трушин С. И.**

Полигенное и полихронное золотое оруденение Среднего Урала: этапность проявления золотоносных гидротермально-метасоматических процессов

**Копылов М. И., Петухова Л. Л.**

Особенности строения и металлогения Гонжинского выступа по данным геолого-геофизических исследований

## МЕТОДЫ И МЕТОДИКИ ПРОГНОЗА, ПОИСКОВ, ОЦЕНКИ И РАЗВЕДКИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

**Хачатрян Г. К., Анашкина Н. Е.**

Применение ИК-Фурье микроскопии для исследования индикаторных минералов кимберлитов при шлихо-минералогических поисках месторождений алмаза

## НОВОСТИ, ИНФОРМАЦИЯ

Исследователь золоторудных месторождений Григорий Моисеевич Левитан

## ПОЗДРАВЛЯЕМ С ЮБИЛЕЕМ

Двуреченскую С. С.  
Минину О. В.

**Список статей, опубликованных  
в журнале «Руды и металлы» в 2024 г.**

## GEOLOGY OF THE ORE DEPOSITS

**Greku E. D., Kalinin Yu. A.,  
Serdyukov A. N., Naumov E. A.,  
Borovikov A. A., Ragozin A. L.,  
Gladkov A. S.**

Mineralogical and geochemical peculiarities and gold content of pyrite and arsenopyrite of the Southern Ashaly gold deposit (East Kazakhstan)

**Ivanov A. I., Trushin S. I.**

Polygenous and polychronous gold mineralization of the Middle Urals: Staging of appearance of the gold-bearing hydrothermal-metasomatic processes

**Kopylov M. I., Petukhova L. L.**

Structural peculiarities and metallogeny of the Gonzha Salient according to geological and geophysical research data

## METHODS AND TECHNIQUES OF FORECASTING, PROSPECTING, EVALUATION AND EXPLORATION OF DEPOSITS

**Khachatryan G. K., Anashkina N. E.**

Application of IR Fourier microscopy for investigation of kimberlite indicator minerals to search for diamond deposits using heavy-mineral concentrate method

## NEWS, INFORMATION

Gold ore deposits researcher  
Grigory M. Levitan

## OUR CONGRATULATIONS

Dvurechenskaya S. S.  
Minina O. V.

**"Ores and Metals"  
list of publications 2024**



5

38

66

78

91

96

98

## Минералого-геохимические особенности и золотоносность пирита и арсенопирита золоторудного месторождения Южные Ашалы (Восточный Казахстан)

Греку Е. Д.<sup>1</sup>, Калинин Ю. А.<sup>1</sup>, Сердюков А. Н.<sup>2</sup>, Наумов Е. А.<sup>3</sup>, Боровиков А. А.<sup>1</sup>, Рагозин А. Л.<sup>1</sup>, Гладков А. С.<sup>4</sup>

<sup>1</sup> Институт геологии и минералогии им. В. С. Соболева СО РАН, г. Новосибирск, Россия;

<sup>2</sup> ТОО «К-ПЛЕЙСЕР», г. Семей, Республика Казахстан; <sup>3</sup> Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт цветных и благородных металлов, г. Москва, Россия;

<sup>4</sup> Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск, Россия

**Аннотация.** В работе приводится краткая геологическая характеристика месторождения Южные Ашалы (Восточный Казахстан), в котором зафиксированы золото-сульфидный и золото-малосульфидно-кварцевый типы руд. Установлены два рудных этапа, которые включают в себя четыре стадии: пиритовую, пирит-арсенопиритовую, сульфидную и полиметаллическую. Охарактеризованы морфологические и минералого-геохимические особенности рудных минералов. Выделены последовательные генерации пирита: диагенетический, метаморфический и гидротермальный, включающие в себя шесть морфологических разновидностей, каждой из которых присущи свои геохимические особенности. Зафиксированы и визуально подтверждены повышенные концентрации золота в диагенетическом пирите. Изучено самородное золото двух генераций, характеризующихся средней пробыностью 884 ‰ (ранняя) и 998 ‰ (поздняя). Температура преобразования углистого вещества пород буконовской свиты и образования золото-сульфидного типа руд варьирует от 384 до 241 °С, что соответствует зеленосланцевой–цеолитовой фации метаморфизма.

**Ключевые слова:** Восточный Казахстан; Западно-Калбинский золотоносный пояс; минералогия руд; микроэлементный состав пирита и арсенопирита; ЛА-ИСП-МС метод анализа.

Для цитирования: Греку Е. Д., Калинин Ю. А., Сердюков А. Н., Наумов Е. А., Боровиков А. А., Рагозин А. Л., Гладков А. С. Минералого-геохимические особенности и золотоносность пирита и арсенопирита золоторудного месторождения Южные Ашалы (Восточный Казахстан). Руды и металлы. 2024. № 4. С. 5–36. DOI: 10.47765/0869-5997-2024-10016.

## Mineralogical and geochemical peculiarities and gold content of pyrite and arsenopyrite of the Southern Ashaly gold deposit (East Kazakhstan)

Greku E. D.<sup>1</sup>, Kalinin Yu. A.<sup>1</sup>, Serdyukov A. N.<sup>2</sup>, Naumov E. A.<sup>3</sup>, Borovikov A. A.<sup>1</sup>, Ragozin A. L.<sup>1</sup>, Gladkov A. S.<sup>4</sup>

<sup>1</sup> Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, SB RAS, Novosibirsk, Russia; <sup>2</sup> K-PLACER LLP, Semey, Republic of Kazakhstan; <sup>3</sup> Central Research Institute of Geological Prospecting for Base and Precious Metals, Moscow, Russia; <sup>4</sup> Institute of the Earth's Crust, SB RAS, Irkutsk, Russia

**Annotation.** The article provides a brief geological description of the Southern Ashaly mineral deposit within which ores of the gold-sulfide and gold-low-sulfide-quartz types were recognized. Two ore mineralization phases were established, that incorporate four stages, the pyrite, pyrite-arsenopyrite, sulfide, and polymetallic ones. The morphological and mineralogical-geochemical features of the major, minor, and rare ore minerals were studied in detail. The following successive generations of pyrite were established at the deposit: diagenetic, metamorphic, and hydrothermal, that embrace six varieties with its own geochemical features. Elevated concentrations of gold in diagenetic pyrite have been recorded and visually confirmed. Native gold of two generations is formed at the pyrite, pyrite-arsenopyrite (early), and sulfide (late) stages and have an average gold fineness of 884 and 998 ‰, respectively. The temperature of transformation of the carbonaceous matter of rocks of the Bukon Formation and of generation of the ores of the gold-sulfide type varies from 384 to 241 °C, which corresponds to the greenschist-zeolite facies of metamorphism.

**Keywords:** East Kazakhstan; West Kalba gold-bearing belt; ore mineralogy; microelement composition of pyrite and arsenopyrite; LA-ICP-MS analytical technique.

For citation: Greku E. D., Kalinin Yu. A., Serdyukov A. N., Naumov E. A., Borovikov A. A., Ragozin A. L., Gladkov A. S. Mineralogical and geochemical peculiarities and gold content of pyrite and arsenopyrite of the Southern Ashaly gold deposit (East Kazakhstan). Ores and metals. 2024. No. 4. pp. 5–36. DOI: 10.47765/0869-5997-2024-10016.



*Светлой памяти Константина Романовича Ковалёва, выдающегося геолога и исследователя, посвятившего многие годы изучению рудных месторождений.*

**Введение.** На территории Западно-Калбинского золотоносного пояса (ЗКЗП) Восточного Казахстана наиболее распространены золоторудные месторождения «орогенного» типа, локализованные преимущественно в углеродисто-терригенных толщах карбона (Бакырчик, Большевик, Суздаль, Жанан и др.). Оруденение таких «орогенных» золоторудных месторождений представлено значительными по запасам упорными арсенопирит-пиритовыми вкрапленными рудами с трудно извлекаемым золотом [1, 11]. Образование руд в сланцевых поясах связывается с предварительным накоплением золота в аутигенных сульфидах в ходе седиментации и диагенеза. Собственно золотое оруденение формируется при региональном метаморфизме в результате циркуляции метаморфогенных флюидов сквозь специализированные на золото породы. В это время продолжается концентрирование золота в новообразованных сульфидах, причём тонкий игольчатый арсенопирит является основным его концентратором, что обуславливает тесную корреляцию Au и As в рудах типовых орогенных месторождений. Содержание Au в пирите, как правило, на порядок ниже (месторождения Наталкинское, Сухой Лог, Нежданинское, Удерей).

Другим важным типом золотого оруденения ЗКЗП являются месторождения типа IRGD (Intrusion-related gold deposits), которые представлены жильными и штокверковыми минерализованными зонами в приконтактных частях гранитоидных интрузивов. Золоторудные месторождения ЗКЗП традиционно связывали со становлением плагиогранит-гранодиоритовых массивов кунушского комплекса (C<sub>3</sub>–P<sub>1</sub>) [6, 12]. Главным поисковым признаком служили приконтактные зоны массивов и локализованные в них богатые кварцевые жилы [5, 12], являвшиеся долгие десятилетия основным объектом золотодобычи (например, месторождение Акжал). Выявление в тех же рудных полях ЗКЗП мас-

штабных прожилково-вкрапленных зон золоторудной минерализации вне видимой связи с кислым магматизмом породило всплеск интереса к этому типу [15, 16, 30]. Поэтому представляются важными детальными минералогические, изотопно-геохимические, структурные, термобарогеохимические, геохронологические исследования орогенного месторождения Южные Ашалы. Его промышленные запасы и ресурсы составляют 13,5 (C<sub>2</sub>) и 36,7 (P<sub>1</sub>+P<sub>2</sub>) тонн соответственно [3, 17], но в опубликованной литературе данные о геологическом строении и минералогии этого месторождения практически отсутствуют.

Цель данной статьи – выявить ключевые минералого-геохимические особенности «эталонного» для региона золоторудного месторождения Южные Ашалы, а в дальнейшем на основе полученных данных, с привлечением результатов изотопно-геохронологических, термобарогеохимических и структурных исследований создать непротиворечивую геолого-генетическую модель рудоформирующей системы, приведшей к образованию объектов подобного типа в Восточном Казахстане.

**Геологическое строение.** Месторождение Южные Ашалы расположено в юго-восточной части Акжал-Боко-Ашалинского золоторудного района (АБАЗР), приуроченного к юго-западной части Западно-Калбинского золотоносного пояса (рис. 1). Границы золоторудного района проходят по глубинным разломам северо-западного простирания: Горностаевско-Аркалыкско-Боконскому на юго-западе и Чарскому на северо-востоке (рис. 2) [2, 16, 29]. В состав района входит пять золоторудных полей: Акжалское, Боко-Васильевское, Тандинское, Вера-Чарское и Даубай-Ашалинское [14], а также около 70 месторождений и рудопроявлений. Район является промышленно активным, в его пределах осуществляются поисково-разведочные и добычные работы, на сегодняшний день ведётся разработка коренного золота открытым способом на месторождениях Акжал, Васильевское, Южные Ашалы и других.

Геологическое строение месторождения Южные Ашалы кратко охарактеризовано в

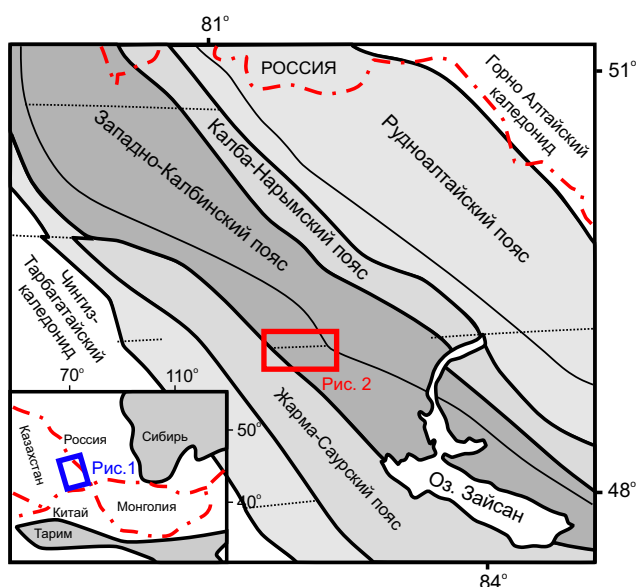


Рис. 1. Упрощённая металлогеническая схема Восточного Казахстана (по [20])

Fig. 1. Simplified metallogenic scheme of the Eastern Kazakhstan (after [20])

ряде публикаций [9, 15, 16, 21]. В данной работе обобщается геологическая информация, накопленная в ходе разведки и отработки месторождения, а также при тематических договорных работах.

Рудовмещающими являются углеродсодержащие терригенно-осадочные породы буконьской ( $C_2bk$ ) и вулканогенно-осадочные породы даубайской ( $C_2db$ ) свит (рис. 3). Породы буконьской свиты (мощностью до 200–300 м) лежат в основании разреза и смяты в узкие линейные складки субширотного простирания. По вещественному составу это алевролиты, песчаники, сланцы, которые образуются в условиях мелководного бассейна. Породы буконьской свиты перекрываются вулканитами даубайской свиты, представленными преимущественно базальтами, андезибазальтами и андезитовыми порфиритами, мощность покрова иногда более 300 метров. Порфириты на северо-восточном фланге месторождения перекрываются туфами и туфобрекчиями майтубинской свиты ( $C_2mt$ ), мощность которых от десятков до сотен метров. Все породы претерпели региональный метаморфизм зелено-

сланцевой фации. Рассчитанная нами температура преобразования углистого вещества в углеродсодержащих терригенных породах буконьской свиты находится в интервале от 385 до 214 °C при среднем значении около 300 °C; расчёты проводились по специальной методике [31].

Магматизм в пределах АБАЗР представлен разнообразно, в широком возрастном диапазоне (см. рис. 2). Наиболее древними, доорогенными, считаются породы Чарского офиолитового пояса: серпентинизированные ультраосновные и основные породы, листвениты ( $C_1$ ), габброиды ( $D_3-C_1$ ) и вулканогенные образования – базальты, андезиты, дациты ( $D_3-C_1$ ) и базальты, андезибазальты ( $D_3$ ) [7, 38]. В позднеорогенную стадию сформировались вулканогенные и вулканогенно-осадочные породы даубайской базальт-андезитовой ассоциации: нижняя толща – андезибазальты и андезиты ( $C_2db_1$  – 311±2 млн лет); верхняя толща – преимущественно андезиты ( $C_2db_2$  – 297±1 млн лет) [18]. В посторогенную стадию формировались породы: кунушского комплекса ( $C_3-P_1$  – 307–300 млн лет) – плагиограниты, гранодиориты, гранит-порфиры и гранодиорит-порфиры [2, 5]; аргимбайского комплекса ( $P_1$  – 293±2 млн лет) – габброиды; максутского комплекса ( $P_1$  – 280±3 млн лет) – пикритоиды; тастауского массива ( $P_1$  – 280±1 млн лет) – многофазные габбро-гранитные интрузии [18]. Также в посторогенную стадию в районе Тюрешокинской мульды отмечается вулканогенный аналог аргимбайского комплекса – субвулканические риолит-порфиры [18].

В пределах Ашалинского рудного поля выявлены дайки и малые тела основного и кислого состава, контролируемые главным образом зонами Южного, Поперечного и Долинного разломов (см. рис. 3). Дайки и малые интрузии, представленные альбитофирами, диоритовыми порфиритами, сиенит-порфирами, гранодиорит-порфирами и гранит-порфирами ( $C_3-P_1$  – 309,1–298,7 млн лет) [9, 29], прорывают вмещающие породы буконьской и даубайской свит.

Золоторудная минерализация на месторождении представлена первичными рудами

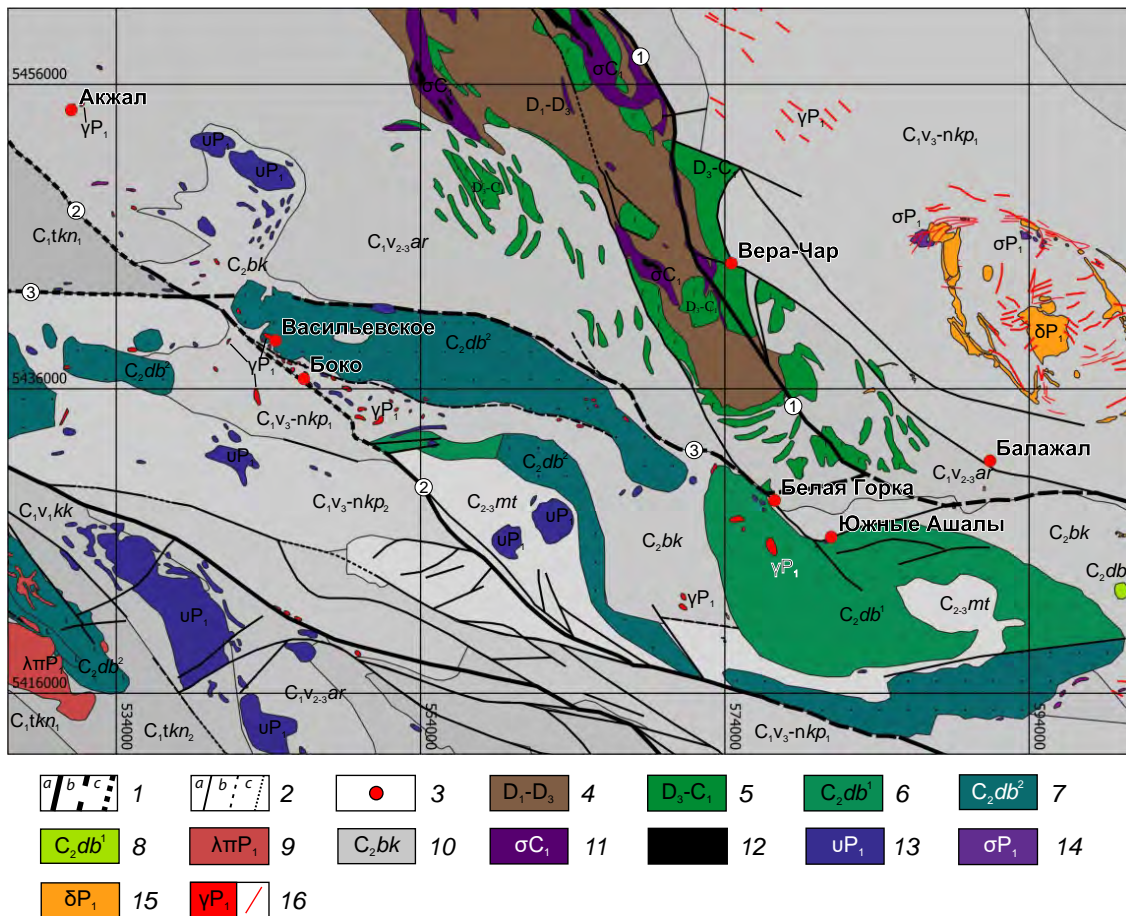


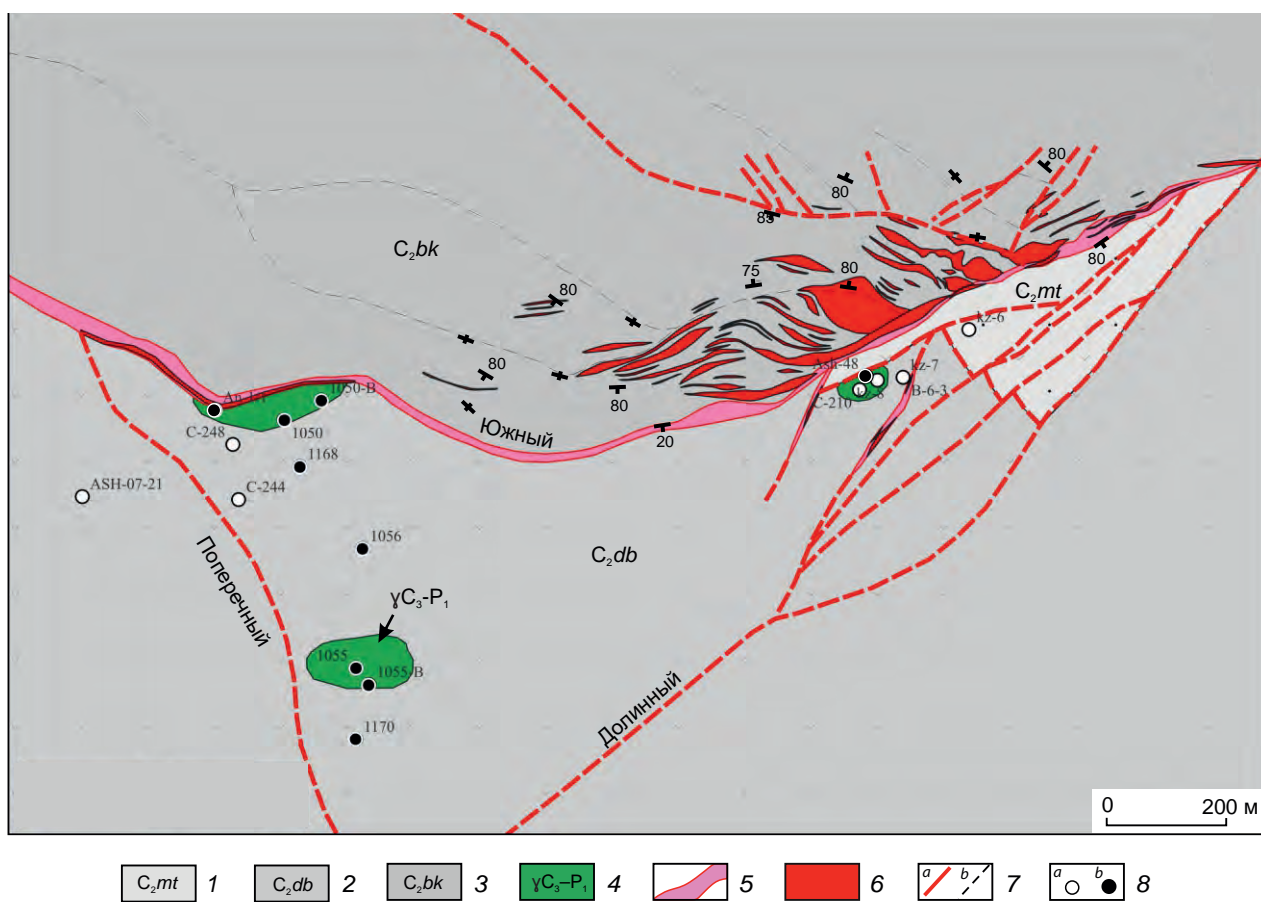
Рис. 2. Геологическая карта Акжал-Бок-Ашалинского золоторудного района (по данным [2, 4, 7, 18, 38], с дополнениями авторов):

разломы: 1 – главные (*a* – установленные, *b* – предполагаемые, *c* – перекрытые), 2 – второстепенные (*a* – установленные, *b* – предполагаемые, *c* – перекрытые). Основные разломы (цифры в кружках): 1 – Чарский, 2 – Горностаевско-Аркалыкско-Боконский, 3 – Южно-Акжалский (Сарыжалский); 3 – крупные месторождения; 4 – осадочные и вулканогенно-осадочные отложения ( $D_1$ – $D_3$ ); 5 – базальты, андезитобазальты, кремнистые сланцы, дациты; даубайская свита верхнего карбона: 6 – нижняя вулканогенная толща, преимущественно андезитобазальты и андезиты, 7 – верхняя вулканогенная толща, преимущественно андезиты, 8 – экструзивные андезиты Тологайского купола; 9 – субвулканические риолит-порфиры; 10 – терригенные и осадочно-вулканогенные отложения ( $C_1$ – $C_{2-3}mt$ ); 11 – серпентинизированные ультраосновные и основные породы, листвениты (верхневизейский комплекс); 12 – габброиды ( $D_3$ – $C_1$ ); 13 – габброиды аргимбайского комплекса; 14 – пикритоиды максутского комплекса; 15 – породы гибридного состава тастауского комплекса; 16 – гранитоиды кунушского комплекса

Fig. 2. Geological map of the Akzhal-Boko-Ashaly gold ore region (modified after [2, 4, 7, 18, 38]):

1, 2 – Faults: 1 – main (*a* – determined, *b* – assumed, *c* – overlapped), 2 – auxiliary (*a* – determined, *b* – assumed, *c* – overlapped). Main faults (numbers in circles): 1 – Charsky, 2 – Gornostaevsk-Arkalyk-Bokon, and 3 – Southern-Akzhal (Saryzhal); 3 – large ore deposits; 4 – sedimentary and volcanosedimentary rock sequences ( $D_1$ – $D_3$ ); 5 – basalts, basaltic andesites, cherty shales, and dacites; Daubai Formation of the Upper Carboniferous: 6 – lower volcanogenic sequence (mainly basaltic andesites and andesites), 7 – upper volcanogenic sequence (mainly andesites), 8 – extrusive andesites of the Tologai dome, 9 – subvolcanic rhyolite porphyries; 10 – terrigenous and sedimentary volcanogenic deposits ( $C_1$ – $C_{2-3}mt$ ); 11 – serpentinized ultramafic and mafic rocks, listvenites (Late Visean Complex); 12 – gabbroids ( $D_3$ – $C_1$ ); 13 – gabbroids of the Argimbai Suite; 14 – picritoids of the Maksut Suite; 15 – hybrid rocks of the Tastau Complex; 16 – granitoids of the Kunush Suite





**Рис. 3. Геологическая схема месторождения Южные Ашалы (по данным [8, 9, 16, 17], с дополнениями авторов):** 1 – туфобрекчии ( $C_2mt$ ); 2 – андезибазальты, андезиты, базальты ( $C_2db$ ); 3 – терригенно-осадочные породы ( $C_2bk$ ); 4 – сиенит-порфиры, диориты, гранодиориты ( $\gamma C_3-P_1$ ); 5 – углеродистые тектониты/милониты/катаклазиты (сдвиговые зоны); 6 – рудные тела; 7 – разломы (a), оси антиклинальных складок и элементы залегания (b); 8 – точки наблюдения: a – поверхность, b – скважина

**Fig. 3. Schematic geological map of the Southern Ashaly deposit (modified after [8, 9, 16, 17]):**

1 – tuffobrecchias ( $C_2mt$ ); 2 – andesibasalts, andesites, basalts ( $C_2db$ ); 3 – terrigenous sedimentary rocks ( $C_2bk$ ); 4 – syenite–porphyries, diorites, granodiorites; 5 – carbonaceous tectonites/mylonites/cataclasites (shear zones); 6 – ore bodies; 7a – faults, 7b – axes of anticlinal folds and elements of occurrence; 8 – observation points: 8a – surface, 8b – well

двух типов: золото-сульфидного и золото-малосульфидно-кварцевого. В рудах первого типа установлена тонковкрапленная, гнездово-прожилковая и стратиформная золотосодержащая сульфидная минерализация, реже тонковкрапленное самородное золото в углеродистых алевролитах, песчаниках и кремнистых сланцах. Содержание сульфидов в руде достигает 15 %, в них локализуется «неви-

димое» и мелкокрапленное золото, размер его выделений менее 15 мкм. Содержание Au в рудах первого типа варьирует от 0,34 до 13,2 г/т. В рудах второго типа установлена золото-сульфидная минерализация в кварцевых, карбонат-кварцевых жилах и окварцованных брекчиях различных типов пород, с содержанием сульфидов не более 1–3 %. Золото самородное, размером до 0,3 мм в диа-

метре, с редкими включениями жильных минералов. Содержание Au в рудах варьирует от 1,5 до 28,1 г/т (среднее – 4,4–8,7 г/т). Рудные тела контролируются тектоническими зонами, в которых интенсивно проявлены гидротермально-метасоматические и динамометаморфические преобразования. Преобладают зоны брекчирования и прокварцевания, а также серицитизация, хлоритизация, карбонатизация, альбитизация и сульфидизация.

В пределах месторождения установлено два морфологических типа руд. Первый (золото-сульфидный) тип в виде минерализованных зон приурочен к углеродсодержащим терригенным породам буконьской свиты, смятым в узкие линейные складки субширотного простирания. Зоны простираются в западном, северо-западном направлениях (от 10 до 600 м) и приурочены к областям смятия вдоль Южного разлома. Рудные зоны кулисообразного залегания линзообразной формы, мощностью от 5 до 15 м оконтуриваются по данным опробования и прослеживаются на глубину более 300 м. Второй (золото-малосульфидно-кварцевый) тип представляет собой жилы, которые прорывают вмещающие породы. Они, как правило, простираются в западном, запад-северо-западном направлениях и приурочены к сложным узлам пересечения разноориентированных разломных структур. Жилы прослеживаются до 300 м на глубину, их мощность не постоянна и варьирует от 0,3 до 1,5–2 м. Нередко отмечается пространственное совмещение двух морфологических типов руд, где жилы прорывают зоны минерализации.

**Материалы и методы исследования.** В основу работы положен фактический материал, полученный и обобщённый авторами в ходе полевых исследований в период с 2016 по 2022 гг. Образцы отобраны из керна скважин, штупов карьера, геологических обнажений и канав месторождения Южные Ашалы. Для минералого-геохимического исследования руд применялись различные методы. Оптические исследования и фотодокументация аншлифов и пластинок выполнены на микроскопе «Olympus BX53 P» с цифровой камерой DP72. Составы, зональность и взаимоотношение раз-

личных минеральных фаз определялись с помощью сканирующего электронного микроскопа (СЭМ) «MIRA 3LMU» (Tescan, Чехия; аналитики Н. С. Карманов, М. В. Хлестов) с энергодисперсионным спектрометром INCA Energy 450 XMax 80 (Oxford Instruments, Великобритания) в режимах вторичных (SE) и обратно-рассеянных электронов (BSE) при различных увеличениях (ускоряющее напряжение 20 кВ, ток пучка 1 нА и время накопления сигнала 20 с). Картирование пирита и арсенопирита проведено в характеристическом излучении NiKa, AsLa, AuLa, AgLa, CoKa, FeKa, SKa, SbLa на электронно-зондовом микроанализаторе JXA-8230 (Jeol Ltd) (аналитик В. А. Даниловская). Содержания Au и Ag в породах и мономинеральных фракциях определены атомно-абсорбционным методом (аналитик В. Н. Ильина). Определение содержаний микроэлементов в пирите и арсенопирите проводилось методом масс-спектрометрии с лазерной абляцией (ЛА-ИСП-МС) с использованием квадрупольного масс-спектрометра с индуктивно-связанной плазмой iCAP Qc (Thermo Scientific), объединённого с устройством лазерного пробоотбора NewWave Research 213 (Elemental Scientific; лазер Nd:YAG; длина волны 213 нм; аналитик А. Л. Рагозин). В качестве внешнего стандарта использовался многоэлементный сертифицированный стандартный образец стекла NIST 612, в качестве внутреннего стандарта – определённые с помощью ЭДС (SEM «MIRA 3LMU») концентрации Fe. Дрейф чувствительности прибора контролировался съёмкой NIST 610 в качестве неизвестного образца. Диаметр пятна абляции – 50 мкм, частота повторения импульсов – 10 Гц, плотность энергии ~ 3,5 Дж/см<sup>2</sup>. Пробоподающий газ – гелий (0,5 л/мин) и дополнительный поток аргона (0,8 л/мин). Времена задержки (т. е. время измерения каждого изотопа за одну развёртку квадруполь) устанавливались в 10 мс на каждую массу, один проход по всем массам за развёртку. Время анализа составляло 85 с на точку, включая 30 с для определения фоновых значений. Данные накапливались в режиме временного разрешения в виде «временных срезов» в целях



определения изменения концентрации элемента во времени. Анализируемые изотопы определялись одновременно по массе и по времени достижения максимума во «временном срезе». Через каждые 10 образцов проводилось измерение стандартов NIST 612.

Углеродистое вещество изучалось в полированных пластинках толщиной 0,2 мм методом рамановской спектроскопии. Измерения проводились на рамановском спектрометре Horiba Labram HR800. Возбуждение в образце осуществлялось лазером с длиной волны 532 нм и мощностью на выходе 50 мВт. Регистрация спектра производилась полупроводниковым детектором (CCD-матрицей), охлаждаемым по методу Пельтье. Набор спектра углеродистого вещества осуществлялся в диапазоне 1100–1800 см<sup>-1</sup>. Время накопления одного спектра составляло 10 с, один анализ включал 5 накоплений. В каждом образце анализировалось не менее 30 чешуй углеродистого вещества. Полученные спектры обрабатывались в компьютерной программе Fityk (версия 1.3.1). В качестве базовой линии принималась кривая полиномиальной функции 3-го порядка, проходящая по средним значениям фонового шума. После вычитания базовой линии проводилась аппроксимация пиков (D1, G, D2) с использованием функции Войта (Voigt) (Fityk manual, 2018). Площадь (интегральная интенсивность), интенсивность (высота), положение центра пиков и полная ширина в половине максимума (FWHM) были определены для всех пиков (т. е. для D1, G и D2). Оценка температур осуществлялась с использованием геотермометров Бейссак и др. (2002) и Кукецу и др. (2014).

Все аналитические исследования проводились в ЦКП «Многоэлементные и изотопные исследования» СО РАН (г. Новосибирск).

**Текстуры руд** месторождения Южные Ашаны разнообразны: наибольшее распространение имеют вкрапленные, прожилково-вкрапленные, часты полосчатые, брекчиевые, гнездовые и прожилковые.

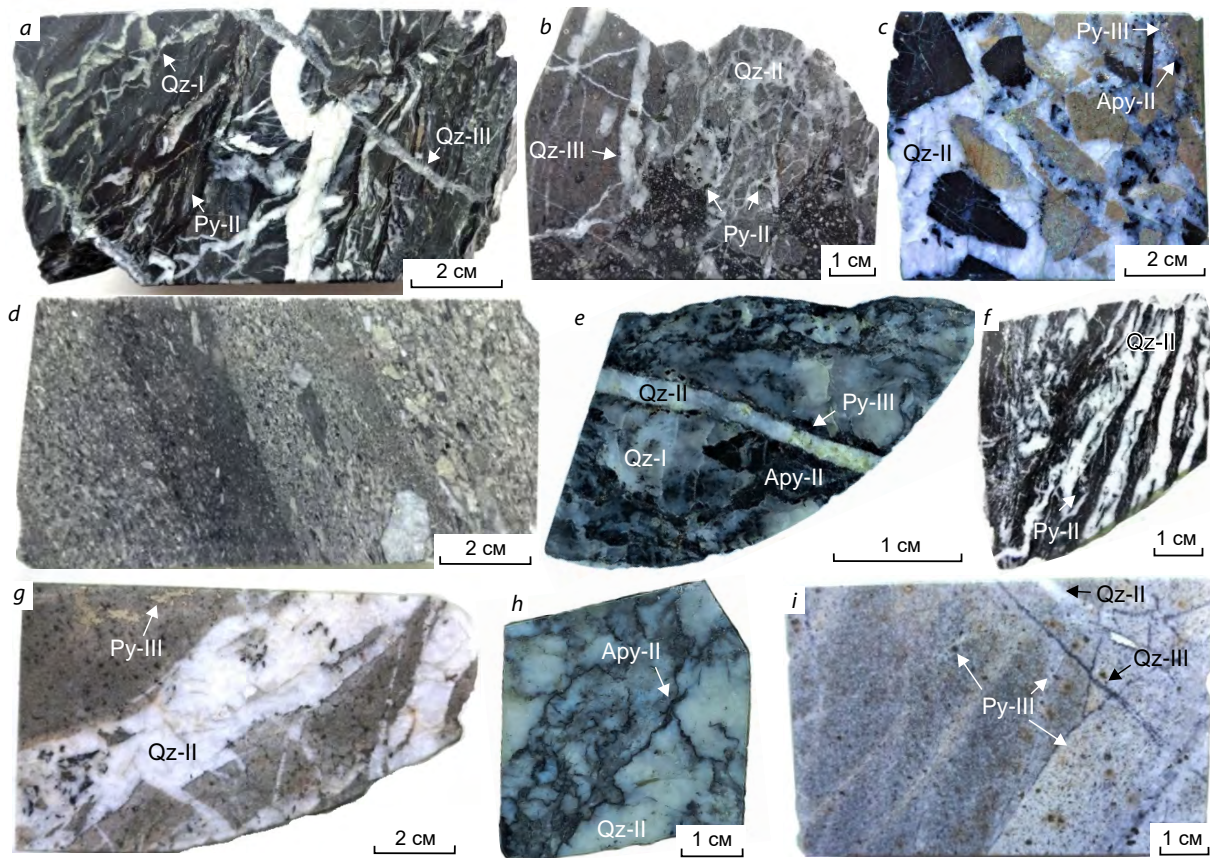
Брекчиевые и гнездовые текстуры встречаются главным образом в осевой части Южного разлома и приурочены к рудам золото-

малосульфидно-кварцевого типа (рис. 4, *c, e, g*). Прожилковые текстуры широко распространены в пределах всего месторождения, вне зависимости от типа руд (см. рис. 4, *f, h*). Полосчатые текстуры встречаются на месторождении в участках развития углеродсодержащих алевролитов и песчаников (см. рис. 4, *a, b, d*). Они представлены чередованием кварцевых и пирит-алевролитовых полос шириной до 0,5 см. Вкрапленные и прожилково-вкрапленные текстуры выявляются в пределах месторождения повсеместно и развиваются как по вмещающим (вулканическим и осадочным) породам, так и по жилам (карбонат-кварцевого, кварцевого состава), вне зависимости от типа руд (см. рис. 4, *a–c, g, i*).

#### Рудная минерализация

*Сульфиды и сульфосоли.* Пирит является самым распространённым сульфидным минералом. На месторождении Южные Ашаны установлены четыре генерации пирита, отличающиеся по морфологии, структурно-текстурным особенностям, геохимии и минеральным ассоциациям. На основании вышеописанных признаков выделено семь разновидностей пирита (рис. 5): фрамбоидальный (Py-Ia); сферический (Py-Iб); сферически-прожилковый (Py-Iв); эвгедральный с микровключениями (Py-IIa), эвгедральный мышьяковистый (Py-IIб); эвгедральный никелевый (Py-III); изометрический, в результате замещения (Py-IV).

Py-I (Fe<sub>1,01</sub>S<sub>2</sub>) в виде вкрапленности фрамбоидальных и сферических зёрен, а также цепочечных (прожилковых) агрегатов, приуроченных к углеродсодержащим осадочным породам буконьской свиты, обычно расположен параллельно слою. В пределах месторождения встречается достаточно редко. Фрамбоиды в виде шариков размером до 30–50 мкм в диаметре (Py-Ia) состоят из кристаллов кубического и октаэдрического габитусов размером не более 5–7 мкм (см. рис. 5, *a, b*). Сферический пирит (Py-Iб) распространён менее, чем фрамбоидальный, и рассматривается нами как морфологическая разновидность последнего, размер зёрен не более 70 мкм в диаметре (см. рис. 5, *c*). Сферические выделения округлой формы нередко образуют прожил-

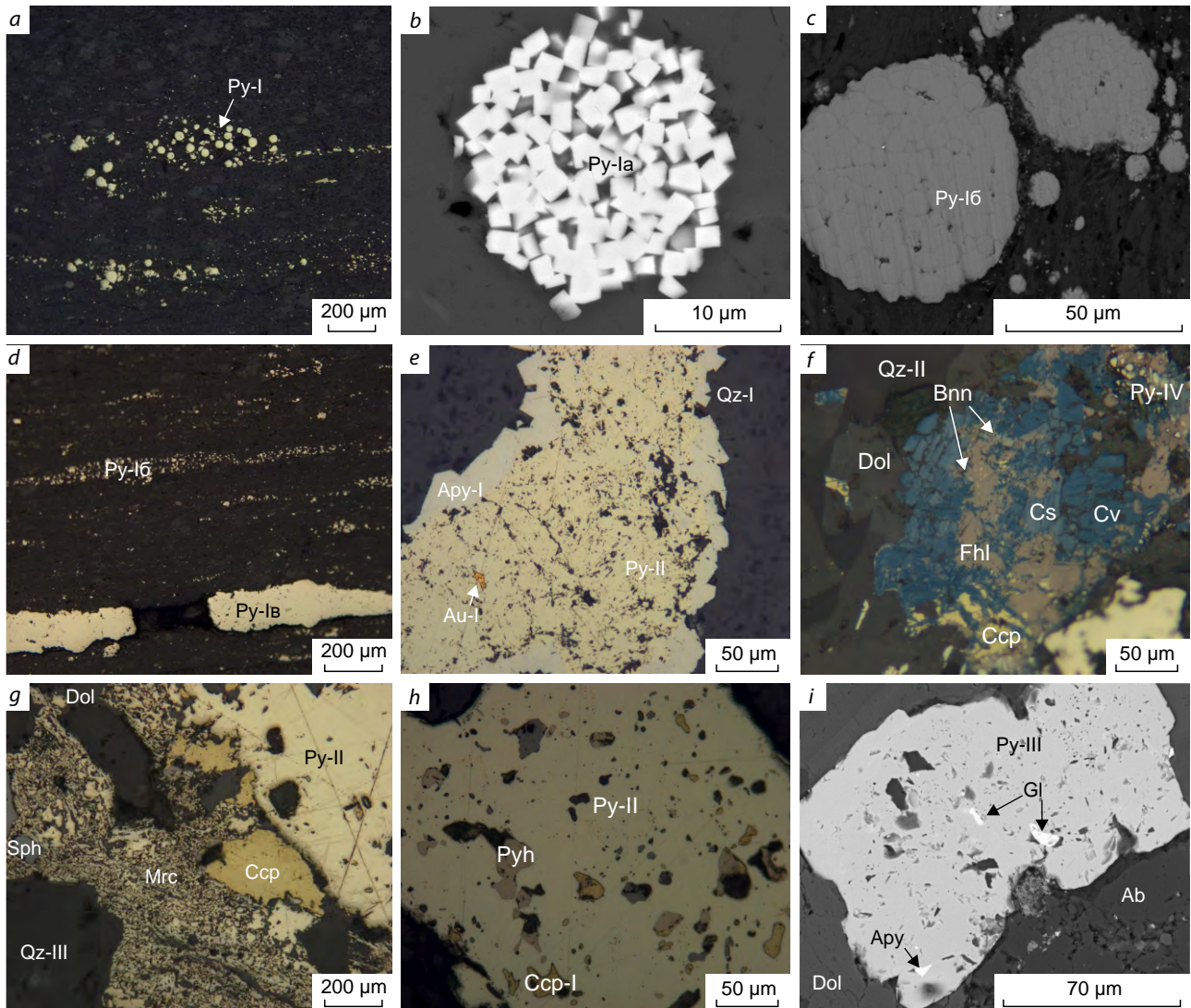


**Рис. 4. Текстуры руд месторождения Южные Ашалы:**

*a* – деформированный и брекчированный углеродисто-пелитовый сланец с несколькими генерациями серого и белого жильного кварца и послойно-просечковой сульфидной минерализацией; *b* – прокварцованная брекчия, состоящая из обломков андезибазальтового порфирита и углеродисто-кремнистого сланца с сульфидной и кварцево-жильной минерализацией нескольких генераций; *c* – брекчия из сульфидизированных обломков базальта и углеродистого сланца, сцементированных кварцем; *d* – градационно-слоистая обломочная порода; *e* – брекчированный углеродисто-кремнистый сланец с вкрапленной и прожилковой кварц-сульфидной минерализацией; *f* – углеродисто-пелитовый сланец с послойной сульфидной минерализацией и кварцевым прожилкованием; *g* – брекчия из обломков базальта, сцементированных кварцем с вкрапленно-гнездовой сульфидной минерализацией; *h* – кварцевая жила с кварц-сульфидными прожилками; *i* – андезит с кварцевыми прожилками и обильной вкрапленностью пирита; здесь и далее Ab – альбит, Apy – арсенопирит, Au – золото, Bnn – бурнонит, Ccp – халькопирит, Cs – халькозин, Cv – ковеллин, Dol – доломит, Fhl – блёклая руда, Gdf – герсдорфит, Gl – глаукоdot, Gn – галенит, Mrc – марказит, Py – пирит, Pyh – пирротин, Qz – кварц, Sd – сидерит, Sph – сфалерит, Ttd – тетраэдрит

**Fig. 4. Ore textures of the Southern Ashaly deposit:**

*a* – deformed and brecciated carbonaceous-pelitic shale with several generations of gray and white vein quartz and bedded stringer sulfide mineralization; *b* – silicified breccia consisting of fragments of andesite-basalt porphyrite and carbonaceous-cherty shale with sulfide and quartz-vein mineralization of several generations; *c* – breccia of sulfidized fragments of basalt and carbonaceous shale, cemented with quartz; *d* – gradation-layered detrital rock; *e* – brecciated carbonaceous-cherty shale with disseminated and veinlet quartz-sulfide mineralization; *f* – carbonaceous-pelitic shale with bedded sulfide mineralization and quartz veining; *g* – breccia of basalt fragments cemented with quartz with disseminated-nested sulfide mineralization; *h* – quartz vein with quartz-sulfide veinlets; *i* – andesite with quartz veinlets and abundant pyrite dissemination; here and after: Ab – albite, Apy – arsenopyrite, Au – gold, Bnn – bournonite, Ccp – chalcopyrite, Cs – chalcocite, Cv – covellite, Dol – dolomite, Fhl – fahlore, Gdf – gersdorffite, Gl – glaucodot, Gn – galena, Mrc – marcasite, Py – pyrite, Pyh – pyrrhotite, Qz – quartz, Sd – siderite, Sph – sphalerite, Ttd – tetrahedrite



**Рис. 5. Формы выделения пирита в рудах месторождения Южные Ашалы:**

*a* – вкрапленность фрамбOIDов и сферических агрегатов Py-I в углеродистых сланцах; *b* – фрамбOID пирита; *c* – сферический сросток микрокристаллов Py-I; *d* – вкрапленность и прожилки Py-I в углеродсодержащем сланце; *e* – кавернозный Py-II с включением золота обрастает арсенопиритом-I; *f* – прожилок доломит-халькопирит-пирит-сульфосолевого состава с плёнками ковеллина и халькозина; *g* – халькопирит, сфалерит и Py-II обрастают марказитом; *h* – Py-II с включением халькопирита-I, пирротина и нерудных минералов; *i* – кавернозный Py-III с включением глаукодота и арсенопирита. *a, d–h* – оптический микроскоп, PPL; *b, c, i* – сканирующий электронный микроскоп (СЭМ), режим BSE

**Fig. 5. Forms of pyrite segregations in ores of the Southern Ashaly deposit:**

*a* – dissemination of framboids and spherical aggregates of Py-I in carbonaceous shales; *b* – pyrite framboid; *c* – spherical intergrowth of Py-I microcrystals; *d* – dissemination and veinlets of Py-I in carbon-bearing shale; *e* – cavernous Py-II with the inclusion of gold is overgrown with arsenopyrite-I; *f* – veinlet of dolomite-chalcopyrite-pyrite-sulfosalt composition with covellite and chalcocite films; *g* – chalcopyrite, sphalerite, and Py-II are overgrown with marcasite; *h* – Py-II with inclusion of chalcopyrite-I, pyrrhotite, and non-metallic minerals; *i* – cavernous Py-III with inclusion of glaucodote and arsenopyrite. Notes: *a, d–h* – optical microscope, PPL; *b–c, i* – scanning electron microscope (SEM), BSE mode

ковидные скопления вдоль слоистости породы, редко встречаются массивные прожилки (Ру-IV, см. рис. 5, d). Ру-IV и Ру-IV образуются в результате диагенетического преобразования Ру-IVa. В межзерновом пространстве сферической и сферически-прожилковой разновидности Ру-IV отмечаются минеральные включения золота-I, халькопирита-I и блёклой руды (тетраэдрита-I), размер включений менее 5–7 мкм. Проведённое картирование (микроанализатор JXA-8230) и исследование состава (SEM/EDX, ЛА-ИСП-МС) пирита позволило установить, что Ру-IV обогащён V, Ni, Co, Cu, Ti, Ag, W, Pt, Au, Hg, Pb, Zn и Bi относительно Ру-II и III (рис. 6; табл. 1). Также установлены геохимические различия внутри генерации: Ру-IV обогащён (г/т) Au (до 484), Ni (до 1966), Cu (до 1973), As (до 8902), Se (до 110), Ag (до 38), Sn (до 7,86) и обеднён Al, Ti, V, Mn, Zr, Mo, Ba, La, W, Pt, Tl, Bi относительно Ру-IVb. При этом, по данным ЛА-ИСП-МС, в Ру-IVb среднее содержание Au и Ag составляет 4,14 и 10,4 г/т, а в Ру-IV – 236,6 и 26,4 г/т соответственно (см. табл. 1). По результатам SEM/EDX, содержания Ni и Co в Ру-IV ниже предела обнаружения (0,15 %) (табл. 2). Зачастую отмечается, что Ру-IV слагает ядерные части вкрапленных зёрен, а Ру-II обрастает его (см. рис. 6).

Ру-II ( $\text{FeAs}_{0,05}\text{S}_{1,95}$ ), распространённый в виде вкрапленности в осадочных породах бунконской свиты, встречается чаще, чем фрамбоидальный Ру-IV и эвгедральный Ру-III, IV. Центральная часть минерала кавернозного строения (Ру-IIa) со значительным количеством микровключений обрастает эвгедральным (кристаллическим) пиритом (Ру-IIб) с меньшим количеством включений. Эвгедральный пирит в сростании с игольчатым, дипирамидальным арсенопиритом-I образует кристаллы октаэдрического и кубического габитусов, размер которых варьирует от 50 до 500 мкм в поперечнике. В Ру-II отмечаются включения углеродистого вещества (графита?), пирротина, халькопирита-I, тетраэдрита-I и золота-I, размер которых редко превышает 20 мкм в диаметре (см. рис. 5, e, h и табл. 2). Ру-II зонального строения: централь-

ная часть зерна (Ру-IIa) обогащена Cu, Zn, Se, Mo, Ag, Sb, Pt, Pb и S (см. табл. 1 и рис. 6), тогда как на периферии (Ру-IIб) установлена осцилляторная зональность As и Ni (см. рис. 6, b, c). Содержания Au и Ag, по данным атомно-абсорбционного анализа, в мономинеральной фракции Ру-II составляют 92 и 4 г/т соответственно, а среднее их содержание, по данным ЛА-ИСП-МС, 85 и 14,5 г/т – для Ру-IIa, 34 и 1 г/т – для Ру-IIб соответственно (см. табл. 1).

Ру-III ( $(\text{Fe}_{0,99}\text{Ni}_{0,02})_{1,01}\text{As}_{0,03}\text{S}_{1,97}$ ) менее распространён, нежели первые две генерации, он отмечается в виде вкрапленности, прожилок и гнёзд как в кварцевых жилах, так и во вмещающих породах. Кристаллизуется в виде кавернозных зёрен кубического, октаэдрического, редко пентагон-додекаэдрического габитусов, размером от 15 до 350 мкм в поперечнике. Ру-III отмечается в сростании с арсенопиритом-II; в минерале установлены включения анатаза, глаукодота ( $(\text{Ni}_{0,08}\text{Fe}_{0,32}\text{Co}_{0,55})_{0,95}\text{As}_{0,71}\text{S}_{1,29}$ ), герсдорфита ( $(\text{Co}_{0,1}\text{Fe}_{0,42}\text{Ni}_{0,49})_{1,01}\text{As}_{0,87}\text{S}_{1,13}$ ) и пирротина (см. рис. 5, i); его поры и трещины заполняются галенитом, халькопиритом-II, сфалеритом и блёклыми рудами-II. По данным SEM/EDX, Ру-III относительно ранних его генераций обогащён примесями As (до 1,8 мас. %), также установлены примеси Ni (до 1,2 мас. %), повышенные содержания этих элементов сопровождаются зональностью (см. табл. 2). По геохимическим данным, ЛА-ИСП-МС установлены неоднородности в составе Ру-III, которые, скорее всего, связаны с микровключениями анатаза – Ti, V, W и арсенопирита. При этом максимальные содержания Au и Ag составляют 35 и 2,5 г/т соответственно.

Ру-IV образуется в результате замещения халькопирита блёклой рудой, из-за избыточного количества железа. Зёрна изометрического облика размером не более 20 мкм в диаметре (см. рис. 5, f). Плохо изучен из-за слабой распространённости.

*Марказит* в пределах месторождения имеет слабое распространение и отмечается на поздних стадиях рудообразования. Наблюдаются агрегаты пластинчатой, чешуйчатой и неправильной форм выделения, размер кото-

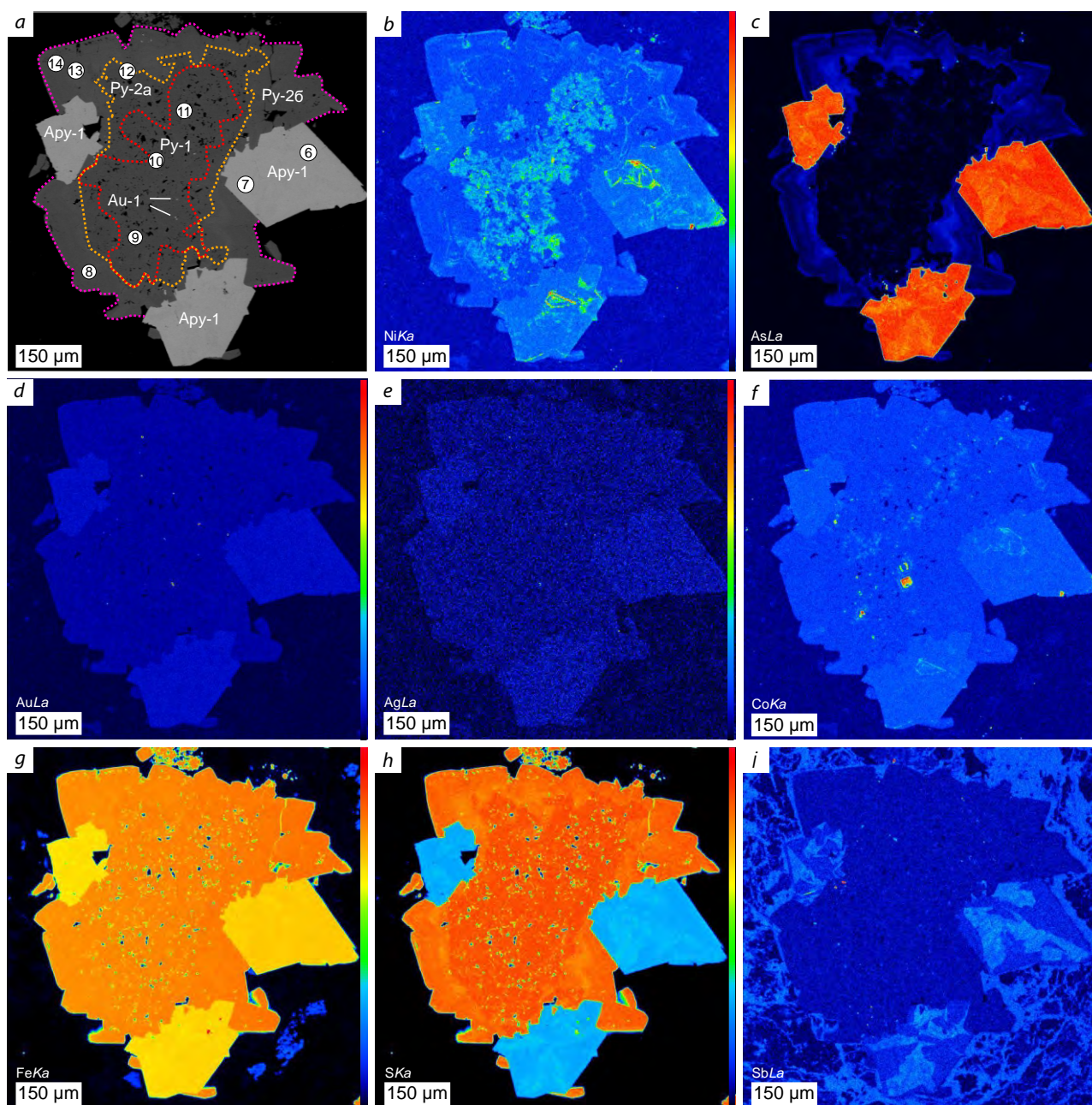


Рис. 6. Картирование пирита и арсенопирита на микроанализаторе JXA-8230 (обр. kz-08-2):

*a* – изображение в обратно-рассеянных электронах (BSE), СЭМ; кругами обозначены анализы ЛА-ИСП-МС и их номера (см. табл. 1); *b–i* – распределение главных элементов и элементов-примесей в пирите и арсенопирите в характеристическом излучении NiKa, AsLa, AuLa, AgLa, CoKa, FeKa, SKa, SbLa; шкала расположена справа от карт: красный цвет – наибольшая интенсивность

Fig. 6. Mapping of pyrite and arsenopyrite on the JXA-8230 microanalyzer (Sample kz-08-2):

*a* – backscattered electrons image (BSE), SEM; circles indicate the analyses of LA-ICP-MS and their numbers (see table 1); *b–i* – distribution of the major elements and trace elements in pyrite and arsenopyrite in the characteristic radiation of NiKa, AsLa, AuLa, AgLa, CoKa, FeKa, SKa, SbLa; the scales are on the right of the maps: red color for the maximum intensity







Табл. 2. Химический состав пирита, SEM/EDX, мас. %

Table 2. Chemical composition of pyrite, SEM/EDX, wt. %

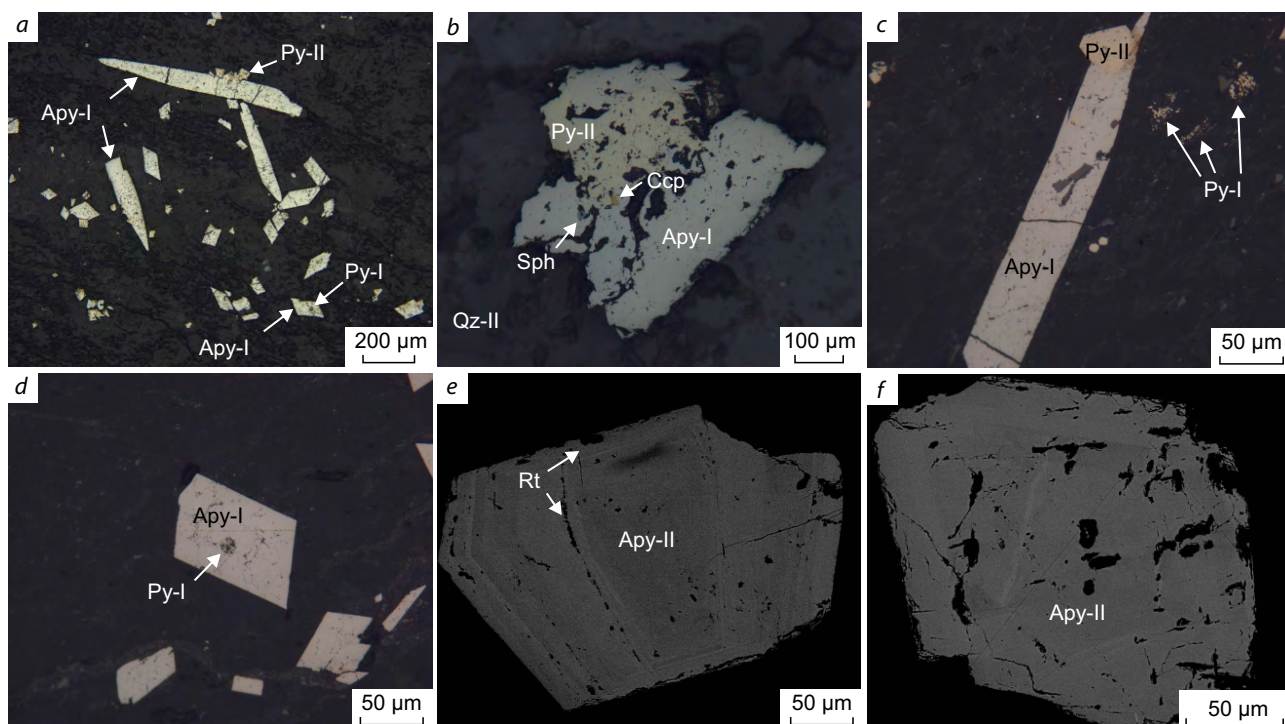
Генерация	№ образца	Fe	Ni	As	S	Сумма	Формула
Py-I	210/12	47,02	–	–	53,35	100,37	$Fe_{1,01}S_2$
Py-I	210/13	46,5	–	–	52,61	99,11	$Fe_{1,01}S_2$
Py-I	kz-8-2	46,96	–	–	53,39	100,35	$Fe_{1,01}S_2$
Py-I	kz-8-2	47,12	–	–	53,53	100,65	$Fe_{1,01}S_2$
Py-I	210/11	46,58	–	–	52,54	99,12	$Fe_{1,01}S_2$
Py-II	248/3	45,05	–	5,42	49,56	100,6	$FeAs_{0,09}S_{1,91}$
Py-II	248/3	45,61	–	4,27	50,75	99,4	$FeAs_{0,07}S_{1,93}$
Py-II	210/15	45,96	–	2,46	51,02	100,3	$Fe_{1,01}As_{0,04}S_{1,96}$
Py-II	Sh-4	46,03	–	2,66	51,29	100	$Fe_{1,01}As_{0,04}S_{1,96}$
Py-II	Sh-9	45,45	–	1,8	51,21	98,5	$FeAs_{0,03}S_{1,97}$
Py-III	244/6	45,89	1,17	–	53,23	100,3	$(Fe_{0,99}Ni_{0,02})_{1,01}S_2$
Py-III	244/6	45,74	0,82	–	52,44	99	$(FeNi_{0,02})_{1,02}S_2$
Py-III	Sh-4	45,11	0,74	1,78	51,45	99	$(Fe_{0,99}Ni_{0,02})_{1,01}As_{0,03}S_{1,97}$
Py-III	Sh-5	45,03	0,6	1,74	51,35	98,7	$(Fe_{0,99}Ni_{0,01})_{1,0}As_{0,03}S_{1,97}$
Py-III	244/6	45,89	1,17	–	53,23	100,29	$Fe_{1,01}S_2$

рых иногда достигает 0,5 мм в диаметре. В наблюдаемых образцах этим минералом обрастают халькопирит-II, сфалерит, Py-II и тетраэдрит (см. рис. 5, g).

*Арсенопирит* является вторым по распространённости рудным минералом на месторождении. Арсенопирит-I ( $Fe_{1,01}As_{0,92}S_{1,08}$ ) поздней стадии золото-сульфидного этапа сформировался в результате гидротермально-метасоматического преобразования углеродсодержащих терригенных пород буконьской свиты, в которых он и локализуется. Чаще всего образует рассеянную вкрапленность игольчатых, длиннопризматических и дипирамидальных кристаллов размером от 20 до 500 мкм вдоль удлинения. Реже арсенопирит-I отмечается в виде реликтов и обломков кристаллов в более поздних кварц-сульфидных жилах. Количество минерала в породе обычно не превышает 1–3 %, в наиболее богатых рудных телах достигает 7 %. Арсенопирит-I наблюдается в сростании с кавернозным Py-II и пластинчатым пирротинном, редко в нём отмечаются включения фрамбоидального Py-I (рис. 7, a–d). Средний химический

состав минерала: Fe – 34,58, As – 41,61, S – 21,45 мас. %, при этом отношение As/S – 0,7. Арсенопирит-I попадает в область высокозолотоносного арсенопирита, характерного для месторождений Большевик, Суздаль и Жерек [10]. Относительно стандартного химического состава минерала обогащён серой и обеднён мышьяком (рис. 8; табл. 3), тогда как содержание железа соответствует стандарту. Содержание золота, определённое атомно-абсорбционным методом в мономинеральных фракциях, достигает 500 г/т, редко отмечаются прожилки и вкрапленность золота-I (см. ниже). Картирование арсенопирита-I показало зональное распределение As, Sb и S, при этом пониженные концентрации As и S (см. рис. 6, c, h) компенсируются повышенными содержаниями Sb (см. рис. 6, i). Также отмечаются осцилляторная зональность по Ni, Co (см. рис. 6, b, f) и равномерное распределение Au и Ag (см. рис. 6, d, e). Максимальные содержания Au и Ag, по данным ЛА-ИСП-МС, составляют 230 и 20 г/т соответственно.

Арсенопирит-II ( $Fe_{0,99}Ni_{0,03}As_{0,9}S_{1,1}$ ) сульфидной стадии золото-малосульфидно-кварцево-



**Рис. 7. Арсенопирит месторождения Южные Ашалы:**

*a* – включения Py-I в арсенопирите-I и сростание последнего с Py-II в углеродистом сланце; *b* – сростание арсенопирита-I и Py-II с включением сфалерита и халькопирита в кварцевом матриксе; *c* – игольчатый кристалл арсенопирита-I в сростании с Py-II и фрамбоиды Py-I в виде вкрапленности в углеродистом сланце; *d* – включение Py-I в арсенопирите-I; *e* – зональный кристалл арсенопирита-II с включениями анатаза (рутила?); *f* – сростки зональных кристаллов арсенопирита-II; *a-d* – оптический микроскоп, PPL; *e, f* – СЭМ, BSE

**Fig. 7. Arsenopyrite of the Southern Ashaly deposit:**

*a* – inclusions of Py-I in arsenopyrite-I and intergrowth of the latter with Py-II in carbonaceous shale; *b* – intergrowth of arsenopyrite-I and Py-II with the an inclusion of sphalerite and chalcopyrite in the quartz matrix; *c* – needle crystal of arsenopyrite-I in intergrowth with Py-II and Py-I framboids in the form of inclusions in carbonaceous shale; *d* – inclusion of Py-I in arsenopyrite-I; *e* – zonal crystal of arsenopyrite-II with inclusions of anatase (rutile?); *f* – intergrowths of zonal crystals of arsenopyrite-II. Notes: *a-d* – optical microscope, PPL; *e-f* – SEM, BSE

го этапа наблюдается в виде короткопризматических, таблитчатых кристаллов размером от 5 до 200 мкм в диаметре (см. рис. 7, *e, f*). Содержание минерала в породе менее 1 %. Установлены включения анатаза (рутила?) и пирротина, сростания с кавернозным Py-III, а также заполнение пор и трещин золотом, галенитом, сфалеритом, халькопиритом и блёклыми рудами. Выявлена чёткая зональность арсенопирита-II, она связана с примесями Co (< 0,7 мас. %) и Ni (< 3,1 мас. %) в периферийной части минерала (см. рис. 7, *e*). Средний

химический состав арсенопирита-II идентичен химическому составу арсенопирита-I (см. табл. 3). Можно предположить, что арсенопирит-II образовался в результате рекристаллизации золотоносного игольчатого арсенопирита-I раннего этапа. В пределах месторождения минерал слабо распространён, отчего и изучен плохо.

Минералы Ni и Co относятся к редким минералам и встречаются в виде мелких включений в пирите, сростков с арсенопиритом и свободных зёрен в карбонате, размер зёрен не

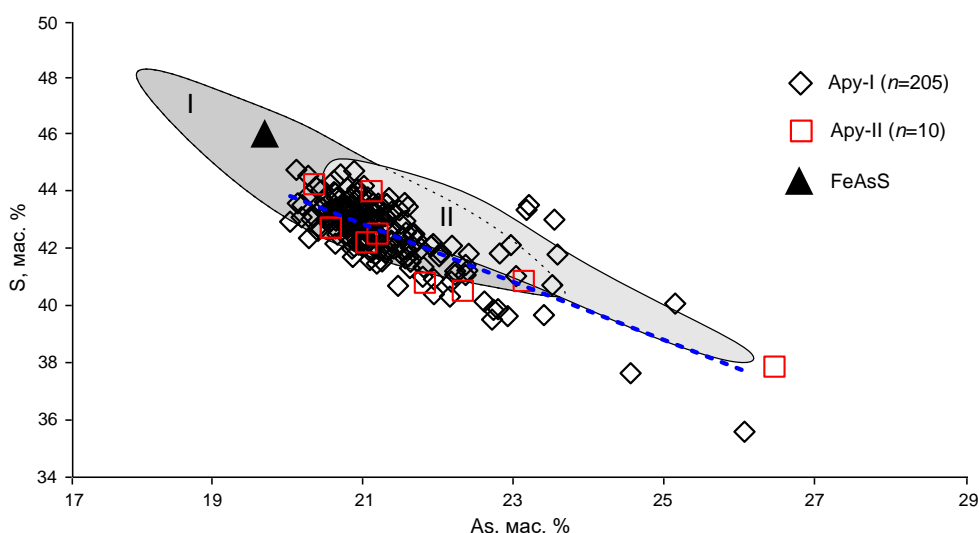


Рис. 8. Диаграмма As–S, иллюстрирующая составы арсенопирита месторождения Южные Ашалы относительно стандартного химического состава (FeAsS) и областей составов игольчатого (I) и таблитчатого (II) арсенопирита месторождений Большевик, Суздаль и Жерек [10]:

треугольник – стандартный химический состав арсенопирита; анализ произведён на SEM/EDX,  $n$  – число анализов

Fig. 8. The As–S diagram illustrating the compositions of arsenopyrites from the Southern Ashaly deposit relative to the standard chemical composition (FeAsS) and the fields of needle-shaped (I) and tabular (II) arsenopyrites from the Bolshevik, Suzdal, and Zherek deposits [10]:

the triangle shows the standard chemical composition of arsenopyrite; the analysis was performed on the Tescan Mira SEM/EDX,  $n$  is the number of analyses

более 20 мкм в диаметре (см. рис. 5, *i*). Герсдорфит наиболее распространён и обогащён Fe (до 14,32 мас. %), реже Co (до 12,75 мас. %). Меньшее распространение имеет глаукоdot с содержанием Ni (до 3,38 мас. %) (см. табл. 3).

*Халькопирит* ( $\text{Cu}_{1,04}\text{Fe}_{0,72}\text{S}_2$ ) – двух генераций. Ранняя генерация отмечается в виде включений в Ру-II. Наблюдается в виде зёрен неправильной формы в сростании с пирротинном, блёклой рудой-I и золотом-I, размер частиц не более 20 мкм в диаметре (рис. 10, *e–h*). Халькопирит поздней генерации – в виде вкрапленности (до 250 мкм), включений (до 250 мкм) и тонких прожилок (до 10 мкм) в пирите, арсенопирите, кварце, сидерите и доломите-II (рис. 9, *a, d, f*; табл. 4). Зёрна неправильной формы изометрического облика наблюдаются в сростании с тетраэдритом, бурнонитом, сфалеритом, пиритом, золотом и галенитом. Нередко минерал замещается тетраэдритом

с образованием пирита, а также гипергенными борнитом, халькозином и ковеллином.

*Галенит* ( $\text{Pb}_{1,04}\text{S}$ ) встречается в рудах золото-малосульфидно-кварцевого типа, на поздних стадиях. Отмечается в виде тонких прожилок и мелких включений (до 20 мкм) в пирите, арсенопирите, зачастую заполняет пустоты и трещины сульфидов. Минерал приурочен к прожилкам кварц-карбонатного состава. Наблюдается в сростании с самородным золотом, халькопиритом, тетраэдритом и минералами бурнонит-зелигманитового ряда (см. рис. 9, *e, h, i*). Установлены примеси Cu (до 1,3 мас. %), Sb (до 1,5 мас. %), Fe (до 6,8 мас. %) и Se (до 1 мас. %) (см. табл. 4).

*Клейофан* ( $\text{Zn}_{0,51}\text{S}_{0,48}$ ) встречается крайне редко в виде ксеноморфных зёрен изометрического облика, размер до 30 мкм (см. рис. 5, *g*). Минерал с редкими незначительными примесями сурьмы (до 0,2 мас. %) (см. табл. 4).

Табл. 3. Химический состав сульфосаренидов, SEM/EDX, мас. %

Table 3. Chemical composition of sulfoarsenides, SEM/EDX, wt. %

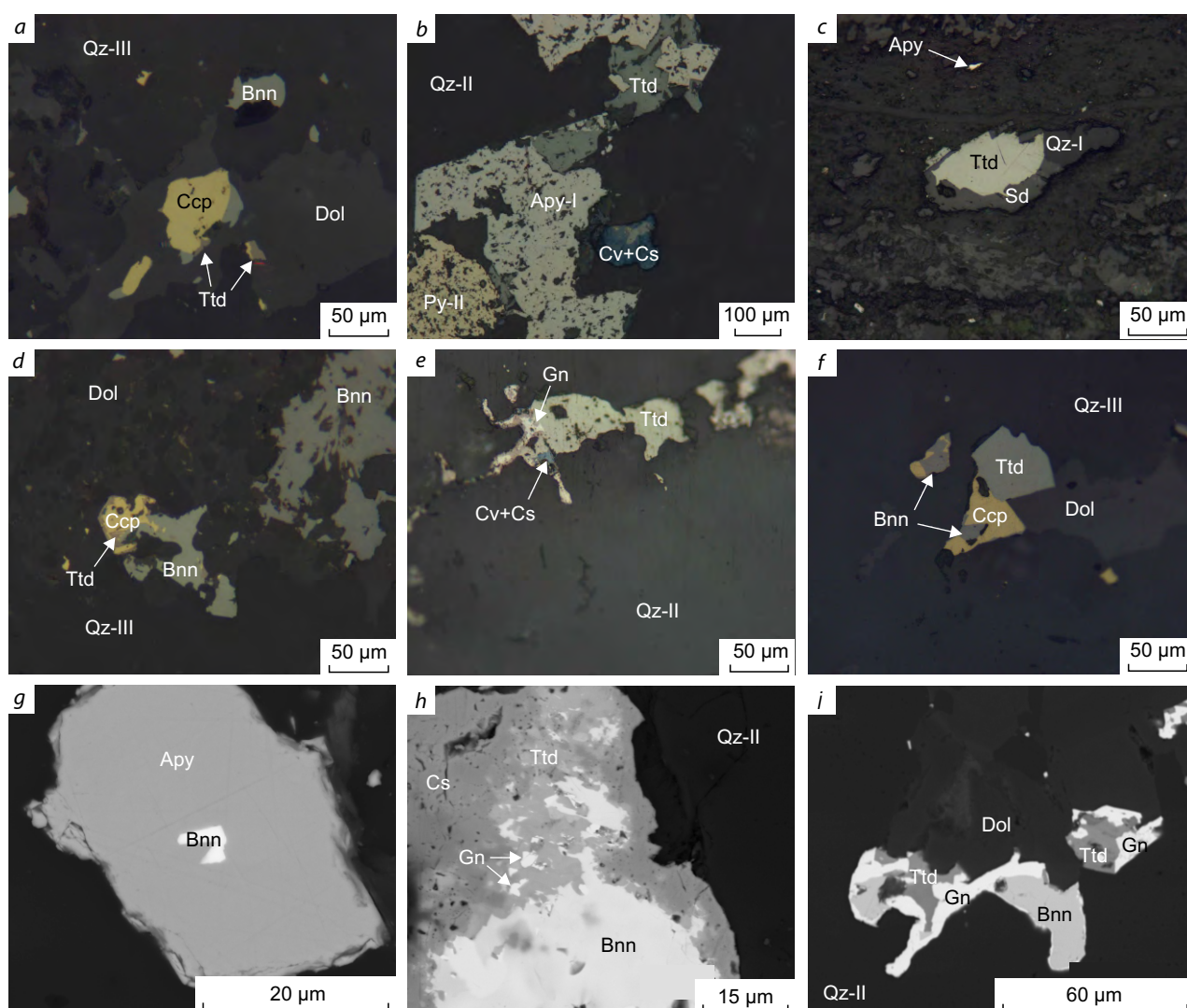
Генерация	№ образца	Fe	Co	Ni	As	S	Сумма	Формула
Ару-I	Ash-07-21	35,98	–	–	41,81	22,82	100,61	$Fe_{1,01}As_{0,88}S_{1,12}$
Ару-I	Sh-1	35,94	–	–	40,7	23,52	100,15	$Fe_{1,01}As_{0,85}S_{1,15}$
Ару-I	Sh-10	34,73	–	–	43,23	20,51	98,48	$Fe_{1,02}As_{0,95}S_{1,05}$
Ару-I	Sh-11	35,17	–	–	42,87	20,73	98,77	$Fe_{1,02}As_{0,94}S_{1,06}$
Ару-I	Sh-12	34,41	–	–	41,92	21,55	97,47	$FeAs_{0,91}S_{1,09}$
Ару-I	Sh-13	35,15	–	–	42,84	21,51	99,5	$Fe_{1,01}As_{0,92}S_{1,08}$
Ару-I	Sh-14	34,76	–	–	42,79	20,81	100,31	$Fe_{1,02}As_{0,94}S_{1,06}$
Ару-I	Sh-2	35,66	–	–	41,45	21,19	101,74	$Fe_{1,05}As_{0,91}S_{1,09}$
Ару-I	Sh-3	34,87	–	–	43,11	21,11	99,08	$Fe_{1,01}As_{0,93}S_{1,07}$
Ару-I	Sh-4	35,4	–	–	42,93	21,57	99,89	$Fe_{1,02}As_{0,92}S_{1,08}$
Ару-I	Sh-5	35,07	–	–	43,08	21,23	99,38	$Fe_{1,02}As_{0,93}S_{1,07}$
Ару-II	Sh-12	34,08	–	0,42	42,7	20,58	95,8	$(Fe_{1,01}Ni_{0,01})_{1,02}As_{0,94}S_{1,06}$
Ару-II	Sh-12	34,7	–	0,42	42,7	20,58	97,93	$(Fe_{1,03}Ni_{0,01})_{1,04}As_{0,94}S_{1,06}$
Ару-II	Sh-14	35,23	–	0,44	43,98	21,12	100,51	$(Fe_{1,01}Ni_{0,01})_{1,02}As_{0,94}S_{1,06}$
Ару-II	Sh-3	34,93	–	0,98	37,85	26,47	100,45	$(Fe_{0,94}Ni_{0,03})_{0,97}As_{0,76}S_{1,24}$
Ару-II	Sh-3	32,72	0,72	1,73	42,19	21,05	98,41	$(Fe_{0,96}Ni_{0,03})_{0,99}As_{0,92}S_{1,08}$
Ару-II	Sh-4	34,31	–	0,91	42,5	21,2	98,92	$(FeNi_{0,03})_{1,03}As_{0,92}S_{1,08}$
Ару-II	Sh-4	32	–	3,14	44,23	20,36	99,73	$(Fe_{0,94}Ni_{0,09})_{1,03}As_{0,96}S_{1,04}$
Ару-II	Sh-4	34,62	–	0,29	40,79	21,83	97,53	$(Fe_{1,01}Ni_{0,01})_{1,02}As_{0,89}S_{1,11}$
Ару-II	Sh-4	35,43	–	0,35	40,84	23,14	99,75	$(FeNi_{0,01})_{1,01}As_{0,86}S_{1,14}$
Ару-II	Sh-4	33,93	–	1,64	40,51	22,33	98,42	$(Fe_{0,98}Ni_{0,05})_{1,03}As_{0,87}S_{1,13}$
Gdf	244/6	9,08	–	27,41	46,48	18,87	101,84	$(Ni_{0,77}Fe_{0,27})_{1,04}As_{1,03}S_{0,97}$
Gdf	244/6	11,73	1,2	23,17	46,35	19,22	101,67	$(Ni_{0,65}Fe_{0,35}Co_{0,03})_{1,03}As_{1,02}S_{0,98}$
Gdf	Sh-6	14,32	3,71	17,63	39,69	22,05	97,4	$(Ni_{0,49}Fe_{0,42}Co_{0,1})_{1,01}As_{0,87}S_{1,13}$
Gdf	Sh-4	12,74	11,12	12,16	39,81	22,37	98,2	$(Fe_{0,37}Ni_{0,34}Co_{0,31})_{1,02}As_{0,86}S_{1,14}$
Gl	Sh 4	12,5	21,08	2,94	35,79	27,84	100,15	$(Co_{0,53}Fe_{0,33}Ni_{0,07})_{0,93}As_{0,71}S_{1,29}$
Gl	Sh-4	12,24	21,96	3,38	36,02	28,23	101,83	$(Co_{0,55}Fe_{0,32}Ni_{0,08})_{0,95}As_{0,71}S_{1,29}$

Примечание: Ару-I, Ару-II, Gdf, Gl – в соответствии с описанием в тексте. Формулы рассчитаны на 2 ат. в позиции аниона. «–» – содержание ниже предела обнаружения.

Сфалерит отмечается в интерстициях кварца, лимонитовых прожилках и пирите в виде зёрен неправильной формы. В кавернозном пирите заполняет пустоты и трещины в сростании с карбонатом. Пространственно приурочен к рудам второго типа, образуется в полиметаллическую стадию позднего этапа.

*Пирротин* ( $Fe_{1-x}S_2$ ) является редким минералом на месторождении. Отмечается на глу-

бинах более 150 м (в керне скважин Ash-07-21, 244 и 263) в виде вкрапленных зёрен каплевидной и неправильной форм в сульфидах (арсенопирите и пирите), размер зёрен не превышает 20 мкм в диаметре (см. рис. 5, *h*). Установлены изоморфные примеси Ni (до 0,6 мас. %) и Cu (до 6,5 мас. %) (см. табл. 4). Минерал образуется на раннем золото-сульфидном этапе пирит-арсенопиритовой стадии.

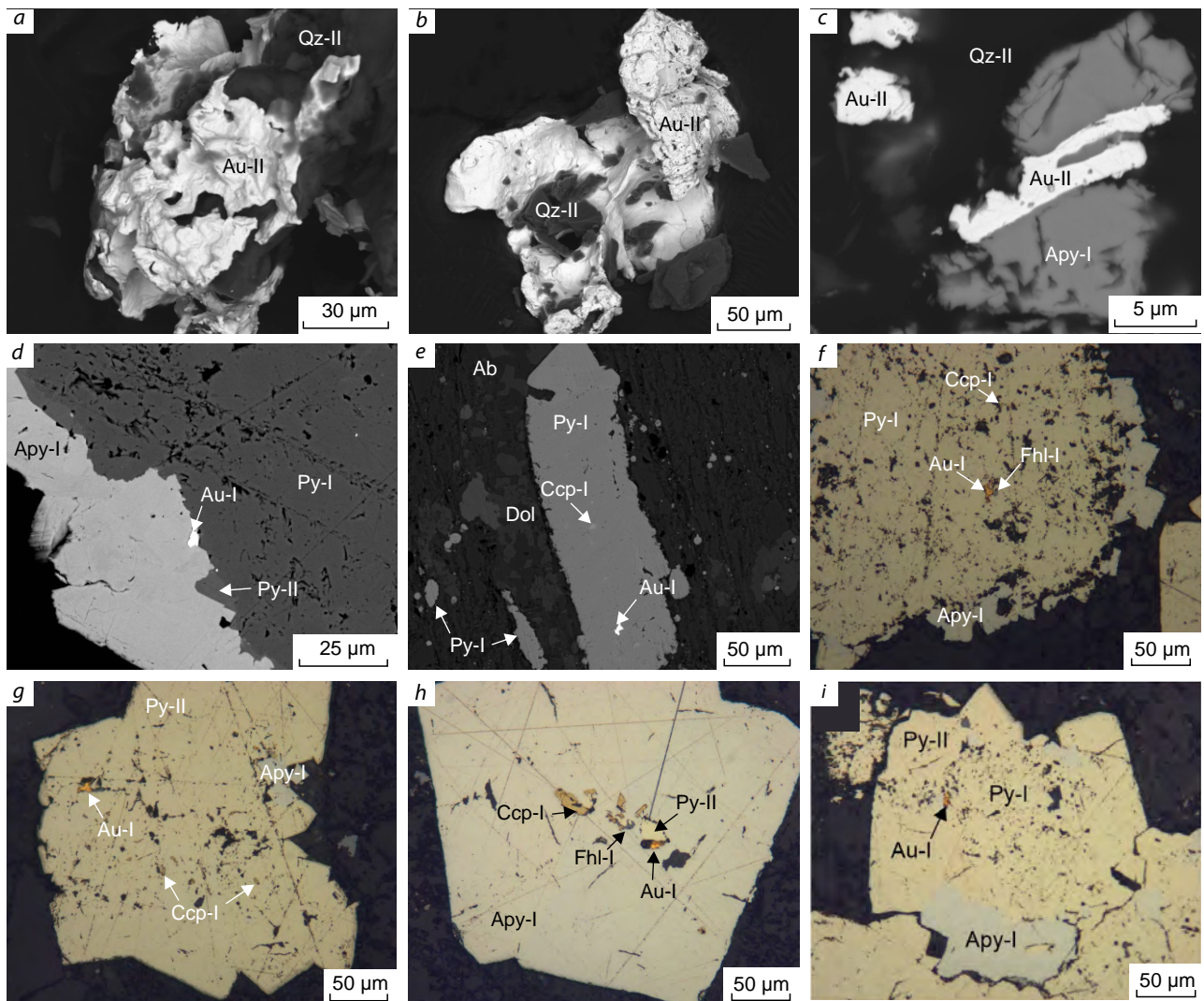


**Рис. 9. Сульфосоли месторождения Южные Ашалы:**

*a* – сростание халькопирита, тетраэдрита и бурнонита в карбонатном прожилке; *b* – заполнение пор и трещин кавернозных сульфидов тетраэдритом и халькопиритом и замещение последних халькозином; *c* – углеродистый алевролит с кварц-сидерит-тетраэдритовой линзой; *d* – карбонат-полисульфидный прожилок с тетраэдритом, халькопиритом и бурнонитом; *e* – сростание тетраэдрита и галенита с плёнками ковеллина и халькозина; *f* – сростание халькопирита, тетраэдрита и бурнонита; *g* – включение бурнонита в арсенопирите; *h* – тетраэдрит-галенит-бурнонитовый агрегат с плёнками халькозина в кварцевом матриксе; *i* – тетраэдрит, галенит и бурнонит на контакте доломита и кварца; *a–f* – оптический микроскоп, PPL; *g–i* – СЭМ, BSE

**Fig. 9. Sulphosalts of the Southern Ashaly deposit:**

*a* – intergrowth of chalcopyrite, tetrahedrite, and burnonite in a carbonate veinlet; *b* – filling of pores and cracks in cavernous sulfides with tetrahedrite and chalcopyrite and replacement of the latter with chalcocite; *c* – carbonaceous siltstone with quartz-siderite-tetrahedrite lens; *d* – carbonate-polysulfide veinlet with tetrahedrite, chalcopyrite, and burnonite; *e* – intergrowth of tetrahedrite and galena with covellite and chalcocite films; *f* – intergrowth of chalcopyrite, tetrahedrite, and burnonite; *g* – inclusion of burnonite in arsenopyrite; *h* – tetrahedrite-galena-burnonite aggregate with chalcocite films in a quartz matrix; *i* – tetrahedrite, galena, and burnonite at the contact of dolomite and quartz. Note: *a–f* – optical microscope, PPL; *g–i* – SEM, BSE



**Рис. 10. Золото месторождения Южные Ашалы:**

*a* – золото-II с кварцем, зерно неправильной, прожилковой формы, уплощённого облика; *b* – золото-II в сростании с кварцем, изометрического облика, неправильной формы, вид частицы прожилковый; *c* – прожилок золота-II в арсенопирите-I; *d* – золото-I на контакте Py-I и арсенопирита-I; *e* – Py-I с включением золота-I и халькопирита-I в углеродистом сланце; *f, g* – кавернозный Py-II с включением золота-I, блёклой руды-I и халькопирита-I обрастает арсенопиритом-I; *h* – Py-II с включением золота-I и блёклой руды-I обрастает арсенопиритом-I; *i* – золото-I на контакте Py-I с Py-II и арсенопиритом-I; *f-i* – оптический микроскоп, PPL; *a-e* – СЭМ, режим BSE

**Fig. 10. Gold of the Southern Ashaly ore deposit:**

*a* – gold-II with quartz: grain of irregular, veiny shape, flattened habit; *b* – gold-II in intergrowth with quartz, isometric habit, irregular shape; the particle is veiny in appearance; *c* – veinlet of gold-II in arsenopyrite-I; *d* – gold-I on the contact of pyrite-I and arsenopyrite-I; *e* – pyrite-I with an inclusion of gold-I and chalcopyrite-I in carbonaceous shale; *f, g* – cavernous Py-II with an inclusion of gold-I, fahlore-I, and chalcopyrite-I overgrown with arsenopyrite-I; *h* – pyrite-II with an inclusion of gold-I and fahlore-I overgrown with arsenopyrite-I; *i* – gold-I on the contact of pyrite-I, pyrite-II, and arsenopyrite-I. Notes: *f-i* – optical microscope, PPL; *a-e* – SEM, BSE mode



Табл. 4. Химический состав галенита, сфалерита, халькопирита и пирротина, SEM/EDX, мас. %

Table 4. Chemical composition of galena, sphalerite, chalcopyrite, and pyrrhotite, SEM/EDX, wt. %

Минерал	№ образца	Pb	Zn	Sb	Cu	Fe	S	Se	Сумма
Галенит	Sh-7	84,47	–	–	–	0,3	11,95	1,03	97,75
Галенит	Sh-14	82,92	–	1,56	1,29	–	12,60	–	98,37
Галенит	Sh-14	86,31	–	–	0,53	–	12,92	–	99,76
Галенит	Kz-8-2	–	–	–	–	–	–	–	–
Клейофан	Sh-1	–	50,57	0,20	–	–	47,56	–	98,34
Клейофан	Sh-2	–	53,96	–	–	–	46,40	–	100
Халькопирит-II	Sh-5	–	–	–	27,68	33,96	37,92	–	99,56
Халькопирит-II	Sh-4	–	–	–	25,48	37,33	38,91	–	101,72
Халькопирит-II	Sh-6	–	–	–	28,33	33,03	38,07	–	99,43
Халькопирит-I	210-11	–	–	–	27,73	33,49	37,69	–	98,91
Халькопирит-I	263-97	–	–	–	32,64	30,66	34,13	–	97,43
Халькопирит-I	263-97	–	–	–	32,43	30,76	34,60	–	97,79
Халькопирит-I	263-97	–	–	–	33,35	29,71	34,51	–	97,56
Халькопирит-I	263-97	–	–	–	34,33	30,98	34,91	–	100,22
Халькопирит-I	263-97	–	–	–	33,52	30,90	35	–	99,43
Халькопирит-I	263-97	–	–	–	33,75	30,83	35	–	99,59
Пирротин	263-97	–	–	–	–	60,36	38,05	–	98,41
Пирротин	263-97	–	–	–	–	60,71	38,76	–	99,47
Пирротин	263-97	–	–	–	–	59,66	38,06	–	97,72
Пирротин	263-97	–	–	–	–	60,39	37,84	–	98,23
Пирротин	263-97	–	–	–	–	60	38,11	–	98,10

Сульфосоли встречаются редко и представлены блёклыми рудами (Cu-, Zn-Fe- и Fe-Zn-тетраэдрит, табл. 5) и минералами бурнонит-зелигманитового ряда. Они отмечаются в виде включений, зёрен неправильной формы (до 15 мкм в диаметре) и прожилок (мощностью до 100 мкм) в сростании с халькопиритом, галенитом, минералами бурнонит-зелигманитового ряда и золотом. Ранняя генерация в ассоциации с золотом-I и халькопиритом-I образуется в пиритовую и пирит-арсенопиритовую стадии (см. рис. 10, *f, h*); поздняя генерация в ассоциации с бурнонит-зелигманитом, галенитом, халькопиритом-II образуется в полиметаллическую стадию (см. рис. 9, *a-c, e, f, h, i*). Блёклая руда-II приурочена к кварц-сидеритовым линзам в углеродистых сланцах и кварц-доломитовым прожилкам в

кварц-сульфидных жилах (молочно-белого цвета). Зачастую блёклая руда-II покрывается корками вторичных минералов меди – ковеллином и халькозином (см. рис. 9, *b, e*). Минералы бурнонит-зелигманитового ряда представлены бурнонитом, реже переходной разновидностью. Они отмечаются в виде мелких включений (до 10 мкм в диаметре) и тонких прожилок (мощностью до 100 мкм) в сростании с блёклой рудой-II, галенитом и халькопиритом-II (см. рис. 9, *a, d, f-i*). Установлены примеси Fe до 6,5 мас. % и As до 8,5 мас. % (табл. 6). В некоторых случаях бурнонит обростает блёклой рудой-II, галенитом и халькозином (см. рис. 9, *h*).

Самородное золото двух генераций локализуется как в кварцевых жилах, так и в минерализованных зонах. Промышленные запасы

Табл. 5. Химический состав блёклой руды, SEM/EDX, мас. %

Table 5. Chemical composition of fahlore, SEM/EDX, wt. %

Минерал	№ образца	Fe	Cu	Zn	Sb	As	S	Сумма	Формула	Sb/(Sb+As)
Су-тетраэдрит	Sh-14	–	42,49	–	23,19	3,93	28,94	98,55	$Cu_{10,7}(Sb_{3,04}As_{0,84})_{3,88}S_{14,4}$	0,78
Fe-Zn-тетраэдрит	Sh-7	2,23	38,23	5,92	27,18	1,82	25,20	100,58	$Cu_{9,9}(Fe_{0,66}Zn_{1,48})_{2,14}(Sb_{3,67}As_{0,4})_{4,07}S_{12,9}$	0,90
Fe-Zn-тетраэдрит	Sh-14	1,51	38,04	6,20	27,33	2,22	25,57	100,87	$Cu_{9,8}(Fe_{0,44}Zn_{1,55})_{1,99}(Sb_{3,67}As_{0,48})_{4,05}S_{13,05}$	0,88
Fe-Zn-тетраэдрит	Sh-1	1,42	37,53	5,79	27,68	1,93	24,99	99,34	$Cu_{9,86}(Fe_{0,42}Zn_{1,48})_{1,9}(Sb_{3,8}As_{0,43})_{4,23}S_{13,01}$	0,90
Fe-Zn-тетраэдрит	Sh-7	1,17	37,50	6,61	27,46	2,29	25,76	100,79	$Cu_{9,66}(Fe_{0,34}Zn_{1,65})_{1,99}(Sb_{3,69}As_{0,5})_{4,19}S_{13,15}$	0,88
Fe-Zn-тетраэдрит	Sh-7	3,87	37,30	5,49	27,37	2,19	25,16	101,38	$Cu_{9,57}(Fe_{1,13}Zn_{1,36})_{2,49}(Sb_{3,66}As_{0,48})_{4,12}S_{12,79}$	0,89
Fe-Zn-тетраэдрит	Sh-7	1,78	37,08	5,90	27,26	1,29	24,53	97,84	$Cu_{9,89}(Fe_{0,54}Zn_{1,53})_{2,07}(Sb_{3,79}As_{0,29})_{4,08}S_{12,96}$	0,93
Fe-Zn-тетраэдрит	Sh-7	2,77	36,52	4,56	29,89	–	25,14	98,88	$Cu_{9,67}(Fe_{0,83}Zn_{1,17})_2Sb_{4,13}S_{13,19}$	1,00
Fe-Zn-тетраэдрит	Sh-7	1,72	36,31	5,68	27,30	1,86	24,68	97,55	$Cu_{9,7}(Fe_{0,52}Zn_{1,48})_2(Sb_{3,8}As_{0,42})_{4,22}S_{13,07}$	0,90
Zn-Fe-тетраэдрит	Sh-14	5,29	36,27	4,91	23,01	7,71	25,34	102,53	$Cu_{9,1}(Fe_{1,5}Zn_{1,19})_{2,69}(Sb_3As_{1,63})_{4,63}S_{12,57}$	0,65
Fe-Zn-тетраэдрит	Sh-7	2,36	36,26	6,69	24,99	2,29	24,84	97,43	$Cu_{9,59}(Fe_{0,71}Zn_{1,72})_{2,43}(Sb_{3,45}As_{0,51})_{3,96}S_{13,02}$	0,87
Fe-Zn-тетраэдрит	Sh-14	2,62	36,03	6,63	27,48	4,06	24,16	100,98	$Cu_{9,4}(Fe_{0,78}Zn_{1,68})_{2,44}(Sb_{3,74}As_{0,9})_{4,64}S_{12,49}$	0,81
Fe-Zn-тетраэдрит	Sh-7	3,17	35,90	6,11	28,28	–	24,38	97,84	$Cu_{9,6}(Fe_{0,96}Zn_{1,59})_{2,55}Sb_{3,94}S_{12,91}$	1,00
Zn-Fe-тетраэдрит	Sh-14	5,58	35,67	4,76	24,48	6,56	25,10	102,15	$Cu_{9,01}(Zn_{1,17}Fe_{1,6})_{2,77}(Sb_{3,23}As_{1,4})_{4,63}S_{12,57}$	0,70
Zn-Fe-тетраэдрит	Sh-9	5,77	34,80	4,64	21,61	7,43	24,06	98,31	$Cu_{9,08}(Zn_{1,18}Fe_{1,7})_{2,89}(Sb_{2,94}As_{1,64})_{4,58}S_{12,44}$	0,64
Zn-Fe-тетраэдрит	Sh-9	5,54	34,10	4,82	24,53	6,02	24,50	99,51	$Cu_{8,87}(Zn_{1,22}Fe_{1,64})_{2,86}(Sb_{3,33}As_{1,33})_{4,66}S_{12,62}$	0,72
Fe-Zn-тетраэдрит	244/6	3,67	38,99	3,85	22,20	5,38	25,29	99,38	$Cu_{9,99}(Zn_{0,96}Fe_{1,07})_{2,03}(Sb_{2,97}As_{1,17})_{4,14}S_{12,84}$	0,72
Fe-Zn-тетраэдрит	244/6	3,06	37,87	4,59	23,57	3,94	25,08	98,11	$Cu_{9,88}(Fe_{0,91}Zn_{1,16})_{2,07}(Sb_{3,21}As_{0,87})_{4,08}S_{12,97}$	0,79

Примечание: формульные единицы в расчёте на 29 атомов; «–» – содержание ниже предела обнаружения.

связаны с упорными рудами из минерализованных зон, где золото концентрируется преимущественно в сульфидах.

Золото-I отмечается в виде включений (от 2 до 15 мкм в диаметре) и прожилок (протяжённостью до 25 мкм) в Ру-I, Ру-II и арсенипирите-I (см. рис. 10, *d-i*), нередко частицы локализируются на контакте Ру-I (обеднённого As) с Ру-II (обогащённого As) и арсенипиритом-I. Оно образуется на золото-сульфидном этапе, в сростании с золотом отмечены халькопирит-I и тетраэдрит-I. В золоте-I установлены

ристе-I (см. рис. 10, *d-i*), нередко частицы локализируются на контакте Ру-I (обеднённого As) с Ру-II (обогащённого As) и арсенипиритом-I. Оно образуется на золото-сульфидном этапе, в сростании с золотом отмечены халькопирит-I и тетраэдрит-I. В золоте-I установлены





Табл. 6. Химический состав минералов бурнонит-зелигманитового ряда, SEM/EDX, мас. %

Table 6. Chemical composition of minerals of the burnonite-zeligmanite series, SEM/EDX, wt. %

№ образца	Fe	Cu	Pb	Sb	As	S	Сумма	Формула	Sb/(Sb+As)
Sh-14	–	13,01	41,38	24,3	–	18,9	97,59	$Cu_{1,03}PbSbS_{2,96}$	1,00
Sh-13	–	12,99	41,58	24,54	–	18,86	97,97	$Cu_{1,03}PbSb_{1,01}S_{2,95}$	1,00
Sh-13	2,69	12,37	41,53	23,29	–	19,48	99,36	$(Fe_{0,23}Cu_{0,94})_{1,17}Pb_{0,97}Sb_{0,92}S_{2,93}$	1,00
Sh-13	2,24	12,24	42,06	23,79	–	19,2	99,53	$(Fe_{0,2}Cu_{0,94})_{1,14}Pb_{0,99}Sb_{0,95}S_{2,92}$	1,00
Sh-11	–	11,04	37,97	21,23	9	19,06	98,3	$Cu_{0,84}Pb_{0,88}(As_{0,58}Sb_{0,84})_{1,42}S_{2,86}$	0,59
Sh-10	6,57	10,95	36,16	21,13	8,55	18,67	102,03	$(Fe_{0,53}Cu_{0,77})_{1,3}Pb_{0,78}(As_{0,51}Sb_{0,78})_{1,29}S_{2,62}$	0,60
Sh-11	–	10,89	38,7	21,73	8,26	18,9	98,48	$Cu_{0,83}Pb_{0,91}(As_{0,53}Sb_{0,87})_{1,4}S_{2,86}$	0,62

Примечание: формульные единицы в расчёте на 6 атомов; «–» – содержание ниже предела обнаружения.

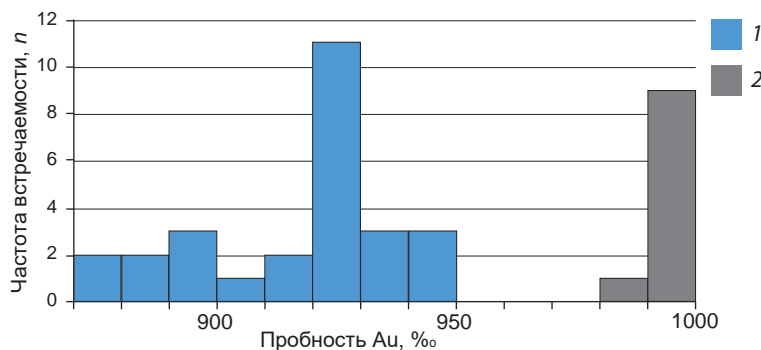
примеси Ag (до 11,9 мас. %), Cu (до 0,9 мас. %), Pb (до 4,3 мас. %), последние две являются механическими.

Золото-II наблюдается в виде прожилковых форм, размером от 10 до 300 мкм (см. рис. 10, а, б). Частицы изометрического, уплощённого и удлинённого облика наблюдаются в сростании с кварцем-II, редко в ассоциации с халькопиритом, галенитом, тетраэдритом-II и бурнонитом. Иногда золото-II образует прожилки в арсенипирите-I мощностью до 5 мкм (см. рис. 10, с). Ввиду крайне малых размеров частиц самородного золота набрать представительную статистику для микрозондового изучения состава золотин оказалось делом весьма затруднительным, отчего приводимые данные можно считать ориентировочными, но не количественными. По результатам SEM/EDX построена гистограмма пробности золота (рис. 11), на которой отчётливо выделяются два пика, где золото-I имеет широкий диапазон пробности 870–940 ‰, а золото-II – весьма высокопробное.

**Обсуждение результатов.** Существует несколько моделей образования месторождений золота в метаморфических толщах [26], однако у каждой из них имеются свои преимущества и недостатки. Предполагается пять возможных источников золота: мантийный [22], глубинный метаморфический, глубинный кремнекластический [27], глубинный магматический [28] и осадочный. Наиболее попу-

лярен у исследователей осадочный источник [34], где золото локализуется в богатых органикой и пиритом сланцах. Считается, что пирит наиболее полно отражает эволюцию руд месторождений орогенного типа [8, 13, 32, 34, 35]. Ряд работ показывает, что фромбоидальный пирит может образовываться в осадке на стадии раннего диагенеза [23] и в водной массе [40] в пределах первых миллиметров от поверхности раздела осадок–вода на дне бассейна в бескислородных условиях [39]. При изучении химического состава пиритов орогенных месторождений Мира установлено обогащение диагенетического пирита Mn, Zn, Mo, Cu, V, Ba, Ag, Cd, Tl, Co, Ni, Bi, Pb и Te, а метаморфического и гидротермального пирита – As, Ni, ±Co [32, 33].

На месторождении Южные Ашалы ранний (сферический, сферически-прожилковый) Py-I обогащён Au, Ag, Ni, Co, V, Cu, Ti, W, Pt, Hg, Pb, Zn и Bi относительно более поздних генераций (см. табл. 1) и интерпретируется нами как «диагенетический» пирит, образующийся в условиях осадконакопления и раннего диагенеза. Об этом свидетельствует субсогласное залегание обогащённых пиритом прослоев в породе, изотопный состав серы, отвечающий морским осадкам, и первые геохимические данные, соответствующие «диагенетическому» пириту орогенных месторождений [13, 19, 32, 34]. Небольшой объём проанализированных методом ЛА-ИСП-МС пиритов позволяет по-



**Рис. 11. Пробность золота месторождения Южные Ашалы:**  
типы руд: 1 – золото-сульфидный, 2 – золото-сульфидно-кварцевый;  $n = 42$

**Fig. 11. Fineness of gold of the Southern Ashaly gold deposit:**  
ore types: 1 – gold-sulfide type; 2 – gold-sulfide-quartz type;  $n=42$

ка только наметить некоторые тренды в распределении микроэлементов в зависимости от стадий преобразования сульфидов. Несомненно, материалы будут накапливаться, что позволит в будущем более аргументированно подтверждать или уточнять полученные данные.

Предполагается, что Au и Ag изначально накапливались в условиях осадконакопления в породах буконьской свиты и концентрировались в диагенетическом пирите (рис. 12, а; рис. 13, а). Полученное изображение (см. рис. 12, а) прекрасно иллюстрирует данный тезис. В результате позднего диагенеза образуются сферическая (Ру-Ів) и прожилковая (Ру-Ів) разности пирита (см. рис. 13, б). Далее, в результате метаморфического преобразования толщи, происходит частичная рекристаллизация диагенетического Ру-І с образованием вкрапленных кристаллов, где диагенетический Ру-Ів (ядерная часть) обрастает эвгдральным Ру-ІІ (краевая часть) (см. рис. 13, с). При этом в ядерной части золото высвобождается, образуя микровключения (см. рис. 6 и рис. 12, б). Краевая часть обедняется такими элементами, как Zn, Cu, Pb, Ag, Mo, и обогащается As, Au. В результате последующей гидротермальной активности образуются рудные жилы золото-кварц-сульфидного типа с видимым золотом и безрудные кварц-карбонатные прожилки (см. рис. 13, d).

Концентрация золота, по результатам ЛА-ИСП-МС анализа, во вкрапленных зёрнах пирита (см. рис. 6, а) уменьшается от центра к периферии: в центральной части (Ру-Ів) – до 484 г/т, в промежуточной части (кайма-1, Ру-Іа) – 85 г/т, в краевой части (кайма-2, Ру-ІІб) – до 56 г/т (рис. 14). Также установлено зональное распределение мышьяка: в центральной части – до 0,89 %, в промежуточной – до 2,94 %, а на периферии – до 2,18 % (рис. 15). Наибольшие концентрации золота наблюдаются в Ру-Ів (484 г/т, микровключения) и в арсенипирите-І (230 г/т, равномерное распределение), меньшие концентрации – в Ру-Іа (85 г/т, микровключения), Ру-ІІб (55,9 г/т, равномерное распределение), Ру-ІІІ (27 г/т) и Ру-Іб (5,5 г/т).

Изучению невидимого золота в сульфидах «черносланцевых» толщ посвящено множество работ, одно перечисление которых займёт не одну страницу, ибо начало таких исследований приходится на первую половину XX века. Ключевыми вопросами являются особенности распределения и уровни концентрирования золота в сульфидах, состав тонкодисперсных частиц Au, формы нахождения, процессы образования, а также технология извлечения золота из «упорных» руд.

Вопрос о формах нахождения золота в пирите и арсенипирите является одним из наиболее дискуссионных. Ряд исследователей

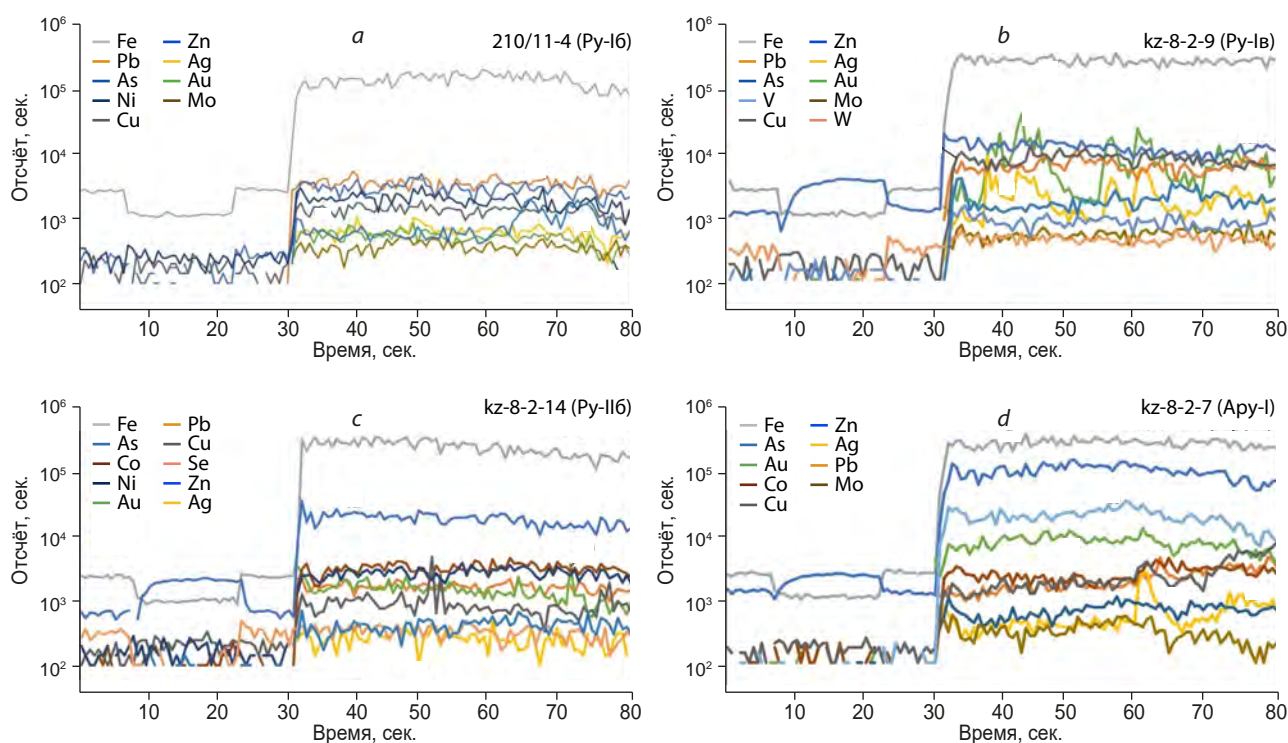


Рис. 12. Графики содержания примесных компонентов в зёрнах пирита и арсенопирита месторождения Южные Ашалы, по результатам ЛА-ИСП-МС анализа:

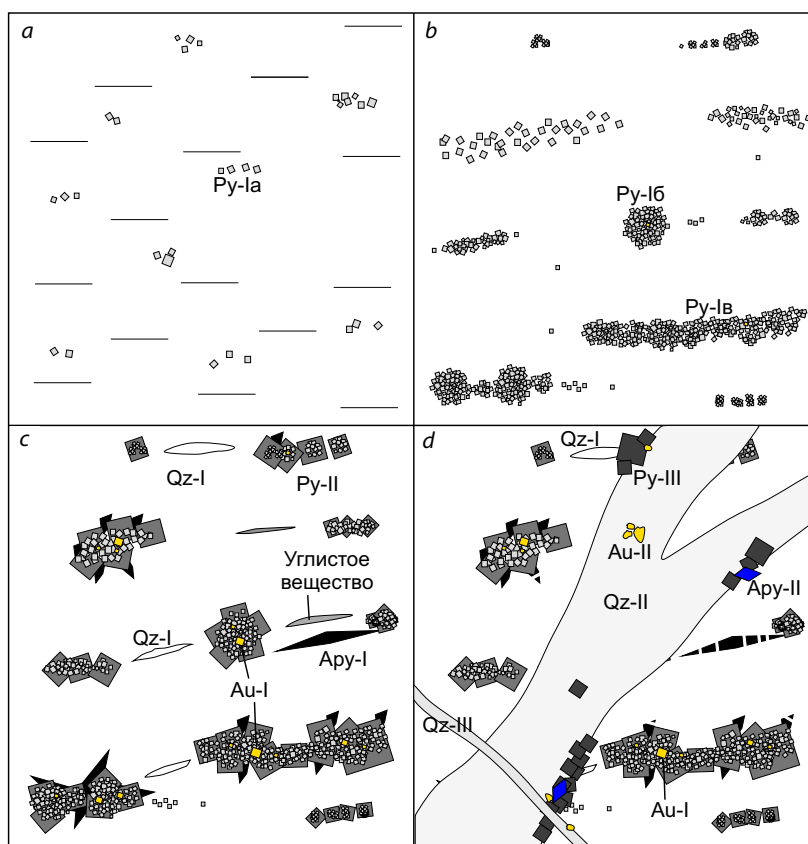
*a* – сферический Py-I из углеродисто-терригенной толщи (характер графика указывает на относительно равномерное распределение Au и Ag); *b* – преобразованный диагенетический Py-I в ядерной части Py-II (совпадающие пики Au, Ag говорят о возможном наличии микровключений (самородного золота?)); *c* – краевая часть эвгедрального Py-II (распределение Au, Ag могут говорить как о равномерном распределении, так и о наличии микровключений); *d* – дипирамидальный арсенопирит-I, обрастающий Py-II (пики значений Au, Ag, а также As и Sb, как правило, совпадают и указывают на равномерное распределение, тогда как пиковые значения Ag, Cu могут говорить о наличии микровключений (возможно, халькопирита?)); *a* – показан на рис. 5, *b–d* – показаны на рис. 6

Fig. 12. Signatures of the contents of trace elements in pyrite and arsenopyrite grains from the Southern Ashaly deposit (results of the LA-ICP-MS analysis):

*a* – spherical Py-I from carbonaceous-terrigenous rocks (the character of the graph indicates a relatively uniform distribution of Au and Ag); *b* – transformed diagenetic Py-I in the core section of Py-II (the coinciding peaks of Au, Ag indicate the possible presence of microinclusions (native gold?)); *c* – marginal section of euhedral Py-II (the distribution of Au, Ag may indicate both uniform distribution and the presence of microinclusions); *d* – bipyramidal arsenopyrite-I overgrowing Py-II (the peaks of Au, Ag, as well as of As and Sb values, as a rule, coincide and indicate uniform distribution, while the peaks of Ag, Cu may indicate the presence of microinclusions (possibly chalcopyrite?)). Note: *a* – shown in Fig. 5; *b–d* – shown in Fig. 6

предполагает, что золото изоморфно входит в сульфиды. Косвенными признаками этого считаются корреляционная связь с мышьяком [25, 36] и/или обеднённость арсенопирита Fe, а также равномерное распределение золота (по данным LA-ICP-MS) в сульфидах [24, 34, 37]. Но ведь нередко золото встречается

в сульфидных минералах в виде микровключений или механических примесей [35]. На месторождениях ЗКЗП выделяются две морфологические разности золотоносного арсенопирита – ранняя игольчато-призматическая и поздняя таблитчатая [10]. Мы также фиксируем определённые сходства арсенопиритов



**Рис. 13. Эволюция золота в пирите и арсенопирите на месторождении Южные Ашалы:**

*a* – накопление золота во фрамбоидальном пирите (Py-Ia) и осадочной толще в условиях осадконакопления и/или раннего диагенеза; *b* – образование сферической (Py-Ib) и прожилковой (Py-Ib) разновидностей пирита, с частичным высвобождением золота (см. рис. 10, *d–f*), в условиях позднего диагенеза; *c* – образование эвгедрального пирита (Py-II) и игольчатого арсенопирита (Apy-I), обрастающих диагенетический пирит (Py-I) с микровключениями золота, в условиях метаморфизма зеленосланцевой фации; *d* – образование жил золото-кварц-сульфидного типа и пострудных прожилков кварц-карбонатного состава

**Fig. 13. The evolution of gold in pyrite and arsenopyrite at the Southern Ashaly deposit:**

*a* – accumulation of gold in framboidal pyrite (Py-Ia) and sedimentary rocks under conditions of sedimentation and/or early diagenesis; *b* – formation of spherical (Py-Ib) and veinlet (Py-Ib) varieties of pyrite, with partial release of gold (see Fig. 10, *d–f*), under conditions of late diagenesis; *c* – formation of euhedral pyrite (Py-II) and needle like arsenopyrite (Apy-I), overgrowing diagenetic pyrite (Py-I) with microinclusions of gold, under conditions of metamorphism of the green shale facies; *d* – formation of veins of the gold-quartz-sulfide type and post-ore veinlets of quartz-carbonate composition

ЗКЗП с арсенопиритами месторождения Южные Ашалы по их морфологии, геохимии и золотоносности. Типоморфизм и золотоносность «ашалинского» арсенопирита-I изучены хорошо и полностью соответствуют ранней золотоносной игольчато-призматической разновидности, встречающейся на многих место-

рождениях ЗКЗП, тогда как арсенопирит-II изучен значительно хуже. Карты Au и Ag показывают равномерное распределение элементов в пределах зёрен пирита и арсенопирита (см. рис. 6, *d–f*). Однако в Py-II содержания Au и Ag немного ниже, чем в арсенопирите-I, это также фиксируется по данным атомно-

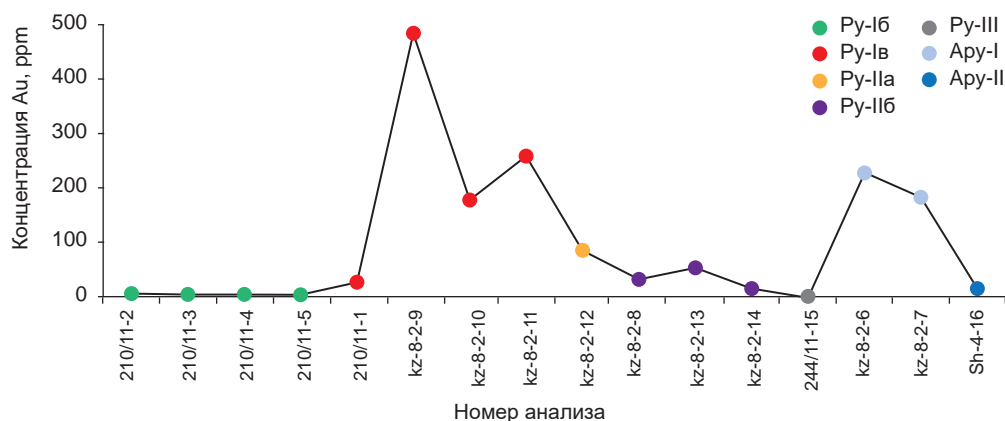


Рис. 14. Концентрация Au в пирите и арсенопирите различных генераций месторождения Южные Ашалы, по результатам ЛА-ИСП-МС анализа

Fig. 14. Concentration of Au in pyrite and arsenopyrite of various generations of the Southern Ashaly deposit, according to results of the LA-ICP-MS analysis

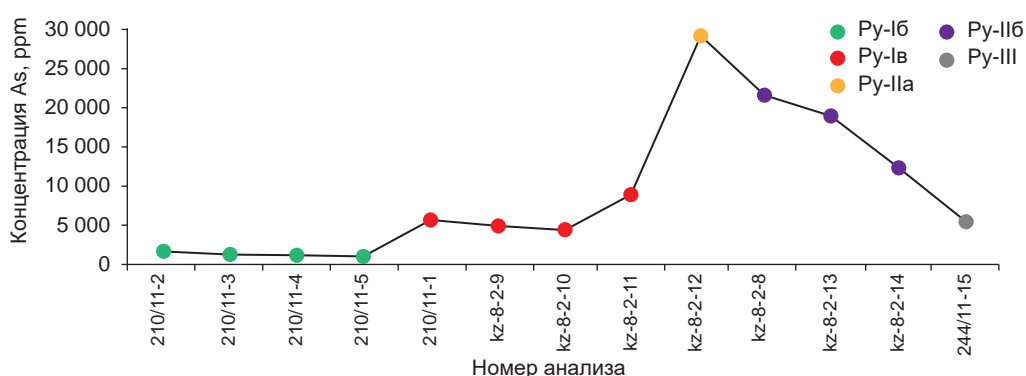


Рис. 15. Концентрация As в пирите различных генераций месторождения Южные Ашалы, по результатам ЛА-ИСП-МС анализа

Fig. 15. Concentration of As in pyrite of various generations, according to results of the LA-ICP-MS analysis

абсорбционного и ЛА-ИСП-МС анализов (см. рис. 12 и рис. 14). По данным ЛА-ИСП-МС Py-II и арсенопирита-I, Au и Ag могут находиться как в виде микровключений, так и в виде «невидимого» золота (см. рис. 12, с, d).

Повышенное содержание Co, Ni, Cr в минеральной ассоциации сульфидной стадии может быть связано как с влиянием близко расположенного Чарского офиолитового комплекса, так и с «отголосками» более поздних базитовых интрузий аргимбайского и максутского комплексов, проявленных в пределах золоторудного района.

Степень упорядоченности УВ исследовалась по методу, предложенному Кукецу с соавто-

рами [31], который может быть корректно применён для диапазона температур 150–400 °С. Оказалось, что образование вкрапленности пирита и игольчатого золотоносного арсенопирита на раннем золото-сульфидном этапе, а также преобразование УВ в углеродистых терригенно-осадочных породах буконьской свиты происходили синхронно в условиях зеленосланцевой–цеолитовой фаций метаморфизма при температурах 384–241 °С.

Исходя из вышеизложенных данных предлагается схема последовательности рудообразования на месторождении Южные Ашалы (рис. 16). Нами выделяется два этапа рудообразования: *золото-сульфидный* (ранний) и

Минерал	Этап Стадия	Золото-сульфидный		Золото-сульфидно-кварцевый	
		Пиритовая	Пирит-арсенопиритовая	Сульфидная	Полисульфидная
Кварц			██████████	██████████	██████████
Доломит			██████████	██████████	██████████
Сидерит		██████████	██████████		
Альбит			██████████		
Графит			██████		
Серицит			██████████	██████████	██████████
Пирит		██████████	██████████	██████████	██████████
Арсенопирит			██████████ <b>ЗОЛОТОНОСНЫЙ</b>	██████████	
Пирротин			██████		
Рутил/анатаз			████	████	
Золото		██████████	██████████	██████████	██████████
Глаукодот				████	
Герсдорфит				████	
Халькопирит		██████████		██████████	██████████
Сфалерит				██████	██████
Галенит				██████	██████
Тетраэдрит		██████████			██████████
Бурнонит					██████████
Маркизит					████

Рис. 16. Схема последовательности рудообразования месторождения Южные Ашалы: толщина линии соответствует относительной распространённости минерала

Fig. 16. The sequence diagram of the ore mineral formation of the Southern Ashaly deposit: the line thickness corresponds to the relative mineral abundance

золото-малосульфидно-кварцевый (поздний). На каждом этапе выделяется по две стадии – на золото-сульфидном: 1 – пиритовая, 2 – пирит-арсенопиритовая; а на золото-малосульфидно-кварцевом: 1 – сульфидная; 2 – полиметаллическая. Вышеописанные этапы и стадии подразделяются на основании анализа структурно-текстурных особенностей руд и непосредственных наблюдений в коренных выходах, карьере, канавах, керне скважин, а также в аншлифах и шашках.

На золото-сульфидном этапе пиритовой стадии образуются три морфологические разновидности Ру-I (в пределах месторождения минерал слабо распространён), золото-I, халькопирит-I, тетраэдрит-I и сидерит. На пирит-

арсенопиритовой стадии кристаллизуются золотоносный арсенопирит-I, Ру-II, золото-I, халькопирит-I, тетраэдрит-I, пирротин (они повсеместно распространены в пределах месторождения), а также углистое вещество (графит?), кварц, доломит, сидерит, альбит, серицит. Рудные минералы данного этапа приурочены к терригенным породам буконьской свиты, редко встречаются в виде захваченных реликтов и обломков в кварцевых жилах и гидротермальных брекчиях.

На золото-малосульфидно-кварцевом этапе сульфидной стадии образуются Ру-III, арсенопирит-II, золото-II, анатаз, глаукодот, герсдорфит, доломит и серицит, приуроченные к кварцевым жилам, которые секут даубайскую



и буконьскую свиты. На полиметаллической стадии кристаллизуются Ру-IV, халькопирит-II, галенит, сфалерит, золото-II, марказит, тетраэдрит-II и бурнонит в кварц-доломитовых прожилках. Последние в пространстве совмещены с жилами сульфидной стадии и зачастую выполняют центральные их части.

**Выводы.** На месторождении Южные Ашалы (Восточный Казахстан) выделено два типа руд: золото-сульфидный и золото-малосульфидно-кварцевый. Руды сопровождаются гидротермально-метасоматическими и динамометаморфическими преобразованиями, контролируемые зонами тектонических нарушений. Установлены золото-сульфидный и золото-малосульфидно-кварцевый этапы рудообразования, включающие в себя пиритовую, пирит-арсенопиритовую (ранний этап) и сульфидную, полиметаллическую (поздний этап) стадии.

На месторождении установлены последовательно образующиеся разновидности диагенетического (Ру-I), метаморфического (Ру-II) и гидротермального (Ру-III) пирита, каждому из которых присущи свои геохимические особенности. Диагенетическая разновидность Ру-I характеризуется повышенными значениями V, Ti, Mo, Sn, Sb, W, Pt, Hg, Pb и Bi относительно Ру-II и III. При этом сферическая разновидность Ру-Iб обогащена V, Ti, Mo, Sn, Sb, W, Pt, Hg, Pb, Bi, а сферически-прожилковая разновидность (Ру-Iв) – Ni, Cu, As, Se, Ag, Au относительно друг друга. Метаморфические эвгедральные кристаллы Ру-II образуются в результате рекристаллизации ранней генерации, они обеднены такими элементами, как Zn, Cu, Pb, Ag, Mo, и обогащены Au, Ag, As относительно Ру-I. Гидротермальный Ру-III

отличается неоднородностью состава и повышенными значениями As. Практически одновременно с Ру-II образуется арсенопирит-I, в котором установлено зональное распределение As, Sb и S. Впервые для месторождения определены средние содержания золота и серебра в различных генерациях пирита и арсенопирита (г/т): Ру-Iб – 4,14 и 10,4; Ру-Iв – 236,6 и 26,4; Ру-IIа – 85 и 14,5; Ру-IIб – 34 и 1; Ру-III – 35 и 2,5, а в арсенопирите-I – 230 и 20 соответственно.

Самородное золото – двух генераций: ранняя (пиритовая, пирит-арсенопиритовая стадии), в виде микровключений и тонких прожилков в сульфидах, установлена в сростании с халькопиритом и тетраэдритом; поздняя (сульфидная и полисульфидная стадии) – в виде трещинных форм в сростании с кварцем-II.

Таким образом, изученный вещественный состав руд, установленная стадийность минералообразования, выявленные особенности распределения и уровни концентрирования золота в пиритах и арсенопиритах месторождения Южные Ашалы свидетельствуют о сложности и длительности процессов рудообразования на орогенных месторождениях Западно-Калбинского золотоносного пояса. Дальнейшее изучение с привлечением результатов изотопно-геохронологических, термобарогеохимических и структурных исследований позволит создать непротиворечивую геолого-генетическую модель рудоформирующей системы, приводящей к образованию «орогенных» месторождений золота в Восточном Казахстане.

*Работа выполнена по государственному заданию ИГМ СО РАН (№ 122041400237-8) и ИЗК СО РАН.*

## Список литературы

1. Ананьев Ю. С. Метасоматизм и золотое оруденение в черносланцевых толщах Западной Калбы : автореф. дис. на соискание учён. степ. канд. геол.-минерал. наук. – Томск : ТПУ, 1999. – 18 с.
2. Беспяев Х. А., Любецкий В. Н., Любецкая Л. Д., Мукаева А. Е. Особенности металлогении Западно-Калбинского золоторудного пояса // Известия НАН РК. Сер. геологии и технических наук. – 2013. – № 5 (401). – С. 13–20.
3. Ваулин О. В. Восточно-Казахстанская область. Золото. Справочник. – Усть-Каменогорск–Бишкек : РОКИЗОЛ, 2016. – С. 285–287.
4. Государственная геологическая карта СССР м-ба 1 : 200 000. Сер. Чингиз-Саурская. Лист М-44-XXIII. Объяснительная записка. – М. : Недра. 1965.
5. Дьячков Б. А., Айтбаева С. С., Амралинова Б. Б., Ойцева Т. А. Особенности вещественного со-

- става и рудоносности плагиогранитов кунушского комплекса (Восточный Казахстан) // Вестник ВКГТУ. – 2017. – № 3. – С. 33–40.
6. Дьячков Б. А., Кузьмина О. Н., Зимановская Н. А. и др. Типы золоторудных месторождений Восточного Казахстана. – Усть-Каменогорск : ВКГТУ, 2015. – 204 с.
  7. Ермолов П. В., Полянский Н. В., Добрецов Н. Л. Офиолиты Чарской зоны / Офиолиты. – Алма-Ата : Наука, 1981. – С. 103–178.
  8. Калинин Ю. А., Гладков А. С., Боровиков А. А., Сухоруков В. П., Хусаинова А. Ш., Серебряков Е. В., Греку Е. Д. Изучение минералого-геохимических особенностей руд месторождения Аномальное и структурные условия его локализации (Восточный Казахстан). Окончательный отчет по договору № 69-21в от 27 апреля 2021 г. – Новосибирск, 2021ф. – 91 с.
  9. Калинин Ю. А., Ковалев К. Р., Гладков А. С., Сухоруков В. П., Шелепаев Р. А., Боровиков А. А., Серебряков Е. В., Хусаинова А. Ш. Геолого-структурный контроль и особенности вещественного состава золотого оруденения Ашалинского и Даубайского рудных полей (Восточный Казахстан). Окончательный отчет по договору № 83-18в от 11 июня 2018 г. – Новосибирск, 2019ф. – 155 с.
  10. Ковалев К. Р., Калинин Ю. А., Наумов Е. А., Колесникова М. К., Корольюк В. Н. Золотоносность арсенопирита золото-сульфидных месторождений Восточного Казахстана // Геология и геофизика. – 2011. – Т. 52, № 2. – С. 225–242.
  11. Ковалев К. Р., Калинин Ю. А., Полюнов В. И., Кыдырбеков Е. Л., Борисенко А. С., Наумов Е. А., Нетесов М. И., Клименко А. Г., Колесникова М. К. Суздальское золото-сульфидное месторождение в черносланцевых толщах, Восточный Казахстан // Геология рудных месторождений. – 2012. – Т. 54, № 4. – С. 305–328.
  12. Наливаев В. И. Рудоконтролирующие структуры и принципы прогнозной оценки Акжал-Бокко-Ашалинского золоторудного района (Восточный Казахстан) / Условия формирования и закономерности размещения месторождений золота Казахстана. – Алма-Ата : КазИМС, 1980. – С. 111–118.
  13. Паленова Е. Е., Белогуб Е. В., Плотинская О. Ю., Новоселов К. А., Масленников В. В., Котляров В. А., Блинов И. А., Кузьменко А. А., Грибоедова И. Г. Эволюция состава пирита на золоторудных месторождениях Копыловское и Кавказ в черносланцевых толщах (Бодайбинский район, Россия) по данным РСМА и ЛА-МСП-МС // Геология рудных месторождений. – 2015. – Т. 57, № 1. – С. 71–92.
  14. Париллов Ю. С., Беспяев Х. А. Проблемы Бакырчика и всего Западно-Калбинского золоторудного пояса (Восточный Казахстан) // Известия НАН РК. Сер. геологии и технических наук. – 2015. – № 6. – С. 46–56.
  15. Сердюков А. Н. О контроле золотого оруденения Ашалы-Даубайского рудного поля // Инновационные разработки и совершенствования технологий в горно-металлургическом производстве : Материалы 5 Международной конференции. – Усть-Каменогорск : ВНИИцветмет, 2009. – Т. 1. – С. 62–66.
  16. Сердюков А. Н. Южные Ашалы – новое крупнообъемное месторождение золота в Восточном Казахстане // Инновационные разработки и совершенствования технологий в горно-металлургическом производстве : Материалы 5 Международной конференции. – Усть-Каменогорск : ВНИИцветмет, 2009. – Т. 1. – С. 67–70.
  17. Сердюков А. Н., Соловьев С. А., Семилет А. В. Отчет о проведении поисково-оценочных работ на участках Ашалы-Даубайского рудного поля в 2017–2019 гг. – Усть-Каменогорск : ТОО «ГЕО.KZ», 2019.
  18. Хромых С. В. Базитовый и сопряженный гранитоидный магматизм как отражение стадий развития Алтайской аккреционно-коллизийной системы (Восточный Казахстан) // Геология и геофизика. – 2022. – Т. 63, № 3. – С. 330–355.
  19. Шевкунов А. Г., Масленников В. В., Ларж Р. Р., Масленникова С. П., Данюшевский Л. В. Геохимические особенности разновидностей пирита золоторудного месторождения Кумтор, Кыргызстан // Минералогия. – 2018. – № 4 (4). – С. 22–40.
  20. Щерба Г. Н., Беспяев Х. А., Дьячков Б. А., Мыслик А. М., Ганженко Г. Д., Сапаргалиев Е. М. Большой Алтай (геология и металлогения). Кн. 2. Металлогения. – Алматы : РИО ВАК РК, 2000. – 400 с.
  21. Baibatsha A. B., Dyussebaeva K. Sh., Kassenova A. Microscopic studies of gold deposit Southern Ashaly in Eastern Kazakhstan // Advanced Materials Research. – 2013. – V. 828. – P. 1–10.
  22. Barley M. E. and Groves D. I. Deciphering the tectonic evolution of Archaean greenstone belts: The importance of contrasting histories to the distribution of mineralization in the Yilgarn craton. Western Australia // Precambrian Research. – 1990. – V. 46. – P. 3–20.
  23. Berner R. A. Sedimentary pyrite formation: an update // Geochimica et Cosmochimica Acta. – 1984. – № 48. – P. 605–615.





24. *Deditius A. P., Utsunomiya S., Reich M., Kesler S. E., Ewing R. C., Hough R., Walshe J.* Trace metal nanoparticles in pyrite // *Ore Geology Reviews*. – 2011. – № 42. – P. 32–46.
25. *Fleet M. E., Mumin A. H.* Gold-bearing arsenian pyrite and marcasite and arsenopyrite from Carlin Trend gold deposits and laboratory synthesis // *American Mineralogist*. – 1997. – V. 82, № 1–2. – P. 182–193.
26. *Goldfarb R. J., Baker T., Dube B., Groves D. I., Hart Craig J., Gosselin P.* Distribution, character, and genesis of gold deposits in metamorphic terranes // *Economic Geology*. – 2005. – V. 100. – P. 407–450.
27. *Ilchik R. P., Barton M. D.* A amagmatic origin of Carlin-type gold deposits // *Economic Geology*. – 1997. – V. 92. – P. 269–288.
28. *Johnston M. K., Ressel M. W.* Controversies on the origin of world-class gold deposits, Pt. 1: Carlin-type gold deposits in Nevada-Carlin-type and distal disseminated Au-Ag deposits: Related distal expressions of Eocene intrusive centers in north-central Nevada // *Society of Economic Geologist Newsletter*. – 2004. – V. 59. – P. 12–14.
29. *Kalinin Yu. A., Kovalev K. R., Serdyukov A. N., Gladkov A. S., Sukhorukov V. P., Naumov E. A., Travin A. V., Semenova D. V., Serebryakov E. V., Greku E. D.* Age constraints and metallogenic prediction of gold deposits in the Akzhal-Boko-Ashalin ore zone (Altai accretion-collision system) // *Geodynamics & Tectonophysics*. – 2021. – V. 12 (2). – P. 392–408.
30. *Kovalev K. R., Kalinin Yu. A., Naumov E. A., Pirajno F., Borisenko A. S.* A Mineralogical Study of the Suzdal Sediment-Hosted Gold Deposit, Kazakhstan: Implications for Ore Genesis // *Ore Geology Reviews*. – 2009. – № 35 (2). – P. 186–206.
31. *Kouketsu Y., Mizukami T., Mori H., Endo S., Aoya M., Hara H., Nakamura D., Wallis S.* A new approach to develop the Raman carbonaceous material geothermometer for low-grade metamorphism using peak width // *Island Arc*. – 2014. – № 23. – P. 33–50.
32. *Large R. R., Danyushevsky L., Hillit H., Maslennikov V., Meffere S., Gilbert S., Bull S., Scott R., Embso P., Thomas H., Singh B., Foster J.* Gold and trace element zonation in pyrite using a laser imaging technique: implications for the timing of gold in orogenic and Carlinstyle sediment-hosted deposits // *Economic Geology*. – 2009. – V. 104. – P. 635–668.
33. *Large R. R., Halpin J. A., Danyushevsky L. V., Maslennikov V. V., Bull S. W., Long J. A., Gregory D. D., Lounejeva E., Lyons T. W., Sack P. J., McGoldrick P. J., Calver C. R.* Trace element content of sedimentary pyrite as a new proxy for deep-time ocean-atmosphere evolution // *Earth and Planetary Science Letters*. – 2014. – V. 389. – P. 209–220.
34. *Large R. R., Maslennikov V. V., Robert F., Danyushevsky L. V., Chang Z.* Multistage sedimentary and metamorphic origin of pyrite and gold in the giant Sukhoi Log Deposit, Lena gold province, Russia // *Economic Geology*. – 2007. – № 102. – P. 1233–1267.
35. *Liu W., Deng X., Han S., Chen X., Li X., Aibai A., Wu Y., Wang Y., Shan W., Li Z., Chen Y.* Pyrite Textures and Compositions in the Dunbasitao Gold Deposit, NW China: Implications for Ore Genesis and Gold Mineralization Processes // *Minerals*. – 2023. – V. 13 (4). – 25 p.
36. *Maddox L. M., Bancroft G. M., Scaini M. J., Lorimer J. W.* Invisible gold: comparison of Au deposition on pyrite and arsenopyrite // *American Mineralogist*. – 1998. – V. 83, № 11–12. – P. 1240–1245.
37. *Reich M., Deditius A., Chryssoulis S., Li J. W., Ma C. Q., Parada M. A., Barra F., Mittermayr F.* Pyrite as a record of hydrothermal fluid evolution in a porphyry copper system: A SIMS/EMPA trace element study // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 2013. – № 104. – P. 42–62.
38. *Safonova I. Yu., Simonov V. A., Kurganskaya E. V., Obut O. T., Romer R. L., Seltmann R.* Late Paleozoic oceanic basalts hosted by the Char suture-shear zone, East Kazakhstan: geological position, geochemistry, petrogenesis and tectonic setting // *Journal of Asian Earth Sciences*. – 2012. – V. 49. – P. 20–39.
39. *Scholz F., Neumann T.* Trace element diagenesis in pyrite-rich sediments of the Achterwasser lagoon, SW Baltic Sea // *Marine Chemistry*. – 2007. – V. 107. – P. 516–532.
40. *Wilkin R. T., Barnes H. L.* Pyrite formation in an anoxic estuarine basin // *American Journal of Science*. – 1997. – V. 297. – P. 620–650.

## References

- Anan'ev Yu. S. Metasomatizm i zolotoe orudene-nie v chernoslantsevyykh tolshchakh Zapadnoi Kalby [Metasomatism and gold mineralization in the black shale strata of Western Kalba: Extended abstract of candidate's thesis], Tomsk, TPU Publ., 1999, 18 p.
- Bespaev Kh. A., Lyubetskii V. N., Lyubetskaya L. D., Mukaeva A. E. Osobennosti metallogenii Zapadno-Kalbinskogo zolotorudnogo poyasa [Features of metallogeny of the West Kalba gold ore belt], *Izvestiya NAN RK. Seriya geologii i tekhnicheskikh nauk* [Bulletin of the NAS RK. Series of geology and

- technical sciences*], 2013, No 5 (401), pp. 13–20. (In Russ.).
3. Vaulin O. V. Vostochno-Kazakhstanskaya oblast'. Zoloto. Spravochnik [East Kazakhstan region. Gold. Handbook], Ust'-Kamenogorsk–Bishkek, ROKIZOL Publ., 2016, pp. 285–287.
  4. Gosudarstvennaya geologicheskaya karta SSSR m-ba 1 : 200 000. Ser. Chingiz-Saurskaya. List M-44-XXIII. Ob"yasnitel'naya zapiska [State geological map of the USSR, scale 1 : 200,000. Series Chingiz-Saursk. Sheet M-44-XXIII. Explanatory note], Moscow, Nedra Publ., 1965.
  5. D'yachkov B. A., Aitbaeva S. S., Amralinova B. B., Oitseva T. A. Osobennosti veshchestvennogo sostava i rudonosnosti plagiogranitov kunushskogo kompleksa (Vostochnyi Kazakhstan) [Features of the material composition and ore content of plagiogranites of the Kunush complex (Eastern Kazakhstan)], *Vestnik VKGTU [BULLETIN of D. Serikbayev EKTU]*, 2017, No 3, pp. 33–40. (In Russ.).
  6. D'yachkov B. A., Kuz'mina O. N., Zimanovskaya N. A. et al. Tipy zolotorudnykh mestorozhdenii Vostochnogo Kazakhstana [Types of gold deposits in Eastern Kazakhstan], Ust'-Kamenogorsk, D. Serikbayev EKTU Publ., 2015, 204 p.
  7. Ermolov P. V., Polyanskii N. V., Dobretsov N. L. Ofiolity Charskoi zony [Ophiolites of the Chara zone], *Ofiolity [Ophiolites]*, Alma-Ata, Nauka Publ., 1981, pp. 103–178.
  8. Kalinin Yu. A., Gladkov A. S., Borovikov A. A., Sukhorukov V. P., Khusainova A. Sh., Serebryakov E. V., Greku E. D. Izuchenie mineralogo-geokhimicheskikh osobennostei rud mestorozhdeniya Anomal'noe i strukturnye usloviya ego lokalizatsii (Vostochnyi Kazakhstan). Okonchatel'nyi otchet po dogovoru № 69-21v ot 27.04.2021 [Study of the mineralogical and geochemical features of the ores of the Anomalnoye deposit and the structural conditions of its localization (East Kazakhstan). Final report on agreement No 69-21v dated 27.04.2021], Novosibirsk, 2021, 91 p.
  9. Kalinin Yu. A., Kovalev K. R., Gladkov A. S., Sukhorukov V. P., Shelepaev R. A., Borovikov A. A., Serebryakov E. V., Khusainova A. Sh. Geologostrukturnyi kontrol' i osobennosti veshchestvennogo sostava zolotogo orudneniya Ashalinskogo i Daubaiskogo rudnykh polei (Vostochnyi Kazakhstan). Okonchatel'nyi otchet po dogovoru № 83-18v ot 11.06.2018 [Geological and structural control and features of the material composition of gold mineralization in the Ashala and Daubai ore fields (East Kazakhstan). Final report on agreement No. 83-18v dated 11.06.2018], Novosibirsk, 2019, 155 p.
  10. Kovalev K. R., Kalinin Yu. A., Naumov E. A., Kolesnikova M. K., Korolyuk V. N. Zolotonosnost' arsenopirita zoloto-sul'fidnykh mestorozhdenii Vostochnogo Kazakhstana [Gold content of arsenopyrite in gold-sulfide deposits of Eastern Kazakhstan], *Geologiya i geofizika [Geology and Geophysics]*, 2011, V. 52, No 2, pp. 225–242. (In Russ.).
  11. Kovalev K. R., Kalinin Yu. A., Polynov V. I., Kydyrbekov E. L., Borisenko A. S., Naumov E. A., Netesov M. I., Klimenko A. G., Kolesnikova M. K. Suzdal'skoe zoloto-sul'fidnoe mestorozhdenie v chernoslantsevykh tolshchakh, Vostochnyi Kazakhstan [Suzdal gold-sulfide deposit in black shale strata of Eastern Kazakhstan], *Geologiya rudnykh mestorozhdenii [Geology of ore deposits]*, 2012, V. 54, No 4, pp. 305–328. (In Russ.).
  12. Nalivaev V. I. Rudokontroliruyushchie struktury i printsipy prognoznnoi otsenki Akzhal-Boko-Ashalinskogo zolotorudnogo raiona (Vostochnyi Kazakhstan) [Ore-controlling structures and principles of forecast assessment of the Akzhal-Boko-Ashalinsky gold mining region (Eastern Kazakhstan)], *Usloviya formirovaniya i zakonmernosti razmeshcheniya mestorozhdenii zolota Kazakhstana [Conditions of formation and patterns of placement of gold deposits in Kazakhstan]*, Alma-Ata, KazIMS Publ., 1980, pp. 111–118.
  13. Palenova E. E., Belogub E. V., Plotinskaya O. Yu., Novoselov K. A., Maslennikov V. V., Kotlyarov V. A., Blinov I. A., Kuz'menko A. A., Griboedova I. G. Evolyutsiya sostava pirita na zolotorudnykh mestorozhdeniyakh Kopylovskoe i Kavkaz v chernoslantsevykh tolshchakh (Bodaibinskii raion, Rossiya) po dannym RSMA i LA-MSP-MS [Evolution of pyrite composition at the Kopilovskoye and Kavkaz gold deposits in black shale strata (Bodaibo district, Russia) according to RSMA and LA-MSP-MS data], *Geologiya rudnykh mestorozhdenii [Geology of ore deposits]*, 2015, V. 57, No 1, pp. 71–92. (In Russ.).
  14. Parilov Yu. S., Bespaev Kh. A. Problemy Bakyrchika i vsego Zapadno-Kalbinskogo zolotorudnogo poyasa (Vostochnyi Kazakhstan) [Problems of Bakyrchik and the entire West Kalbinsky gold ore belt (Eastern Kazakhstan)], *Izvestiya NAN RK. Seriya geologii i tekhnicheskikh nauk [Bulletin of the NAS RK. Series of geology and technical sciences]*, 2015, No 6, pp. 46–56. (In Russ.).
  15. Serdyukov A. N. O kontrole zolotogo orudneniya Ashaly-Daubaiskogo rudnogo polya [On the control of gold mineralization of the Ashali-Daubay ore field], *Inovatsionnye razrabotki i sovershenstvovaniya tekhnologii v gorno-metallurgicheskom*



- производстве. *Materialy 5 Mezhdunarodnoi konferentsii [Innovative developments and improvements in technologies in mining and metallurgical production: Proceedings of the 5th International Conference]*, Ust'-Kamenogorsk, VNIItsvetmet Publ., 2009, V. 1, pp. 62–66. (In Russ.).
16. Serdyukov A. N. Yuzhnye Ashaly – novoe krupno-ob"emnoe mestorozhdenie zolota v Vostochnom Kazakhstane [Southern Ashali – a new large-volume gold deposit in Eastern Kazakhstan], *Inovatsionnye razrabotki i sovershenstvovaniya tekhnologii v gorno-metallurgicheskom proizvodstve. Materialy 5 Mezhdunarodnoi konferentsii [Innovative developments and improvements in technologies in mining and metallurgical production: Proceedings of the 5th International Conference]*, Ust'-Kamenogorsk, VNIItsvetmet Publ., 2009, V. 1, pp. 67–70. (In Russ.).
  17. Serdyukov A. N., Solov'ev S. A., Semilet A. V. Otchet o provedenii poiskovo-otsenochnykh rabot na uchastkakh Ashaly-Daubaiskogo rudnogo polya v 2017–2019 g. [Report on the exploration and evaluation work at the sites of the Ashali-Daubai ore field in 2017–2019], Ust'-Kamenogorsk, GEO. KZ Publ., 2019.
  18. Khromykh S. V. Bazitovyi i sopryazhennyi granitoidnyi magmatizm kak otrazhenie stadii razvitiya Altaiskoi akkretsiionno-kollizionnoi sistemy (Vostochnyi Kazakhstan) [Basic and conjugate granitoid magmatism as a reflection of the stages of development of the Altai accretion-collision system (Eastern Kazakhstan)], *Geologiya i geofizika [Geology and Geophysics]*, 2022, V. 63, No 3, pp. 330–355. (In Russ.).
  19. Shevkunov A. G., Maslennikov V. V., Larzh R. R., Maslennikova S. P., Danyushevskii L. V. Geokhimiicheskie osobennosti raznovidnostei pirita zolotorudnogo mestorozhdeniya Kumtor, Kyrgyzstan [Geochemical features of pyrite varieties of the Kumtor gold deposit, Kyrgyzstan], *Mineralogiya [Mineralogy]*, 2018, No 4 (4), pp. 22–40. (In Russ.).
  20. Shcherba G. N., Bespaev Kh. A., D'yachkov B. A., Mysnik A. M., Ganzhenko G. D., Sapargaliev E. M. Bol'shoi Altai (geologiya i metallogeniya). Kn. 2. Metallogeniya [Great Altai (geology and metallogeny). Book 2. Metallogeny], Almaty, RIO VAK RK Publ., 2000, 400 p.
  21. Baibatsha A. B., Dyussemaeva K. Sh., Kassenova A. Microscopic studies of gold deposit Southern Ashaly in Eastern Kazakhstan, *Advanced Materials Research*, 2013, V. 828, pp. 1–10.
  22. Barley M. E. and Groves D. I. Deciphering the tectonic evolution of Archaean greenstone belts: The importance of contrasting histories to the distribution of mineralization in the Yilgarn craton. Western Australia, *Precambrian Research*, 1990, V. 46, pp. 3–20.
  23. Berner R. A. Sedimentary pyrite formation: an update, *Geochimica et Cosmochimica Acta.* – 1984, No 48, pp. 605–615.
  24. Deditius A. P., Utsunomiya S., Reich M., Kesler S. E., Ewing R. C., Hough R., Walshe J. Trace metal nanoparticles in pyrite, *Ore Geology Reviews*, 2011, No 42, pp. 32–46.
  25. Fleet M. E., Mumin A. H. Gold-bearing arsenian pyrite and marcasite and arsenopyrite from Carlin Trend gold deposits and laboratory synthesis, *American Mineralogist*, 1997, V. 82, No 1–2, pp. 182–193.
  26. Goldfarb R. J., Baker T., Dube B., Groves D. I., Hart Craig J., Gosselin P. Distribution, character, and genesis of gold deposits in metamorphic terranes, *Economic Geology*, 2005, V. 100, pp. 407–450.
  27. Ilchik R. P., Barton M. D. An amagmatic origin of Carlin-type gold deposits, *Economic Geology*, 1997, V. 92, pp. 269–288.
  28. Johnston M. K., Ressel M. W. Controversies on the origin of world-class gold deposits, Pt. 1: Carlin-type gold deposits in Nevada-Carlin-type and distal disseminated Au-Ag deposits: Related distal expressions of Eocene intrusive centers in north-central Nevada, *Society of Economic Geologist Newsletter*, 2004, V. 59, pp. 12–14.
  29. Kalinin Yu. A., Kovalev K. R., Serdyukov A. N., Gladkov A. S., Sukhorukov V. P., Naumov E. A., Travin A. V., Semenova D. V., Serebryakov E. V., Greku E. D. Age constraints and metallogenic prediction of gold deposits in the Akzhal-Boko-Ashalin ore zone (Altai accretion-collision system), *Geodynamics & Tectonophysics*, 2021, V. 12 (2), pp. 392–408.
  30. Kovalev K. R., Kalinin Yu. A., Naumov E. A., Pirajno F., Borisenko A. S. A Mineralogical Study of the Suzdal Sediment-Hosted Gold Deposit, Kazakhstan: Implications for Ore Genesis, *Ore Geology Reviews*, 2009, No 35 (2), pp. 186–206.
  31. Kouketsu Y., Mizukami T., Mori H., Endo S., Aoya M., Hara H., Nakamura D., Wallis S. A new approach to develop the Raman carbonaceous material geothermometer for low-grade metamorphism using peak width, *Island Arc*, 2014, No 23, pp. 33–50.
  32. Large R. R., Danyushevsky L., Hillit H., Maslennikov V., Meffere S., Gilbert S., Bull S., Scott R., Emsbo P., Thomas H., Singh B., Foster J. Gold and trace element zonation in pyrite using a laser imaging technique: implications for the timing of gold in orogenic and Carlinstyle sediment-hosted

- deposits, *Economic Geology*, 2009, V. 104, pp. 635–668.
33. Large R. R., Halpin J. A., Danyushevsky L. V., Maslennikov V. V., Bull S. W., Long J. A., Gregory D. D., Lounejeva E., Lyons T. W., Sack P. J., McGoldrick P. J., Calver C. R. Trace element content of sedimentary pyrite as a new proxy for deep-time ocean-atmosphere evolution, *Earth and Planetary Science Letters*, 2014, V. 389, pp. 209–220.
34. Large R. R., Maslennikov V. V., Robert F., Danyushevsky L. V., Chang Z. Multistage sedimentary and metamorphic origin of pyrite and gold in the giant Sukhoi Log Deposit, Lena gold province, Russia, *Economic Geology*, 2007, No 102, pp. 1233–1267.
35. Liu W., Deng X., Han S., Chen X., Li X., Aibai A., Wu Y., Wang Y., Shan W., Li Z., Chen Y. Pyrite Textures and Compositions in the Dunbasitao Gold Deposit, NW China: Implications for Ore Genesis and Gold Mineralization Processes, *Minerals*, 2023, V. 13 (4), 25 p.
36. Maddox L. M., Bancroft G. M., Scaini M. J., Lorimer J. W. Invisible gold: comparison of Au deposition on pyrite and arsenopyrite, *American Mineralogist*, 1998, V. 83, No 11–12, pp. 1240–1245.
37. Reich M., Deditius A., Chryssoulis S., Li J. W., Ma C. Q., Parada M. A., Barra F., Mittermayr F. Pyrite as a record of hydrothermal fluid evolution in a porphyry copper system: A SIMS/EMPA trace element study, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 2013, No 104, pp. 42–62.
38. Safonova I. Yu., Simonov V. A., Kurganskaya E. V., Obut O. T., Romer R. L., Seltmann R. Late Paleozoic oceanic basalts hosted by the Char suture-shear zone, East Kazakhstan: geological position, geochemistry, petrogenesis and tectonic setting, *Journal of Asian Earth Sciences*, 2012, V. 49, pp. 20–39.
39. Scholz F., Neumann T. Trace element diagenesis in pyrite-rich sediments of the Achterwasser lagoon, SW Baltic Sea, *Marine Chemistry*, 2007, V. 107, pp. 516–532.
40. Wilkin R. T., Barnes H. L. Pyrite formation in an anoxic estuarine basin, *American Journal of Science*, 1997, V. 297, pp. 620–650.

**Греку Евгений Дмитриевич** (grekued@igm.nsc.ru)  
младший научный сотрудник <sup>1</sup>

**Калинин Юрий Александрович**  
доктор геолого-минералогических наук, доцент, главный научный сотрудник <sup>1</sup>

**Сердюков Александр Николаевич**  
ведущий геолог <sup>2</sup>

**Наумов Евгений Анатольевич**  
кандидат геолого-минералогических наук, первый заместитель генерального директора <sup>3</sup>

**Боровиков Андрей Александрович**  
кандидат геолого-минералогических наук, старший научный сотрудник <sup>1</sup>

**Рагозин Алексей Львович**  
кандидат геолого-минералогических наук, старший научный сотрудник <sup>1</sup>

**Гладков Андрей Станиславович**  
кандидат геолого-минералогических наук, старший научный сотрудник <sup>4</sup>

<sup>1</sup> Институт геологии и минералогии им. В. С. Соболева СО РАН, г. Новосибирск, Россия

<sup>2</sup> ТОО «К-ПЛЕЙСЕР», г. Семей, Республика Казахстан

<sup>3</sup> Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт цветных и благородных металлов, г. Москва, Россия

<sup>4</sup> Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск, Россия

## ВАЖНЫЕ ДАТЫ

**01.10.2024**

открытие регистрации  
и рассылка информационного  
письма

**13.01.2025**

окончание  
приема тезисов

**03.02.2025**

окончание регистрации  
для слушателей

**12-14.02.2025**

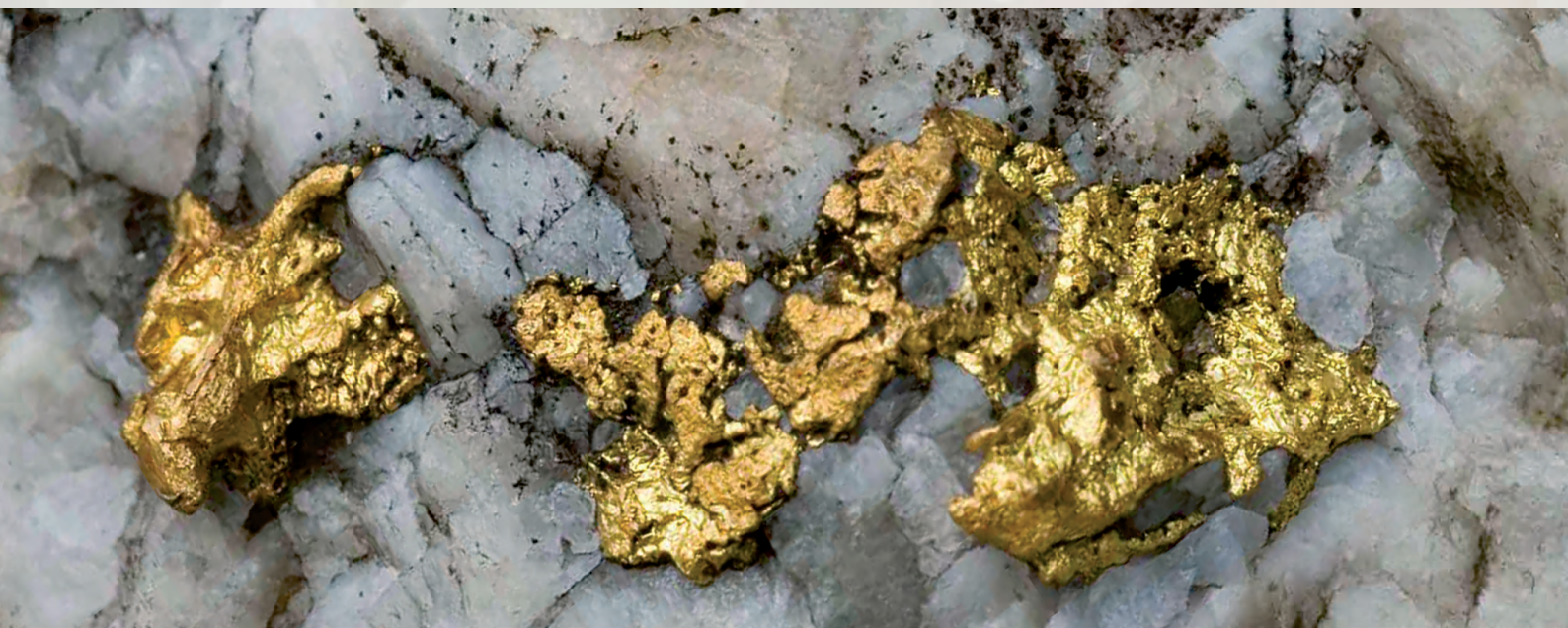
работа  
конференции



**2025**

## РУДНАЯ ШКОЛА ЦНИГРИ

Молодежная научно-образовательная конференция «Минерально-сырьевая база алмазов, благородных и цветных металлов – от прогноза к добыче»



**ЦНИГРИ**

**12-14 февраля 2025 года**  
**ФГБУ «ЦНИГРИ»**  
**Москва**

## КОНТАКТЫ

Костина  
Елизавета Дмитриевна  
8 (968) 388-87-23  
[young@tsnigri.ru](mailto:young@tsnigri.ru)

## Полигенное и полихронное золотое оруденение Среднего Урала: этапность проявления золотоносных гидротермально-метасоматических процессов

Иванов А. И.<sup>1</sup>, Трушин С. И.<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт цветных и благородных металлов, г. Москва, Россия

<sup>2</sup> АО «Полиметалл», г. Санкт-Петербург, Россия

**Аннотация.** АО «Полиметалл» в Туринско-Ауэрбаховском рудном районе Среднего Урала в последние годы выявлено несколько новых золоторудных месторождений. Изучение геологических и геохимических материалов по этим объектам позволило обосновать их полигенный и полихронный характер. Золотое оруденение формировалось длительно в течение конседиментационной и коллизионной эпох развития региона. При седиментации вулканогенно-осадочные образования за счёт подводного флюидопотока при вулканических и субвулканических процессах обогащались рудными элементами, вплоть до формирования колчеданных, в том числе золотосодержащих, руд. В коллизионной эпохе установлено три этапа золотонакопления, связанных с линейным складкообразованием и завершающим гранитоидным магматизмом, каждый из которых сопровождался проявлением золотоносных гидротермально-метасоматических процессов березитоидного типа. Первые два этапа являлись рудноподготовительными и привели к формированию золотоносных минерализованных зон березитов, в пределах которых в третий рудный этап при их активизации с проявлением расщепления, дробления, прожилкового окварцевания, сульфидизации сформировались рудные зоны. Анализ материалов по известному Воронцовскому месторождению также подтвердил полигенный и полихронный характер рудообразования, отмечаемый ранее рядом исследователей.

**Ключевые слова:** Средний Урал, Туринско-Ауэрбаховский рудный район, золоторудные месторождения, полигенные и полихронные, гидротермально-метасоматические процессы, этапы золотонакопления.

Для цитирования: Иванов А. И., Трушин С. И. Полигенное и полихронное золотое оруденение Среднего Урала: этапность проявления золотоносных гидротермально-метасоматических процессов. Руды и металлы. 2024. № 4. С. 38–65. DOI: 10.47765/0869-5997-2024-10017.

## Polygenous and polychronous gold mineralization of the Middle Urals: Staging of appearance of the gold-bearing hydrothermal-metasomatic processes

Ivanov A. I.<sup>1</sup>, Trushin S. I.<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Central Research Institute of Geological Prospecting for Base and Precious Metals, Moscow, Russia

<sup>2</sup> Polymetal JSC, St. Petersburg, Russia

**Annotation.** Polymetal JSC has identified several new gold deposits in the Turinsko-Auerbachovsky ore region of the Middle Urals in recent years. The study of geological and geochemical materials on these objects allowed us to substantiate their polygenic and polychronous nature. The gold mineralization took a long time to form during the concordimentary and conflict epochs of the region's development. During sedimentation, volcanogenic-sedimentary formations were enriched with ore elements due to underwater fluid flow during volcanic and subvolcanic processes, up to the formation of pyrites, including gold-bearing ores. In the collisional epoch, three stages of gold accumulation were established, associated with linear folding and final granitoid magmatism, each of which was accompanied by the manifestation of gold-bearing hydrothermal-metasomatic processes of the berezitoid type. The first two stages were ore preparation and led to the formation of gold-bearing mineralized zones of berezites, within which, during the third ore stage, ore zones were formed during their activation with the manifestation of shale, crushing, veining, and sulfidization. The analysis of materials from the well-known Vorontsovskoye deposit also confirmed the polygenic and polychronous nature of ore formation, previously noted by a number of researchers.

**Keywords:** Middle Urals, Tura-Auerbach ore region, gold ore deposits, polygenous and polychronous, hydrothermal-metasomatic processes, stages of gold accumulation.

For citation: Ivanov A. I., Trushin S. I. Polygenous and polychronous gold mineralization of the Middle Urals: Staging of appearance of the gold-bearing hydrothermal-metasomatic processes. Ores and metals, 2024, № 4, pp. 38–65. DOI: 10.47765/0869-5997-2024-10017.



**Введение.** В пределах Туринско-Ауэрбаховского рудного района (ТАРР), расположенного в северной части Среднего Урала, ещё со времён царской России известны мелкие жильные месторождения золота, золотосодержащие скарновые месторождения железа и меди в экзоконтакте крупного многофазного Ауэрбаховского плутона и россыпи золота. После открытия и разведки в 80–90-х годах прошлого века крупного Воронцовского золоторудного месторождения внимание исследователей полезных ископаемых региона в основном было сосредоточено на его изучении [1, 2, 7, 9–11, 13–17]. Других же золоторудных месторождений в течение почти 30 лет в ТАРР выявлено не было, что во многом объяснялось «закрытостью» территории – залесённостью, задернованностью и повсеместным распространением перекрывающих коренные породы четвертичных отложений различной мощности.

В последние годы геологоразведочными работами АО «Полиметалл» (АО «Золото Северного Урала» – АО «ЗСУ»), разрабатывающим месторождение Воронцовское, в пределах рудного района за счёт широкого применения мелкого бурения для вскрытия и опробования коренных пород выявлены новые золоторудные месторождения и рудопроявления: Пещерное, Горнячка, Андрей (Восточный, Северный, Западный), Дорожное, Шайтанка. Изучение геологических, геофизических и геохимических материалов по всем этим золоторудным объектам показало значительное сходство закономерностей их формирования и, прежде всего, однотипность проявления золотоносных гидротермально-метасоматических процессов в коллизионный этап развития региона.

Целью настоящей работы является обоснование основных закономерностей золотого рудообразования для составления прогнозно-поисковой модели месторождений, определения эффективного прогнозно-поискового комплекса как основы для прогнозирования и поисков новых золоторудных месторождений на Среднем Урале.

Геологическое строение Среднего Урала, в том числе ТАРР, изучалось длительное вре-

мя многими поколениями геологов и охарактеризовано в многочисленных фондовых и опубликованных материалах, в том числе обобщающего характера [14 и др.]. В связи с этим в настоящей статье мы его специально не рассматриваем; основные элементы геологического строения представлены на геологической карте, составленной по материалам ГДП-50 (Н. С. Лисов, 1978), ГДП-200 (Г. А. Петров, 2009 и Г. Н. Бороздина, 2017), обобщающим материалам ЦНИГРИ (А. В. Андреев, 2023), и в легенде к ней (рис. 1).

В геологической истории ТАРР, в котором вскрываются в основном ордовикско-среднедевонские геологические образования, как и в целом для Урала [14 и др.] выделяются конседиментационная и коллизионная эпохи, каждая из которых внесла свой вклад в золотонакопление.

В конседиментационную эпоху (ордовик-ранний девон?) первичное обогащение вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород золотом и элементами-спутниками могло осуществляться, как полагает ряд исследователей, на этапе их формирования за счёт подводящего флюидопотока при вулканических и субвулканических процессах и (или) из зон конседиментационных глубинных разломов. Подтверждением служит широко проявленное в вулканогенно-осадочных образованиях этого возраста на Урале колчеданное, в том числе золотосодержащее, оруденение. Вероятно, что в последующую коллизионную эпоху золото из этих пород могло мобилизовываться при проявлении гидротермально-метасоматических процессов и переотлагаться в структурных ловушках.

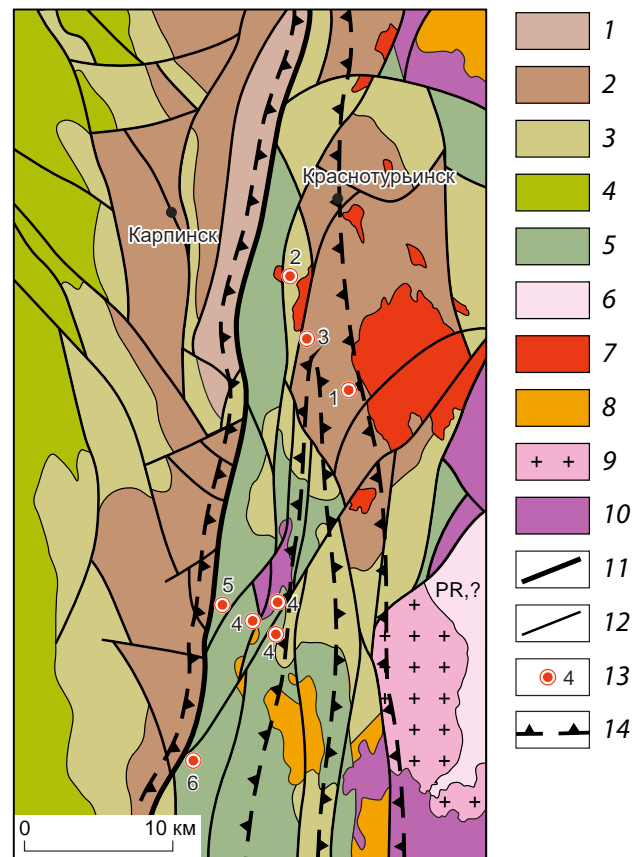
Золотоносные гидротермально-метасоматические преобразования пород проявились в течение коллизионной (ранне-среднедевонской) эпохи развития региона, преимущественно в этапы линейного складкообразования и завершающего магматизма. Регионально-метаморфические преобразования пород пренит-пумпеллитовой фации [1], проявившиеся во временной период между линейным складкообразованием и завершающим магматизмом, в связи с их низкотемпературным

характером и сложностью «вычленения» в пределах золотоносных площадей из-за проявления последующих интенсивных гидротермально-метасоматических процессов здесь не рассматриваются. В настоящей статье будут обсуждаться именно золотоносные гидротермально-метасоматические процессы коллизионной эпохи.

**Фактический материал.** Гидротермально-метасоматические процессы на золоторудных объектах авторами изучались в карьерах на месторождениях Пещерное и Воронцовское, в керне скважин, пробуренных на месторождениях Пещерное, Горнячка, Андрей, Воронцовское и других участках. Также использовались геологические, геохимические и геофизические материалы (геологические карты, разрезы с аналитическими данными и т. д.) по золоторудным объектам АО «ЗСУ», фотодокументация керна скважин геологов АО «ЗСУ», фотографии керна и карьеров А. И. Иванова, описания и фото шлифов А. И. Иванова, фото шлифов С. Г. Кряжева, учитывалась информация по петрографическому описанию шлифов специалистов ФГБУ «ВСЕГЕИ» (В. Ф. Проскурнин и др., 2019ф) и Л. А. Санько (АО «ЗСУ»).

**Результаты исследований.** Изучение всего комплекса материалов позволило авторам обосновать, что золотое рудообразование в ТАРР связано с гидротермально-метасоматическими процессами березитоидного типа, проявившимися в коллизионную эпоху развития региона. В результате выделено три последовательных этапа проявления этих процессов: первый связан с линейным складкообразованием, а второй и третий – с завершающим этапом гранитоидного магматизма.

**Этап I.** При линейном складкообразовании в позднекладчатый этап при активизации продольных (субмеридиональных) глубинных разломов фундамента, прежде всего Коноваловского (Главного Уральского [14]), в складчатом чехле в крыльях и ядерных частях мегаантиклиналей (см. рис. 1) заложены зоны складчато-разрывных деформаций (ЗСРД), в пределах которых проявилась железо-магнезиальная карбонатизация («буропшпатизация») первого этапа (в основном это



анкерит). Она проявилась по «массе» во всех деформируемых породах, носила метасоматический порфиробластический характер и визуально устанавливается в керне скважин в зоне окисления в приповерхностных условиях по «побурению» вдоль водопроницаемых трещин внешне не изменённых пород (рис. 2) за счёт лимонитизации анкерита (видны мелкие лимонитизированные порфиробласты) и «пропитывания» лимонитом всего объёма породы. В шлифах наблюдается более интенсивное проявление порфиробластической буропшпатизации в относительно более грубозернистых породах (рис. 3) вследствие, по-видимому, их более высокой проницаемости для растворов и (или) более благоприятного для формирования анкерита состава. Порфиробласты имеют как сложные формы, так и правильные кристаллографические очертания в виде ромбоэдров.

По результатам спектрального анализа в таких породах на месторождении Пещерное





**Рис. 1.** Схематизированная геологическая карта Туринско-Ауэрбаховского рудного района, составлена А. И. Ивановым по материалам ГДП-50 (Н. С. Лисов, 1978), ГДП-200 (Г. А. Петров, 2009 и Г. Н. Бороздина, 2017), обобщающим материалам ЦНИГРИ (А. В. Андреев, 2023):

1 – средний–верхний девон, *лимкинская свита*: в нижней части – известняки, в верхней – тонкое переслаивание полимиктовых туфопесчаников, песчаников, туффитов, кремнистых туффитов, кремнистых, кремнисто-глинистых сланцев; 2 – нижний девон: в западной части РР *перевозская, вагранская, тальтийская, высотинская свиты* – туфоконгломераты, туфопесчаники в переслаивании с известняками, известняки с прослоями известково-глинистых сланцев, песчаников и конгломератов; в восточной и центральных частях РР *краснотурьинская свита* – туфы андезитов и андезибазальтов, андезидацитов, базальтов с прослоями лав андезитов и андезибазальтов, туфоконгломератов, туфопесчаников, туфоалевролитов и известняков, пачки массивных и брекчиевидных рифогенных известняков, иногда с прослоями туфопесчаников и туфоалевролитов, экструзивно-субвулканические тела андезитов и андезибазальтов; 3 – верхний силур–нижний девон, *туринская свита* – туфоконгломераты, туфопесчаники, туфоалевролиты, известняки (в том числе рифогенные), лавы, экструзии, силлы и дайки трахибазальтов, трахиандезибазальтов, трахиандезитов, трахитов; 4 – нижний силур, *шемурская, павдинская свиты* – лавы и туфы андезитов, андезибазальтов, базальтов, дацит-андезитов, дацитов, риодацитов, туфопесчаники, туфоконгломераты и известняки, дайки и штоки долеритов, базальтов, андезибазальтов; 5 – ордовик–нижний силур, *красноуральская свита* – базальты, андезибазальты и андезиты, реже кислые вулканы, экструзивные и субвулканические тела дацитов–риодацитов; 6 – нижнепротерозойский метаморфический комплекс (салдинский) мигматит-амфиболит-гнейсовой формации; 7–10 – интрузивные комплексы: 7 – *ауэрбаховский* (нижний девон): первая фаза – габбро и габбродиориты, вторая фаза – диориты, третья фаза – гранодиориты и граниты, 8 – *левинский* (нижний–средний силур) – габбро, диориты, плагиограниты, слагают мелкие тела среди полей развития пород красноуральской свиты, 9 – *верхисетский* (нижний–средний карбон) – крупнозернистые биотитовые граниты и гранодиориты, 10 – *серовский* (средний ордовик) – серпентинизированные дуниты, верлиты, гарцбургиты, клинопироксениты, серпентиниты (аподунитовые, апоперидотитовые и апопироксенитовые); 11 – главный шов Уральского глубинного разлома (Коноваловский разлом); 12 – главные разломы; 13 – золоторудные месторождения: 1 – Воронцовское, 2 – Пещерное, 3 – Горнячка, 4 – Андрей (Восточный, Западный, Северный), 5 – Дорожное, 6 – Шайтанка; 14 – зоны складчато-разрывных деформаций (ЗСРД)

**Fig. 1.** Schematic geological map of the Tura-Auerbakh ore region, compiled by A. I. Ivanov based on data of the advanced geological survey projects GDP-50 (N. S. Lisov, 1978) and GDP-200 (G. A. Petrov, 2009 and G. N. Borozdina, 2017), and of generalizing materials of TsNIGRI (A. V. Andreev, 2023):

1 – Middle-Upper Devonian, *Limka Formation*: the lower section, limestones; the upper section, thin interbedding of polymictic tuffaceous sandstones, sandstones, tuffites, cherty tuffites, and cherty shales; 2 – Lower Devonian: in the western portion of the ore region, the *Perevoz, Vagransk, Taltiysk, and Vysotinsk* formations (tuffaceous conglomerates, tuffaceous sandstones, interbedded with limestones; limestones with interlayers of calcareous shales, sandstones, and conglomerates); in the eastern and central portions of the ore region, the *Krasnoturyinsk Formation* (tuffs of andesite, basaltic andesite, dacitic andesite, and basalt with interlayers of andesite and basaltic andesite lavas, tuffaceous conglomerates, tuffaceous sandstones, tuffaceous siltstones, and limestones; members of massive and brecciated reef limestones, with sporadic interlayers of tuffaceous sandstones and siltstones; extrusive-subvolcanic bodies of andesites and basaltic andesites); 3 – Upper Silurian–Lower Devonian, *Tura Formation* (tuffaceous conglomerates, tuffaceous sandstones, tuffaceous siltstones, limestones, including reef limestones; lavas, extrusions, sills, and dikes of trachybasalt, trachyandesite-basalt, trachyandesite, and trachyte); 4 – Lower Silurian, *Shemur and Pavda* formations (lavas and tuffs of andesite, basaltic andesite, basalt, dacitic andesite, dacite, and rhyodacite; tuffaceous sandstones, tuffaceous conglomerates; and limestones; dikes and stocks of dolerite, basalt, and basaltic andesite); 5 – Ordovician–Lower Silurian, *Krasnouralsk Formation* (basalts, basaltic andesites, and andesites; less commonly, silicic volcanics, extrusive and subvolcanic bodies of dacites–rhyodacite); 6 – Lower Proterozoic metamorphic complex (Salda Complex) of the migmatite-amphibolite-gneiss association; 7–10 – intrusive suites: 7 – *Auerbakh Suite* (Lower Devonian): first phase (gabbro and gabbrodiorites), second phase (diorites), and third phase (granodiorites and granites), 8 – *Levinsk Suite* (Lower–Middle Silurian), gabbro, diorites, and plagiogranites, that form small bodies among the areas of the Krasnouralsk Formation, 9 – *Verkhisetzk Suite* (Lower–Middle Carboniferous), coarse-grained biotite granites and granodiorites, 10 – *Serov Suite* (Middle Ordovician), serpentized dunites, wehrlites, harzburgites, clinopyroxenites, and serpentinites (apodunite, apoperidotite, and apopyroxenite); 11 – main suture of the Ural deep fault (Konovalovsky fault); 12 – main faults; 13 – gold ore deposits: 1 – Vorontsovskoe, 2 – Peshchernoe, 3 – Gornychka, 4 – Andrey (Eastern, Western, and Northern), 5 – Dorozhnoe, 6 – Shaitanka; 14 – zones of folded-fracture deformation



**Рис. 2. Проявление тонковкрапленной железо-магнезиальной карбонатазации (анкерит) первого рудноподготовительного этапа («бурошпатизация-1»), устанавливаемой в зоне окисления по «побурению» пород вдоль водопроницаемых трещин:**

*a* – в переслаивающихся туфоалевропесчаниках и туфоалевролитах на месторождении Пещерное (скв. 221); *b* – в туфопесчаниках на месторождении Дорожное; *c* – в кремнистых породах на месторождении Андрей Восточный; диаметр керн 63 мм, *a* – фото АО «ЗСУ», *b* и *c* – фото А. И. Иванова

**Fig. 2. Manifestation of finely disseminated ferromagnesian carbonatization (ankerite) of the first ore-preparative stage (“brown-sparization-1”), established in the oxidation zone due to “browning” of the rocks along water-permeable cracks:**

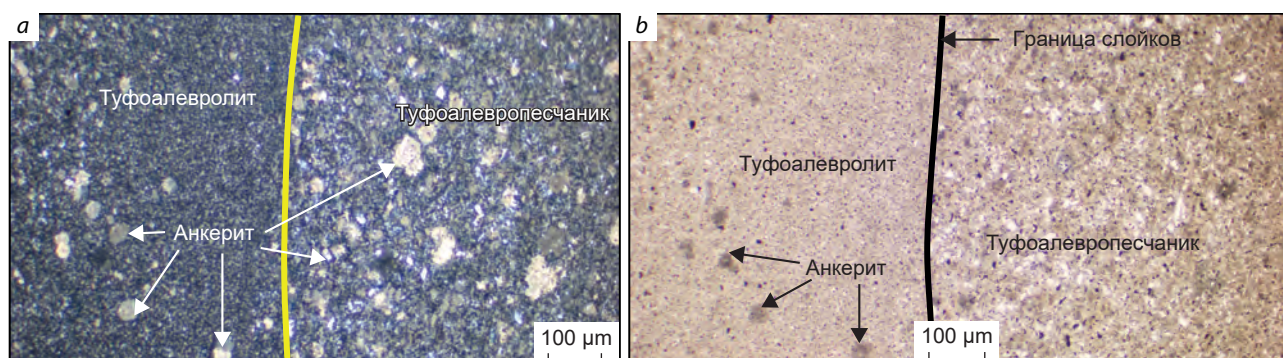
*a* – in interbedded tuffaceous sandstones and siltstones at the Peshchernoe deposit (Borehole 221); *b* – in tuffaceous sandstones at the Dorozhnoe deposit; *c* – in cherty rocks at the Andrey Eastern deposit; core diameter 63 mm (*a*, photo by JSC ZSU; *b* and *c*, photo by A. I. Ivanov)

(см. рис. 2, *a*) в аномальных содержаниях устанавливаются мышьяк (0,003–0,004 %) и серебро (0,07–0,33 г/т). В связи с высоким пределом обнаружения золота как по спектральному, так и по пробирному анализам (ПО = 0,1 г/т), при проведённых аналитических исследованиях оно в превышающих этот предел содержаниях не зафиксировано. А так как в других золотоносных регионах подобные бурошпатизированные породы кроме аномальных содержаний мышьяка (> 0,003 %) содержат и золото в содержаниях 0,005–0,05 г/т [3], то можно предполагать аналогичный уровень содержания золота в таких породах и на территории ТАРР.

Но и сам факт аномальности бурошпатизированных пород первого этапа ТАРР по мышьяку свидетельствует об их сходстве с подобными бурошпатизированными золотоносными породами в рудоконтролирующих ЗСРД

в известных золоторудных районах [3–5]. По мнению Ф. А. Летникова [6], подобная бурошпатизация пород происходит в С-флюидных системах, имеющих астеносферный источник. Флюиды этих систем, обогащённые золотом и мышьяком, мигрируют в земную кору по зонам глубинных разломов (ЗСРД). В процессе миграции флюидов происходит их дополнительное обогащение золотом за счёт мобилизации из вмещающих пород в нижних частях «колонны» ЗСРД. Формирование порфиробластов бурых шпатов происходит в *PT*-условиях «зоны» хлорита–мусковита. Именно в подобных ЗСРД при последующих этапах коллизионной эпохи развития золотоносных регионов формируются золоторудные месторождения [3, 4].

*Этап II* гидротермально-метасоматических преобразований пород проявился синхронно с внедрением гранитоидов третьей фа-



**Рис. 3.** Характер проявления тонковкрапленной железо-магнезиальной карбонатизации (анкерит) первого рудноподготовительного этапа («бурошпатизация-1») в переслаивающихся туфоалевропесчаниках и туфоалевролитах (месторождение Пещерное, скв. 414-85):

*a* – николи +, *b* – николи II. Виден литологический контроль процесса: интенсивность его проявления значительно выше в относительно более крупнообломочных породах. Фото шлифа А. И. Иванова

**Fig. 3.** The character of finely disseminated ferromagnesian carbonatization (ankerite) of the first ore-preparative stage ("brown-sparization-1") in interbedded tuffaceous silty sandstones and siltstones (Peschernoe deposit, Borehole 414-85):

*a* – nicols +, *b* – nicols II. Visible is the lithological control of the process: the process intensity is significantly higher in the relatively coarser clastic rocks. Photo by A. I. Ivanov

зы ауэрбаховского комплекса в разломных швах (зоны расщепления, дробления) в пределах складчатых ЗСРД при их активизации в качестве сдвигов и сдвиго-взбросов. Этот этап является основным рудноподготовительным: при расщеплении и дроблении в результате проявления интенсивных гидротермально-метасоматических процессов породы любого состава замещаются агрегатом новообразованных анкерита (определение ЦНИГРИ), мусковита-серицита, кварца, альбита, пирита – то есть преобразуются в березиты. Процесс березитизации абсолютно однотипен на всех перечисленных выше месторождениях и рудопоявлениях. На начальной стадии березитизации второго этапа преобладает гидротермальная составляющая процесса над метасоматической. Наглядно это видно на рис. 4 (в переслаивающихся туфопесчаниках и туфоалевролитах): в зонах разломных хрупких и хрупко-пластичных деформаций возникают светло-серые до белого жилиподобные образования («березиты-2») с нерезкими границами в разноориентированных, в том числе взаимно-пересекающихся,

трещинах, зонах дробления. По мере нарастания процесса (увеличения относительного количества «березитов-2» в объеме породы) интенсивнее проявляется метасоматическая составляющая: березитизации подвергаются (становятся всё более светлыми – рис. 5, 6) отдельные (более грубозернистые?) прослои в туфогенной толще, а затем и межтрещинное пространство вплоть до полного преобразования всего объема пород в «однообразные» светло-серые, хорошо выделяющиеся на более тёмном фоне неизменённых или слабо изменённых вмещающих пород, «полнопроявленные» березиты, имеющие мусковит(серицит)-(альбит)-кварц-анкеритовый состав (рис. 7). Аналогичным образом «березиты-2» формируются по базальтам, диоритам, ультрабазидам (рис. 8–10). При этом по сравнению с туфогенными породами в составе «полнопроявленных» березитов («березиты-2» на всех рисунках), образованных по породам среднеосновного и основного составов, кроме мусковита в тех или иных количествах развивается хлорит, а в образованных по ультраосновным породам – тальк и эпидот.



Рис. 4. Характер проявления железо-магнезиальной карбонатизации (бурошпатизации) второго (основного) рудноподготовительного этапа в переслаивающихся туфоалевропесчаниках и туфоалевролитах (месторождение Пещерное, скв. 189, промышленные интервалы расположены ниже – на 263–265 и 271,5–277,0 м):

видна неравномерность проявления и интенсивности бурошпатизации (степени осветления породы) – по разноориентированным трещинам и в зависимости от литологии; осветлённые участки – «березиты-2», граница зоны трещиноватости и березитизации резкая (в двух верхних «столбиках» керна бурошпатизация 2-го этапа почти не проявлена). В бурошпатизированном интервале в аномальных содержаниях «появляются» As (0,001–0,002 %), Ag (до 0,4 г/т), Au в связи с низкой чувствительностью анализа (ПО = 0,1 г/т) не установлено. Здесь и далее фото керна – АО «ЗСУ»

Fig. 4. The character of ferromagnesian carbonatization (brown-sparization) of the second (main) ore-preparative stage in interbedded tuffaceous silty sandstones and siltstones (Peschernoe deposit, Borehole 189, commercial-grade intervals are exposed below, at 263–265 m and 271.5–277.0 m):

it is evident that the distribution and intensity of brown-sparization (rock lightening degree) are different and uneven along differently oriented cracks and is variable depending on the lithology; the lightened areas are “beresites-2”, the boundary of the fracturing and beresitization zone is sharp (in the two upper “columns” of the core, brown-sparization of the 2nd stage is almost not manifested). In the brown-sparized interval, As (0.001–0.002 %) and Ag (up to 0.4 g/t) “appear” in anomalous contents; Au is not detected due to the low analysis sensitivity (detection threshold = 0.1 g/t). Here and after, photos of the core are by JSC ZSU

Метасоматический характер процесса подчёркивается как характером границ «полнопроявленных» «березитов-2» с вмещающими породами (они в той или иной степени не резкие; см. рис. 4–6 и рис. 8–10), так и «постепенностью» преобразований – часто наблюда-

емыми в «березитах-2» «теневыми» слоистыми текстурами (см. рис. 4, 6) или реликтами не «переработанных» темноцветных минералов (см. рис. 9). В то же время отмечаются достаточно резкие границы «тел» (локальных зон) «березитов-2», что подчёркивает их кон-

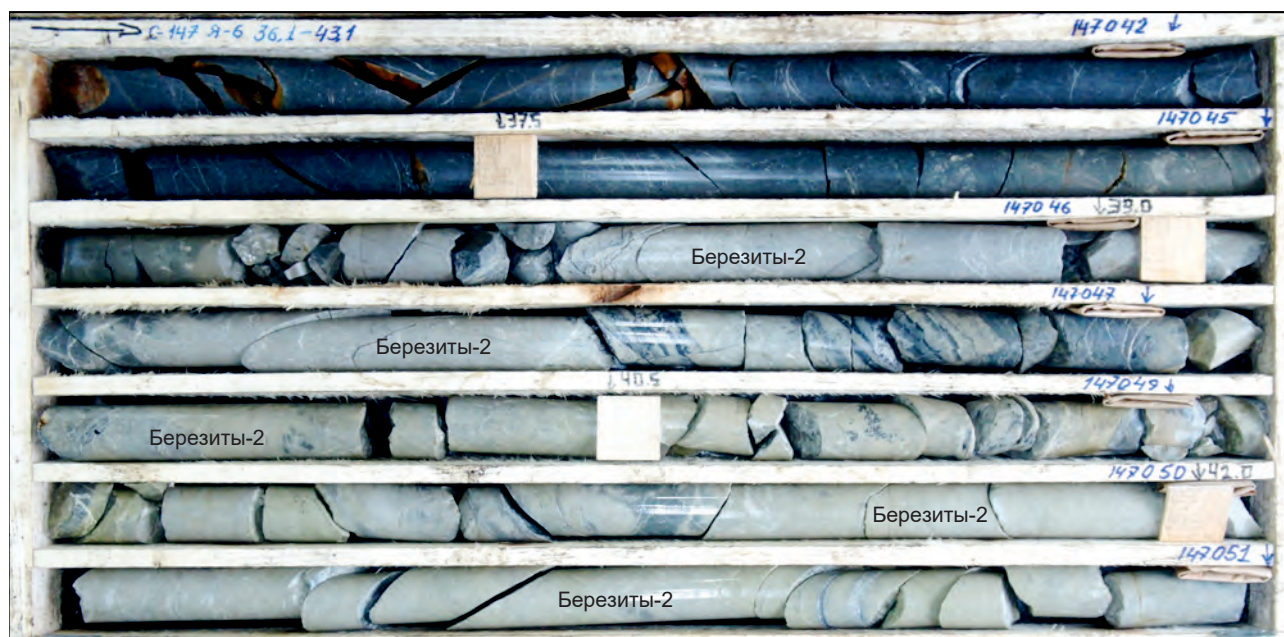


Рис. 5. Интенсивное проявление железо-магнезиальной карбонатизации (бурошпатизации) второго (основного) рудноподготовительного этапа в переслаивающихся туфоалевропесчаниках и туфоалевролитах: месторождение Пещерное, скв. 147, непромышленный интервал (промышленный интервал 109,9–112,0 м):

осветлённые участки – «березиты-2»; содержания As 0,002–0,003 %, Ag 0,1–0,19 г/т, Au – ниже ПО

Fig. 5. Intensive manifestation of ferromagnesian carbonatization (brown-sparization) of the second (main) ore-preparative stage in interbedded tuffaceous silty sandstones and siltstones: Peshchernoe deposit, Borehole 147, non-commercial interval (commercial-grade interval, 109.9–112.0 m):

the lightened areas are “beresites-2”; the contents of As, 0.002–0.003 %, Ag, 0.1–0.19 g/t, Au, below the threshold

троль разрывными структурами и преобладание гидротермальной составляющей процесса (см. рис. 4, 5, 8, 9).

В «полнопроявленных» березитах (цвет их от светло-серого до белого) главными минералами являются метасоматические кварц и анкерит в сопоставимом количестве (см. рис. 7). В подчинённом количестве в сложении метасоматического агрегата принимают участие альбит и серицит. Анкерит в метасоматитах образует либо изометричные метакристаллы, либо их агрегаты сложных форм. Кварц обычно встречается в виде изометричных зёрен, альбит – слагает мелкие таблитчатые или призматические кристаллы, серицит образует неравномерно распределённые спутанно-че-

шуйчатые агрегаты. Пирит довольно широко распространён, встречается обычно в виде кубических метакристаллов, реже в виде пентагон-додекаэдров. Содержание пирита в некоторых фрагментах метасоматически преобразованных пород может достигать 5 %. Распределение пирита в объёме березита обычно неравномерное (см. рис. 7).

Согласно аналитическим данным по месторождению Пещерное, «березиты-2» в локальных зонах (вне рудных интервалов) отчётливо обогащены серебром (более 0,1 г/т до 1,0 г/т) и мышьяком (более 0,001–0,002 %, до 0,01 %) на фоне не аномальных неизменённых вмещающих пород. Как уже отмечалось, в связи с низким пределом обнаружения спектраль-

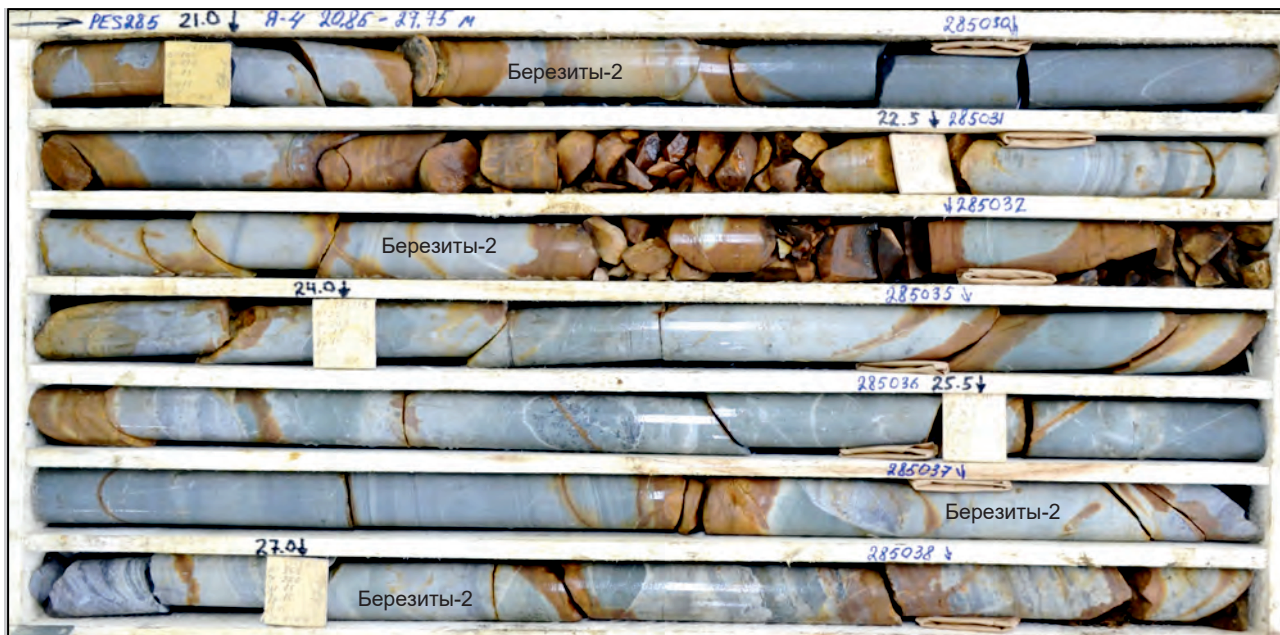


Рис. 6. «Проявление» бурошпатизации второго этапа в приповерхностных условиях за счёт окисления и лимонитизации («побурения») анкерита вблизи водопроницаемых трещин в переслаивающихся туфоалевропесчаниках и туфоалевролитах (месторождение Пещерное, скв. 285, без промышленного интервала):

содержания As 0,001–0,002 %, Ag 0,07–0,09 г/т, Au – ниже ПО

Fig. 6. “Manifestation” of brown-sparization of the second stage in the near-surface setting due to oxidation and limonitization (“browning”) of ankerite near water-permeable cracks in interbedded tuffaceous silty sandstones and siltstones (Peschernoe deposit, Borehole 285, no commercial-grade interval):

As content 0.001–0.002 %, with Ag 0.07–0.09 g/t; Au – below the threshold

ных и пробирных анализов золота (0,1 г/т) при проведении массовых аналитических работ аномальность «березитов-2» по золоту не фиксируется. Это объясняется тем (как уже отмечалось выше), что содержания золота в рудоконтролирующих зонах бурошпатизации, по аналогии с другими золотоносными регионами, должны составлять сотые доли г/т (наряду с аномальными содержаниями мышьяка) и, соответственно, чувствительность анализов на золото для подтверждения аномальности «березитов-2» по золоту должна быть выше [3, 4]. Приведённые данные свидетельствуют о том, что процесс формирования зон «березитов-2» является рудноподготовительным, как и «бурошпатизация-1», но основным: рудные зоны в последующем формируются только в их пределах при проявле-

нии разломных и гидротермально-метасоматических процессов рудного этапа.

На рис. 4–6 и 8–10 в керне скважин наглядно видна неравномерность проявления (интенсивности) березитизации в объёме пород. Так, «полнопроявленные» березиты в керне скважин слагают участки (зоны), стволовая мощность которых может достигать нескольких метров – нескольких десятков метров. Обычно они «окружены» с лежачего и висячего боков участками, в которых полнопроявленные березиты образуют прожилковидные и иной формы тела в неизменённых или относительно неизменённых вмещающих породах, причём «степень березитизации» (объём березитов относительно вмещающих пород) может быть самой различной. Для иллюстрации этого нами по фотодокументации скважин на

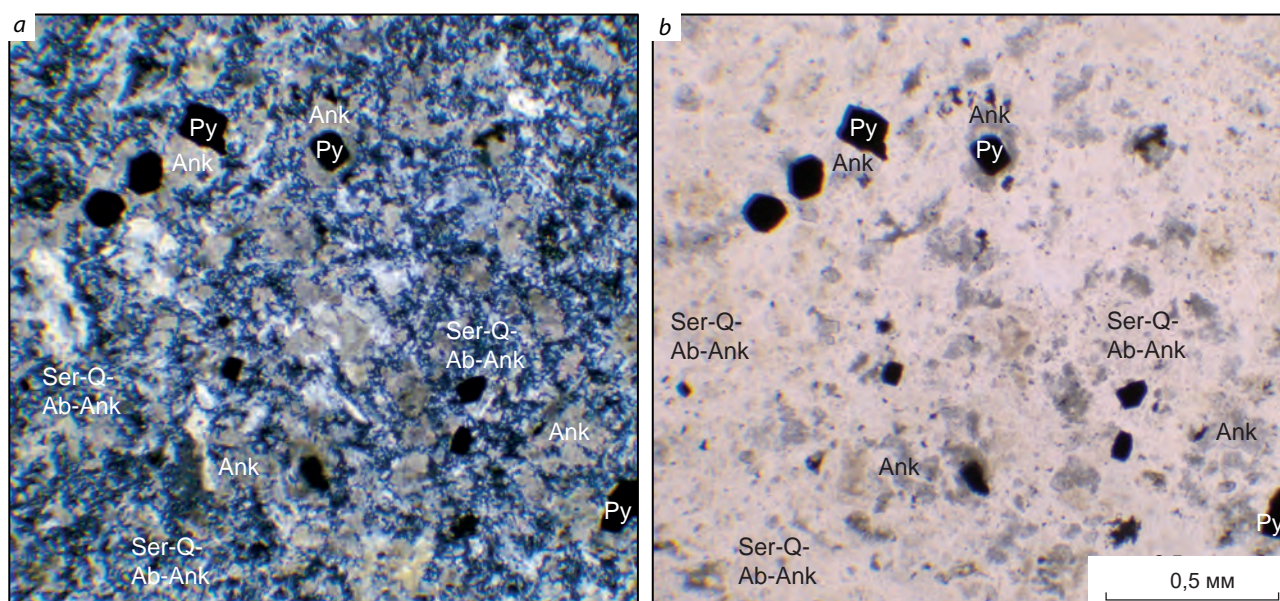


Рис. 7. Пирит-серицит-кварц-альбит-анкеритовый метасоматит («березит-2») (месторождение Пещерное, скв. 414, 103 м):

Py – пирит, Ser – серицит, Q – кварц, Ab – альбит, Ank – анкерит; фото шлифа: *a* – николи +, *b* – николи II. Фото А. И. Иванова

Fig. 7. Pyrite-sericite-quartz-albite-ankerite metasomatite ("beresite-2") (Peschernoe deposit, Borehole 414, 103 m):

Py – pyrite, Ser – sericite, Q – quartz, Ab – albite, Ank – ankerite; plate photo: *a* – nicols +, *b* – nicols II. Photo by A. I. Ivanov

профиле 3603 месторождения Пещерное метасоматически преобразованные породы разделены на три группы по интенсивности процесса: 80–100 %, 50–80 % и 20–50 % объёма «березитов-2» от объёма породы (рис. 11). На рисунке видно, что в целом процесс березитизации проявлен в зоне мощностью более 350 м, которая представляет собой золотоносную минерализованную зону. Такие минерализованные зоны в других золотоносных районах [4] представляют собой рудоконтролирующие структуры, в пределах которых при проявлении гидротермально-метасоматических процессов третьего этапа и формировались рудные зоны. На месторождении Пещерное отмечается тенденция к возрастанию мощности локальных зон «березитов-2» и интенсивности березитизации в их пределах к нижней части (лежащему боку) общей рудоконтролирующей зоны.

В карьере месторождения Пещерное (рис. 12) наглядно видно сложное строение минерализованной зоны – локальные зоны полнопроявленных березитов второго этапа («березиты-2») выделяются либо бурым цветом (в зоне окисления), либо светло-серым на фоне туфогенной толщи серого и тёмно-серого цвета. Главная рудная зона характеризуется относительно большой мощностью «березитов-2» и субвертикальным залеганием, а большинство других зон «полнопроявленных» березитов ориентированы косо к ней по падению – то есть являются опережающими при проявлении взбросо-сбросовых деформаций. Лишь отдельные (сближенные с Главной рудной зоной) зоны «полнопроявленных» березитов иногда ей субпараллельны.

Интересным является факт локализации Главной рудной зоны в ядерной части антиклинальной складки (на рис. 12 показано за-

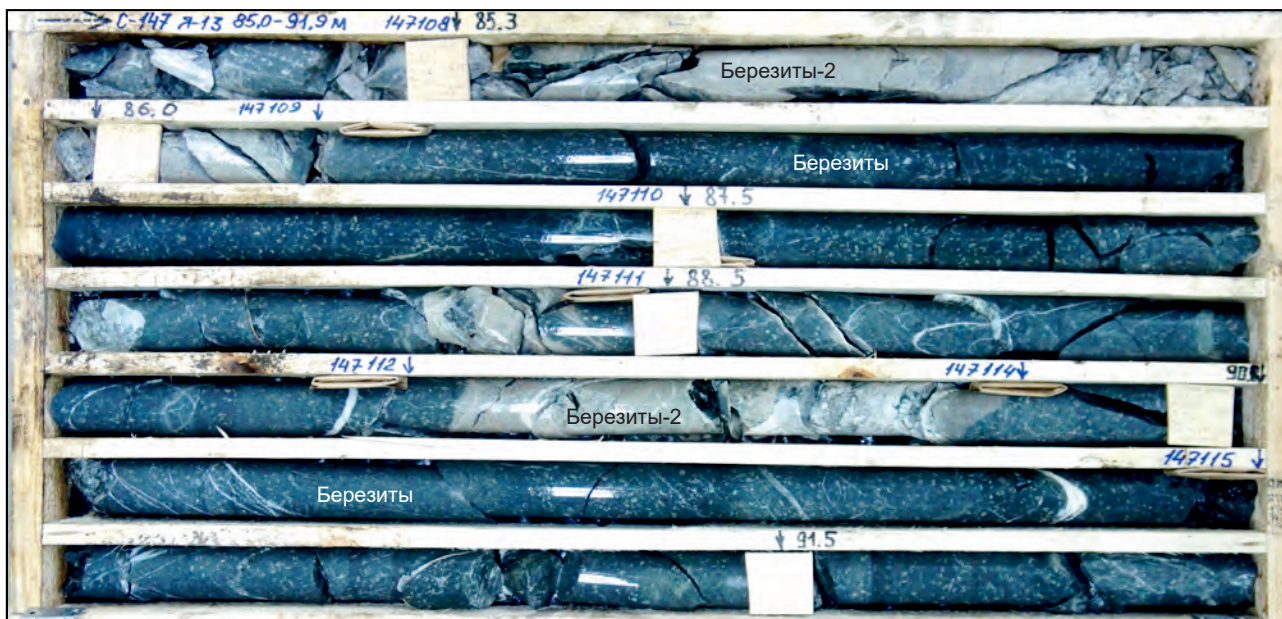


Рис. 8. Характер бурошпатизации второго этапа в базальтах: месторождение Пещерное, скв. 147, непромышленный интервал (промышленный интервал 109,9–112,0 м):

в «березитах-2» аномальные содержания As 0,001 % и Ag до 0,20 г/т, Au – ниже ПО

Fig. 8. The character of brown-sparization of the second stage in basalts: Peshchernoe deposit, Borehole 147, non-commercial interval (commercial-grade interval, 109.9–112.0 m):

in “beresites-2”, anomalous contents of As, 0.001 % and Ag, up to 0.20 g/t; Au, below threshold

легание слоистости), что позволяет предполагать определённую унаследованность процесса формирования минерализованной зоны («березитов-2»), а затем и рудной зоны в её пределах относительно линейного складкообразования.

Этап III проявления гидротермально-метасоматических березитоидных процессов в пределах всех рассматриваемых участков является рудным этапом: в это время сформировались рудные зоны в пределах ранее образованных золотоносных зон «березитов-2» при активизации рудоконтролирующих разломов (зон расланцевания и дробления). Он проявился более локально, чем второй этап, – на месторождении Пещерное только в некоторых локальных зонах «березитов-2», в основном в нижней части (к лежащему боку) рудоконтролирующей минерализованной зоны

березитизации второго этапа, где располагаются главный разломный шов и ближние к нему субпараллельные зоны субвертикальной ориентировки. А «вышележащие» зоны «березитов-2», так как сформировались преимущественно в оперяющих зонах расланцевания и дробления, в рудный этап активизировались слабо (см. рис. 12).

Рудные зоны на месторождениях Пещерное, Горнячка, Андрей (рис. 13–16) формируются в «березитах-2» при наложении на них интенсивного расланцевания, дробления и прожилкования – анкеритового, кварцевого, анкерит-кварцевого и альбит-анкерит-кварцевого, а также сульфидизации (пирит, арсенопирит). Вмещающие прожилковую минерализацию «березиты-2» расланцованы, интенсивно проявлена серицитизация по поверхностям расланцевания. Пирит, присут-





Рис. 9. Характер березитизации 2-го этапа диоритов 2-й фазы ауэрбаховского комплекса:

*a* – месторождение Пещерное, скв. 283 (рудного интервала нет), содержания As 0,001–0,005 % (до 0,02 % в пр. 115), Ag до 0,18–0,71 г/т (пр. 115), Au – ниже ПО (кроме пр. 115 – 0,6 г/т); *b* – месторождение Горнячка, скв. 31001, видны не «переработанные» темноцветные минералы

Fig. 9. The character of beresitization of the 2nd stage in diorites of the 2nd phase of the Auerbakh Suite:

*a* – Peshchernoe deposit, Borehole 283 (ore-grade intervals are absent); the contents of As, 0.001–0.005 % (up to 0.02 % in Sample 115) and Ag, up to 0.18–0.71 g/t (Sample 115); Au, below threshold (except for Sample 115, 0.6 g/t); *b* – Gornychka deposit, Borehole 31001: visible are “unprocessed” dark-colored minerals

ствующий в значительных количествах в пределах рудных зон, имеет пентагон-додекаэдрический и кубический габитус. Для вкрапленного арсенопирита характерны сложные формы выделений. Рудные зоны обычно формируются не во всём объёме локальных зон «березитов-2», а только в тех их частях, где проявились интенсивные наложенные процессы рудного (третьего) этапа. Это видно на рис. 13: «березиты-2» в верхней части kernового ящика, где содержания золота (пробирный анализ) в kernовых пробах низкие, относительно слабо деформированы (даже сохраняются реликты слоистости в переслаивающихся туфопесчаниках и туфоалевролитах). В рудном же интервале (нижняя часть ящика) интенсивно проявлены процессы рассланце-

вания, дробления, прожилкования, сульфидизации.

Аналогичным образом в целом выглядят рудные зоны как в переслаивающихся туфопесчаниках и туфоалевролитах (см. рис. 14), так и в диоритах второй фазы ауэрбаховского комплекса (см. рис. 15) на месторождении Горнячка. На месторождении Андрей, где «березиты-2» формировались в том числе по ультраосновным породам, рудные интервалы характеризуются относительно более интенсивным рассланцеванием «березитов-2» (см. рис. 16).

Петрографический состав пород в рудных зонах на всех этих объектах однотипный – это серицит-кварц-альбит-анкеритовые метасоматиты с анкеритовым и кварц-анкерито-

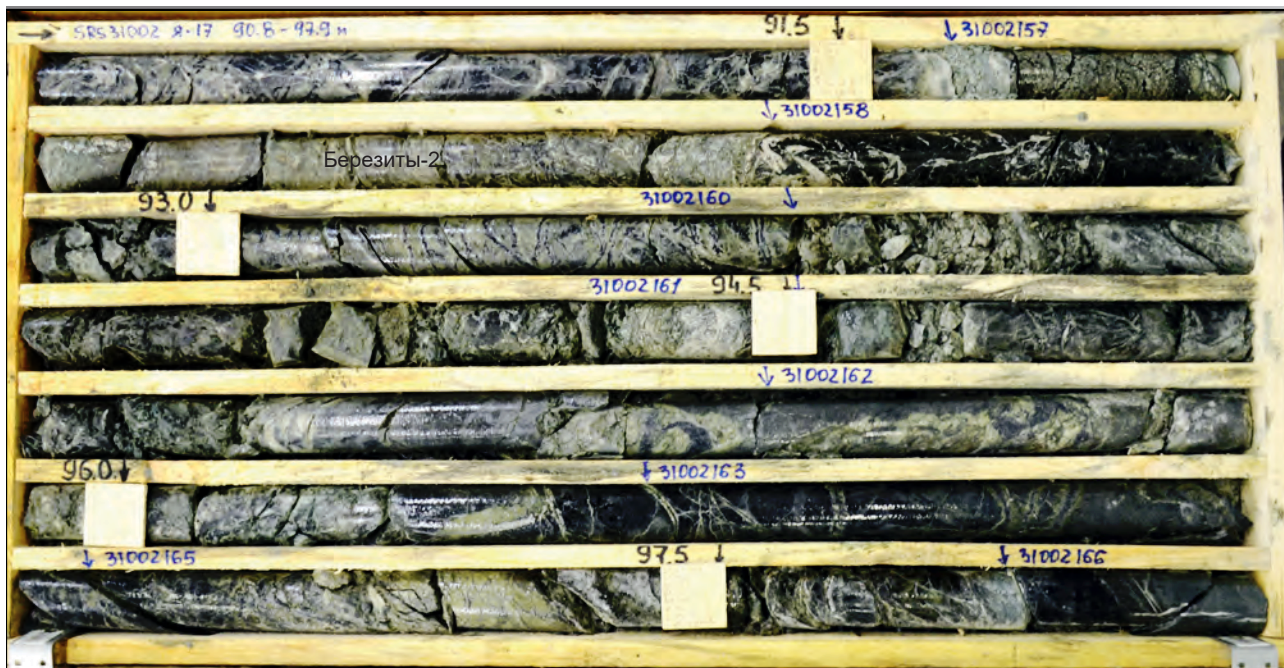


Рис. 10. Характер березитизации 2-го этапа по ультраосновным породам (березиты–листвениты) на месторождении Андрей Северный, скв. 31002, нерудный интервал

Fig. 10. The character brown-sparization of the 2nd stage in ultramafic rocks (beresites-listvenites) at the Andrey Northern deposit, Borehole 31002, barren interval

вым прожилкованием и вкрапленной и (или) прожилково-вкрапленной сульфидизацией, иногда с реликтами «первичных» «березитов-2» (рис. 17). В целом при формировании рудных зон количество анкерита в породах, в основном за счёт формирования прожилков, значительно увеличивается. Этот факт (формирование анкеритовых и кварц-анкеритовых прожилков в рудный этап с увеличением общего количества железо-магнезиальных карбонатов в рудах) также свидетельствует об определённом сходстве рудообразующих процессов полихронного и полигенного золотого оруденения ТАРР с таковым Байкало-Патомской, Енисейской и Верхояно-Колымской металлогенических провинций [3–5].

*Процессы березитоидного типа на Воронцовском месторождении.* Воронцовское месторождение изучалось многими исследователями, каждый из которых предлагал свою трактовку последовательности его формирования.

Так, В. Н. Сазонов [15, 16] отрицает непосредственную связь золотого оруденения Воронцовского месторождения и сопряжённых с ним метасоматитов кварц-серицитовой формации с известными в районе интрузивными образованиями и соотносит их с глубинными недифференцированными рудоносными флюидами или с рудоносными флюидами-растворами. Он выделяет послемагматические метасоматические образования рудного узла трёх стадий: ранней щелочной (формации контактовых роговиков, автометасоматитов и известковых скарнов приконтактового метасоматоза, волластонитовых и калишпатовых метасоматитов разломного метасоматоза), кислотной (пропилиты площадного метасоматоза с золото(?)-пиритовым оруденением, березит-лиственитовой с золото-сульфидно-кварцевым оруденением, кварц-серицитовой с золото-арсенопирит-реальгаровым оруденением, джаспероидной с золото-полиметаллическим

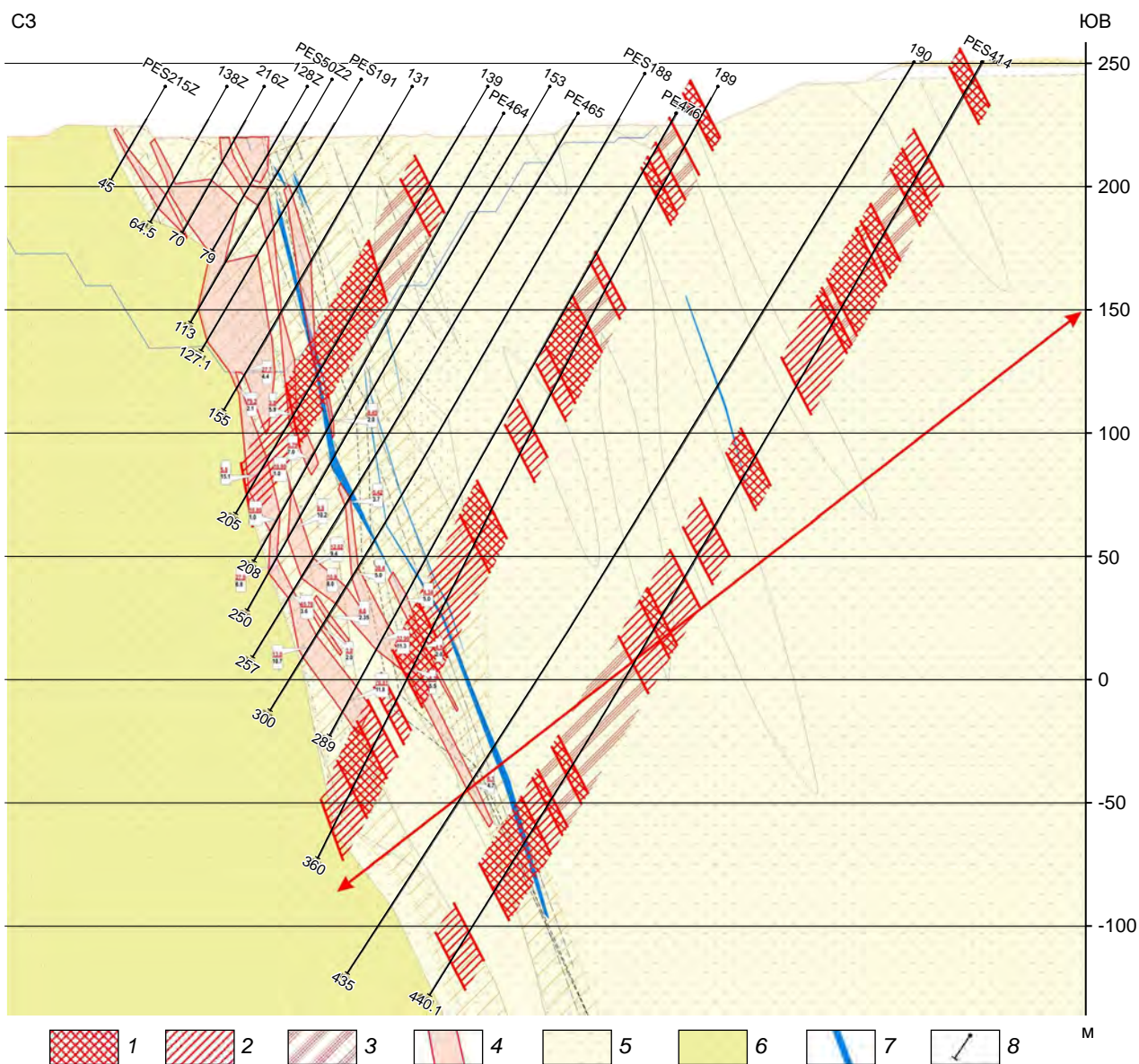


Рис. 11. Расположение в минерализованной зоне (красная стрелка) участков керна с проявлением бурошпатизации 2-го этапа («березиты-2») (выделены А. И. Ивановым по фотодокументации скважин на профиле 3603 месторождения Пещерное):

участки березитизации различной интенсивности: 1 – сильной (80–100 %), 2 – средней (50–80 %), 3 – слабой (20–50 %); 4 – промышленные золоторудные тела; 5 – вулканогенно-осадочные породы; 6 – базальты; 7 – кварцевые жилы; 8 – буровые скважины

Fig. 11. Position of drill core sections with manifestation of brown-sparization of the 2nd stage ("beresites-2") in the mineralized zone (red arrow) (highlighted by A. I. Ivanov based on photo documentation of boreholes on Profile 3603 of the Peshchernoje deposit):

sections of the beresitization of varying intensity: 1 – strong (80–100 %), 2 – medium (50–80 %), and 3 – weak (20–50 %); 4 – commercial-grade gold ore bodies; 5 – volcanosedimentary rocks; 6 – basalts; 7 – quartz veins; 8 – drill holes



**Рис. 12. Строение минерализованной зоны месторождения Пещерное в карьере:**

в Главной рудной зоне белым цветом у днща карьера выделяется пострудная кварцевая жила. Фото А. И. Иванова

**Fig. 12. Structure of the mineralized zone of the Peshchernoe deposit in the openpit:**

within the Main Ore Zone, the post-ore quartz vein is stand out in white near the openpit bottom. Photo by A. I. Ivanov

оруденением околотрещинного метасоматоза) и поздней щелочной кварц-кальцит-хлоритовых метасоматитов с полиметаллической (золотоносной) минерализацией. Аналогичной позиции придерживался Л. Н. Овчинников [13].

В. Н. Бобров [1] кроме гидротермально-метасоматических процессов выделяет этап регионального метаморфизма пренил-пумпеллитовой фации (зеленокаменную стадию), предшествующий гидротермальной стадии (калишпатизация, березитовая и кварцево-жильная метасоматические фации с золото-сульфидным, золото-сульфидно-кварцевым и золото-полиметаллическим оруденением). К завершающей низкотемпературной (посленадвиговой) аргиллизитовой стадии с золото-мышьяково-ртутным оруденением он относит образование джаспероидов и хлорит-кальцит-кварц-серицитовых метасоматитов внутренней (рудной) зоны месторождения и серицитизации, джасперидизации, в том числе с образованием низкотемпературного кварца, доломита и анкерита в известняках во внешней (околорудной) зоне.

А. А. Черемисин [17], выделил три этапа: дорудный, рудный и послерудный (экзогенное

корообразование). К первому им отнесено формирование роговиков, скарнов, пропицитов, кварц-кальцит-хлоритовых метасоматитов. В рудный этап проявились гидротермально-метасоматические процессы березит-лиственитовой формации, с которыми связано золото-кварцевое и золото-сульфидно-кварцевое жильное оруденение. С гидрослюдисто-аргиллизитовой группой формаций он связывает: в карбонатных породах – площадную карбонатизацию (доломит-анкеритовую – рис. 18), дезинтеграцию мрамора, образование кварц-гидрослюдистых (серицитовых) метасоматитов и кварц-карбонат (без расшифровки состава?)-хлорит-гидрослюдистых с вкрапленной золото-арсенипирит-антимонитовой с реальгаром и киноварью минерализацией.

В. В. Мурзин с соавторами [9–11] относит Воронцовское месторождение к карлинскому типу и выделяет три этапа в формировании месторождения: 1-й – седиментационное обогащение осадочных или эффузивно-осадочных толщ золотом; 2-й – преобразование обогащённых золотом толщ в термальном ореоле интрузии с формированием рудообразующего флюида; 3-й – рудоотложение в структур-

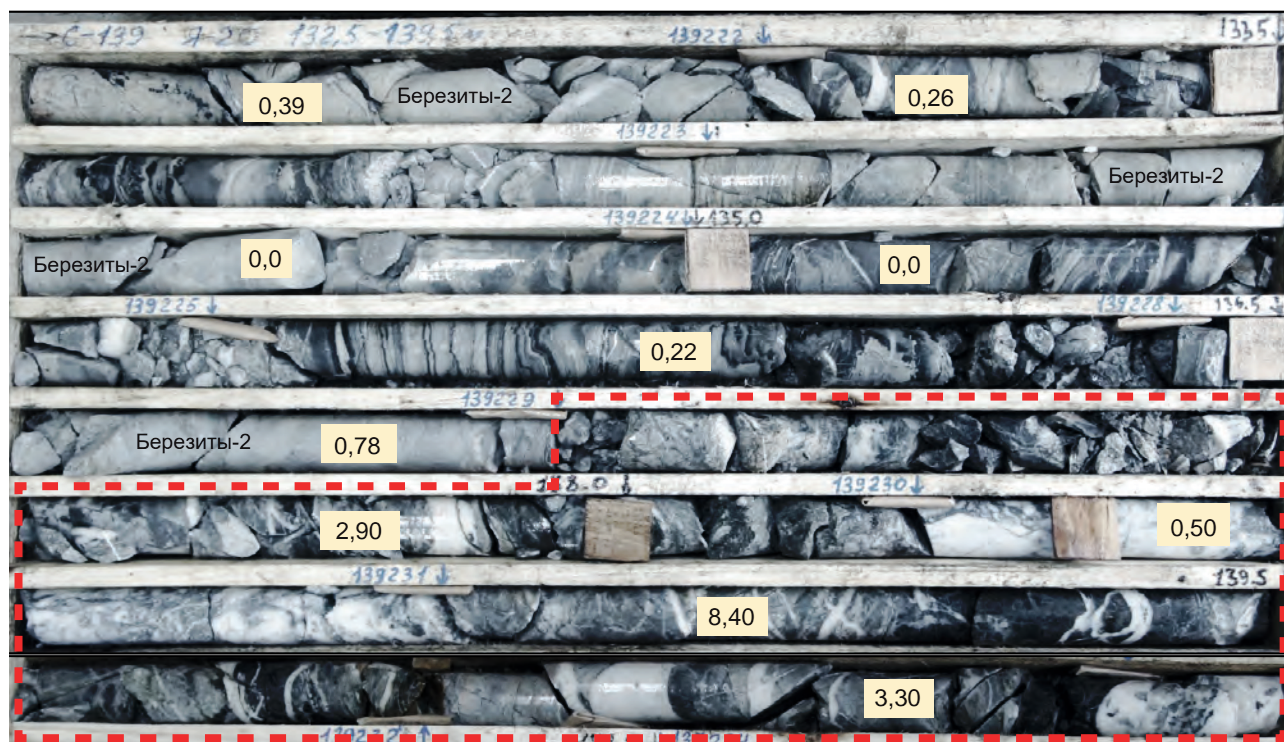


Рис. 13. Внутреннее строение рудной зоны (красный пунктир) месторождения Пещерное, скв. 139 в переслаивающихся туфопесчаниках и туфоалевролитах:

указаны содержания золота в г/т в ядерных пробах. Видно, что в относительно слабо деформированных «березитах-2» (верхняя часть ящика) содержания золота низкие. Наиболее высокие содержания золота приурочены к участкам интенсивной деформации «березитов-2» (дробление, рассланцевание, прожилки разного состава и различной морфологии)

Fig. 13. Internal structure of the ore zone (red dashed line) of the Peshchernoe deposit, Borehole 139 in interbedded tuffaceous sandstones and siltstones:

indicated are gold contents in the core samples (in g/t). It is evident that in the relatively weakly deformed "beresites-2" (upper sections of the box) the gold contents are low. The highest gold contents are confined to zones of intense deformation of "beresites-2" (crushing, shearing, veinlets of various composition and morphology)

но-литологических ловушках. Аналогичная этапность рассмотрена и в работе И. В. Викентьева, В. В. Мурзина и др. [2].

О. В. Минина [7], связывающая образование Воронцовского месторождения со становлением Ауэрбаховской меднопорфировой гидротермальной системы, гидротермально-метасоматические процессы детально не рассматривала.

Таким образом, исключая некоторые различия, все исследователи Воронцовского месторождения (кроме О. В. Мининой) предполагают полигенность и полихронность ору-

денения, выделяют березит-лиственитовую стадию и связывают с ней золотое оруденение.

Важным представляется то, что А. А. Черемисин и В. Н. Бобров, непосредственно участвовавшие в разведочных работах на Воронцовском месторождении, в этап березитизации (и одновременной аргиллизации) установили проявление объёмной доломит-анкеритовой карбонатизации в известняках и мраморах (см. рис. 18).

Что же касается «туфогенной» части Воронцовского месторождения, то, несмотря на длительность его исследования, в производ-

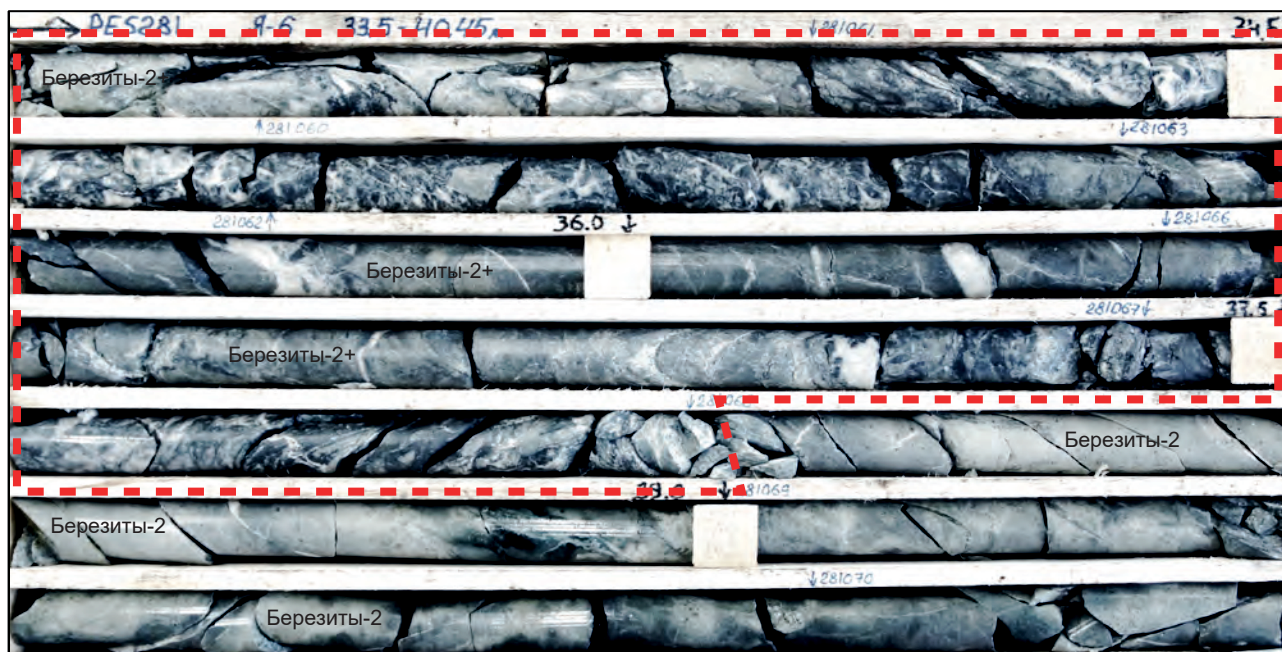


Рис. 14. Внутреннее строение рудной зоны (красный пунктир) месторождения Горнячка в переслаивающихся туфопесчаниках и туфоалевролитах:

в относительно слабо деформированных «березитах-2» (нижняя часть ящика) содержания золота низкие. Наиболее высокие содержания золота приурочены к участкам интенсивной деформации «березитов-2» (дробление, рассланцевание, прожилки и просечки разного состава и различной морфологии, сульфидизация прожилковая и по массе). Скв. 281, рудный интервал 32,5–38,0 мощностью 5,5 м и средними содержаниями золота 15,4 г/т

Fig. 14. Internal structure of the ore zone (red dashed line) of the Gornychka deposit in interbedded tuffaceous sandstones and siltstones:

in the relatively weakly deformed "beresites-2" (lower sections of the box), the gold content is low. The highest gold contents are confined to zones of intense deformation of "beresites-2" (crushing, shearing, veinlets and stringers of various composition and morphology, veinlet and pervasive sulfidization). Borehole 281, ore interval 32.5–38.0 m, 5.5 m thick, average gold content of 15.4 g/t

ственных отчётах и научных публикациях не встречено подробного описания проявленных в ней гидротермально-метасоматических процессов. Обычно отмечается проявление карбонатизации без расшифровки состава карбонатов. В то же время состав карбоната можно предполагать по вторичным минералам в зоне окисления пород. Так, в северном борту карьера (рис. 19) в коренных уступах виден выход вулканогенно-осадочных («туфогенных») отложений среди мраморов. На фото наглядно видно, что в неизменённых туфогенных отложениях, имеющих серый цвет, по

мере приближения к верхним частям карьера начинает появляться лимонитизация (бурый цвет) сначала на отдельных участках в зонах трещиноватости, по которым поступают грунтовые воды, а затем на всю мощность пачки. Такая лимонитизация при окислении свойственна только железо-магнезиальным карбонатам («проявление» их наличия см. на рис. 2, 6). При этом в коренных выходах отчётливо видна в верхних уступах карьера неравномерность лимонитизации в отдельных литологических разностях туфогенных пород. Избирательность в интенсивности её

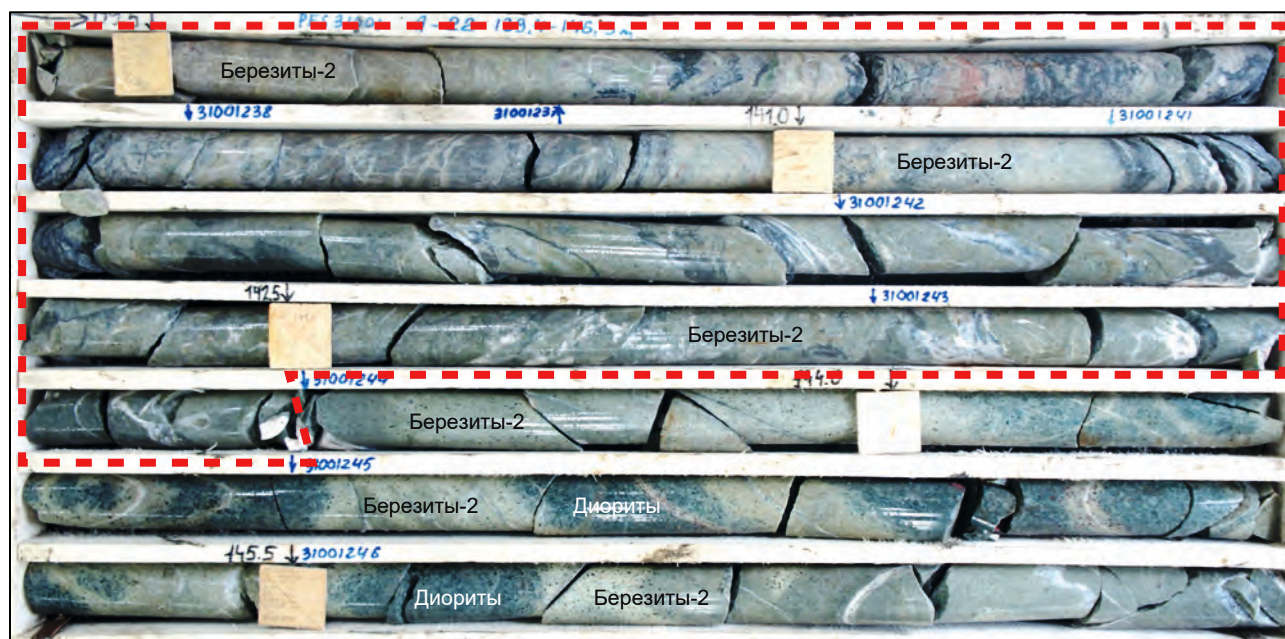


Рис. 15. Внутреннее строение рудной зоны (красный пунктир) месторождения Горнячка в «березитах-2» по диоритам второй фазы ауэрбаховского комплекса:

в относительно слабо деформированных «березитах-2» (нижняя часть ящика) содержания золота низкие. Наиболее высокие содержания золота приурочены к участкам интенсивной деформации «березитов-2» (дробление, рассланцевание, прожилки и просечки разного состава и различной морфологии, сульфидизация прожилковая и по массе). Скв. 31001, среднее содержание золота в рудном интервале – 2,3 г/т

Fig. 15. Internal structure of the ore zone (red dashed line) of the Gornychka deposit in "beresites-2" after diorites of the second phase of the Auerbakh Suite:

in the relatively weakly deformed "beresites-2" (lower sections of the box), the gold content is low. The highest gold contents are confined to zones of intense deformation of "beresites-2" (crushing, shearing, veinlets and stringers of various composition and morphology, veinlet and pervasive sulfidization). Borehole 31001, average gold content in the ore interval is 2.3 g/t

проявления в подобных породах в зависимости от литологического состава описана выше на участках Пещерный, Горнячка, Андрей и, как представляется, выражена и в данном случае. Из этого следует, что лимонитизация в приповерхностных условиях в туфогенной толще связана в основном с окислением железо-магнезиальных карбонатов (анкерита).

Лимонитизация анкерита проявлена и в известняках и мраморах в зоне окисления (см. рис. 19): в участках с проявлением интенсивной трещиноватости (участки повышенной водопроницаемости) они лимонитизированы. Также отчётливо анкеритизация известняков

и мраморов по характеру их окисления выявляется в зоне Воронцовского разлома (рис. 20, а) – в результате циркуляции трещинных вод по нему происходит лимонитизация анкерита и породы приобретают бурый цвет. Изучение образцов мраморов из ядра коллекции ЦНИГРИ по Воронцовскому месторождению в сканирующем электронном микроскопе (аналитик С. Г. Кряжев) позволило установить сложно-порфиروبластический характер анкеритизации (см. рис. 20, б), причём количество анкерита в объёме породы весьма велико и составляет не менее 25–30 %. Эти факты подтверждают данные А. А. Черемисина и

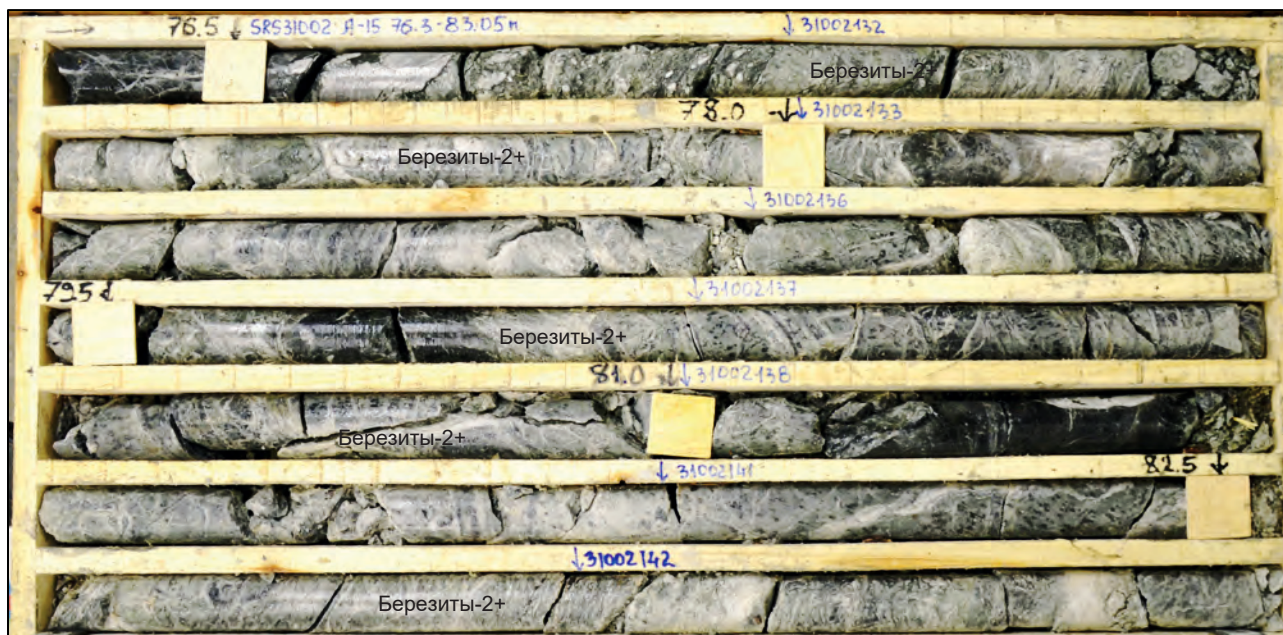


Рис. 16. Внутреннее строение рудной зоны месторождения Андрей Северный в «березитах-2» по ультраосновным породам:

в рудной зоне «березиты-2» интенсивно деформированы (рассланцевание, дробление, прожилки и просечки разного состава и различной морфологии, сульфидизация прожилковая и по массе). Скв. 31002, мощность рудного интервала 8,5 м, среднее содержание золота – 1,3 г/т

Fig. 16. Internal structure of the ore zone of the Andrey Northern deposit in "beresites-2" after ultramafic rocks:

in the ore zone, "beresites-2" are intensively deformed (shearing, crushing, veinlets and stringers of various composition and morphology, veinlet and pervasive sulfidization). Borehole 31002, ore interval thickness is 8.5 m, average gold content is 1.3 g/t

В. Н. Боброва о проявлении анкеритизации в известняках и мраморах.

Таким образом, можно констатировать, что на Воронцовском месторождении, как и на других золоторудных объектах в ТАРР, проявились березитоидные рудноподготовительные процессы. По их характеру (относительная «равномерность») можно предполагать аналогию с «бурошпатизацией-1» на других описанных выше золоторудных объектах ТАРР. Что касается проявления березитизации второго этапа на Воронцовском месторождении, то этот вопрос требует дополнительного исследования.

Приведённые материалы по месторождению Воронцовское свидетельствуют о прин-

ципальной схожести березитоидных золотоносных гидротермально-метасоматических процессов на всех золоторудных объектах ТАРР и их близости с таковыми на многих золоторудных месторождениях в других районах [3–5].

**Заключение.** Анализ геологического строения ТАРР, поисковых признаков золотого оруденения и др. материалов позволил в качестве главных рудоконтролирующих разломных структур выделить зоны складчато-разрывных деформаций (ЗСРД), являющиеся зонами «динамического влияния» глубинных разломов – Коноваловского (Главного Уральского разлома) и оперяющего его Краснотурьинского (см. рис. 1).



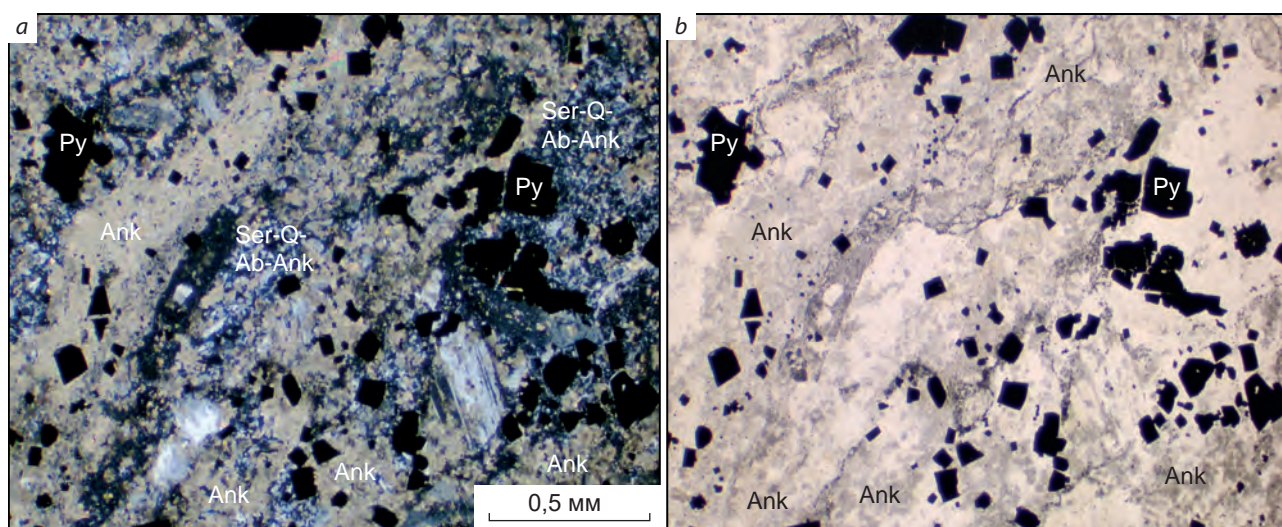


Рис. 17. Преобразование «березита-2» серицит-кварц-альбит-анкеритового состава при расланцевании, дроблении, сульфидизации, анкеритовом и кварц-анкеритовом прожилковании в рудный этап. Месторождение Пещерное, скв. 414, 378 м. Фото шлифа А. И. Иванова; *a* – николи +, *b* – николи II:

усл. обозн. см. на рис. 7

Fig. 17. Transformation of "berezite-2" of sericite-quartz-albite-ankerite composition caused by the shearing, crushing, sulfidization, and ankerite and quartz-ankerite veining during the ore stage. Peshchernoje deposit; Bore-hole 414, 378 m; Photo of thin sections by A. I. Ivanov; *a* – nicols +, *b* – nicols II:

for legend see Fig. 7

Подобные ЗСРД во многих золотоносных регионах с полигенным и полихронным золотым оруденением являются основными рудоконтролирующими структурами [3, 4, 12, 18 и др.]. Эти структуры – зоны долгоживущих глубинных разломов, заложившихся в седиментогенную эпоху и активизировавшихся при последующих деформационных, метаморфических и магматических процессах. При активизации глубинных разломов в седиментогенную эпоху и подтоке рудоносных флюидов в бассейн осадконакопления могло происходить первичное обогащение осадочных и осадочно-вулканогенных пород золотом и элементами-спутниками при седиментации. Новая активизация глубинных разломов при складчатых деформациях привела к формированию ЗСРД, в пределах которых происходила золотоносная (с мышьяком) железо-магнезиальная карбонатизация (буропатизация-1) первого этапа, представляю-

щая собой результат С-флюидного метасоматоза (по Ф. А. Летникову [6]) в зонах глубинных корово-мантийных разломов. Буропатизация сопровождалась мусковитизацией и сульфидизацией, что в целом соответствует березитоидному процессу, который и являлся рудноподготовительным.

Именно в пределах ЗСРД при дальнейших преобразованиях золотоносных (с мышьяком) буропатизированных пород при гранитоидном магматизме происходила их гидротермально-метасоматическая переработка с формированием золоторудных тел [3–5].

Работами АО «ЗСУ» все месторождения и рудопроявления, кроме Воронцовского (расположено в Краснотурьинской ЗСРД), выявлены в зоне Коноваловского глубинного разлома (ЗСРД). Главной особенностью всех этих объектов является однотипная СВ ориентировка (азимут простирания 30–45°) рудных зон, не совпадающая с простиранием рудо-

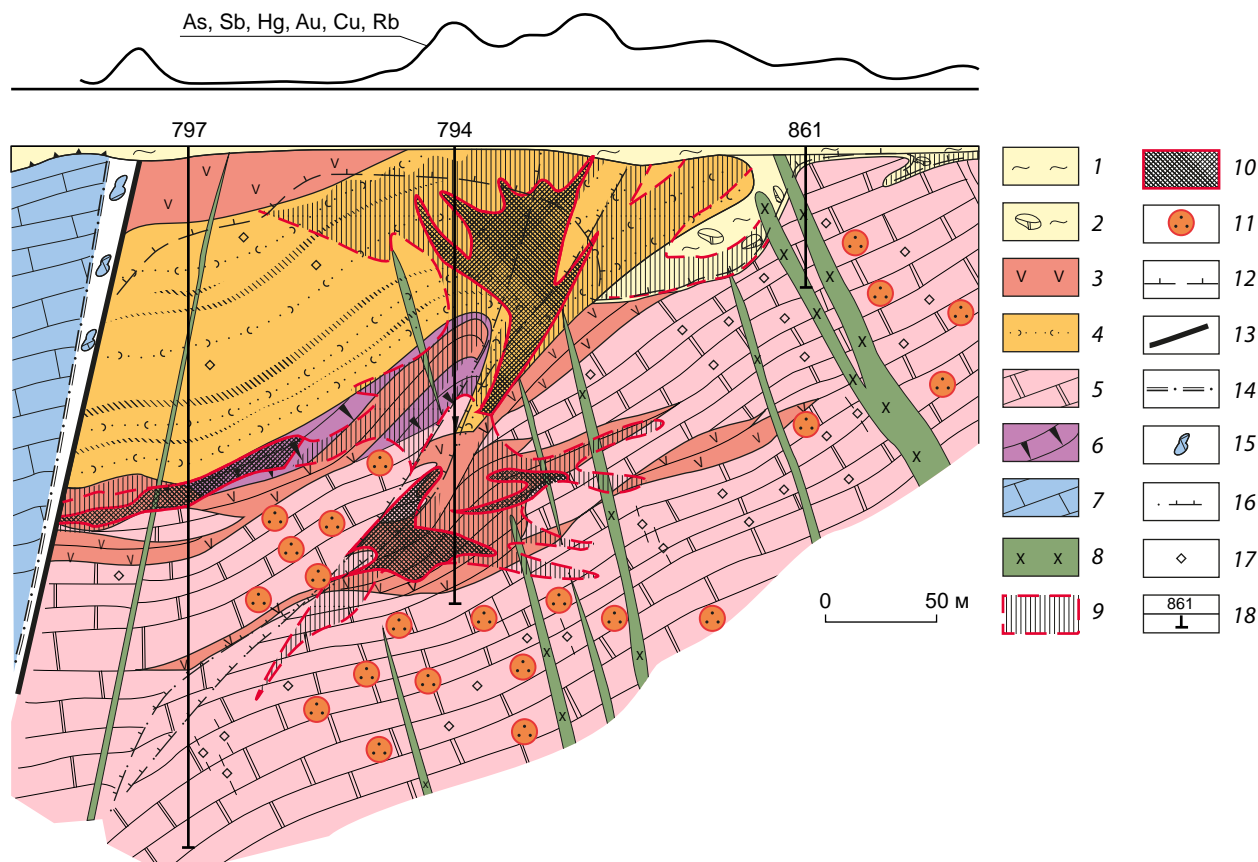


Рис. 18. Геологический разрез по профилю 48, месторождение Воронцовское (А. А. Черемисин и др., 1997, с упрощениями):

1 – аллювиальные и пролювиальные отложения; 2 – карстовые отложения; 3 – андезитовые порфириды, их туфы и лавобрекчии (богословская толща); 4 – вулканогенно-осадочные породы (башмаковская толща) – туфоалевролиты, туфопесчаники, туфоконгломераты; 5 – мрамор; 6 – карбонатная осадочная брекчия с цементом более 10 %; 7 – известняк; 8 – дайки диоритовых порфиритов; 9 – рудные тела; 10 – рудные столбы; 11 – мрамор с сахаровидной структурой (анкерит-доломитовая карбонатизация); 12 – граница коры химического выветривания; 13 – разлом, ограничивающий рудовмещающий блок; 14 – граница тектонического брекчирования; 15 – тектонические брекчии по известнякам; 16 – синрудные надвижки; 17 – метасоматическая и прожилковая сульфидная (пиритовая) минерализация; 18 – скважины

Fig. 18. Geological cross-section along Profile 48, Vorontsovskoe deposit (simplified after Cheremisin et al., 1997):

1 – alluvial and proluvial deposits; 2 – karst deposits; 3 – andesite porphyrites, their tuffs and lava breccias (Bogoslovsky Sequence); 4 – volcanosedimentary rocks (Bashmakovsk Sequence): tuffaceous siltstones, sandstones, and conglomerates; 5 – marble; 6 – carbonate sedimentary breccia with cement over 10 %; 7 – limestone; 8 – diorite porphyrite dikes; 9 – ore bodies; 10 – ore shoots; 11 – marble with a sugar-like texture (ankerite-dolomite carbonatization); 12 – boundary of the chemical weathering crust; 13 – fault limiting the ore-bearing block; 14 – boundary of tectonic brecciation zone; 15 – tectonic breccias upon limestones; 16 – syn-mineralization thrusts; 17 – metasomatic and veinlet type sulfide (pyrite) mineralization; 18 – boreholes



**Рис. 19. Вид на северную часть карьера месторождения Воронцовское:**

светлые породы – неокисленные известняки, серые – неокисленные туфогенные отложения, бурые – лимонитизированные за счёт окисления в приповерхностных условиях железомagneзиальных карбонатов (анкерита?) туфогенные породы и мраморы. Видны начальная стадия окисления туфогенных пород на третьем сверху уступе (началось «побурение») и сильная степень окисления на верхних уступах. Фото А. И. Иванова

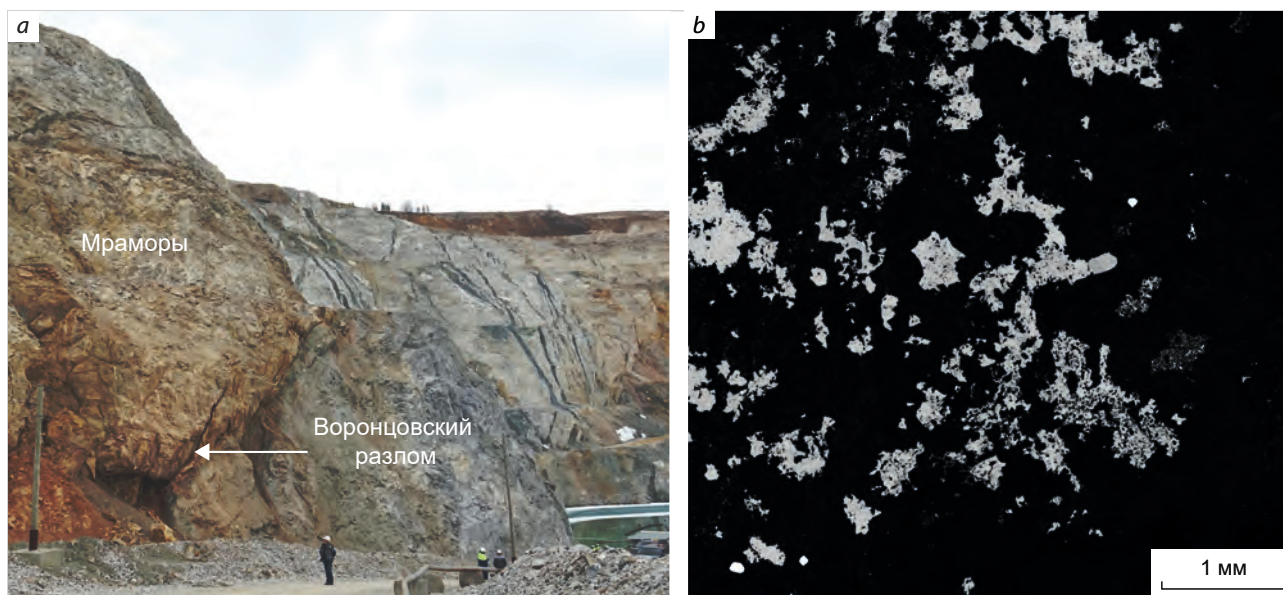
**Fig. 19. View of the northern part of the Vorontsovskoe deposit openpit:**

light-colored rocks are non-oxidized limestones; gray rocks are non-oxidized tuffaceous deposits; brown rocks are tuffaceous rocks and marble, limonitized due to oxidation of ferromagnesian carbonates (ankerite?) under near-surface conditions. Visible are an initial stage of the oxidation of the tuffaceous rocks on the third bench from the top (the "browning" has begun) and a strong degree of the oxidation on the upper benches. Photo by A. I. Ivanov

контролирующей структуры. Этот факт может быть объяснён проявлением сдвиговых деформаций по Коноваловскому разлому в этап, предшествующий формированию «березитов-2». Вышесказанное подтверждается данными В. С. Лисова при ГСР-50 [1978ф] о проявлении последовательных сдвиговых (борозды скольжения имеют угол падения 10–20°) и взбросо-сдвиговых (борозды скольжения имеют угол падения 45–70°) деформаций по Волчанско-Шайтанскому разлому, являющемуся ветвью Коноваловского разлома. Причём, судя по ориентировке оперяющих разломов [8], при левосдвиговых деформациях по Коноваловскому разлому формировались типичные для сдвига СВ разломы сколового

типа под углом 30–45° к основному разлому. В это время они представляли собой слабо пронизываемые для гидротермальных растворов структуры, но главным в этом процессе было образование собственно трещиноватости.

В следующий этап при взбросо-правосдвиговых деформациях по Коноваловскому разлому сколовая оперяющая система формировалась уже в западном блоке (см. рис. 1), а ранее сформированные СВ оперяющие разломы восточного блока в результате «волочения» изгибались, соответственно приоткрывались для поступления гидротермальных растворов, что и приводило к гидротермально-метасоматическим преобразованиям пород в этих открытых участках. Вероятно, имен-



**Рис. 20. Месторождение Воронцовское:**

*a* – вид на Воронцовский разлом, разделяющий известняки и туфогенные отложения в южном борту карьера. Видна лимонитизация известняков и деформированных пород в зоне шва разлома (за счёт окисленного анкерита). Фото А. И. Иванова; *b* – СЭМ-изображение анкеритизированных известняков (материал С. Г. Кряжева)

**Fig. 20. Vorontsovskoe deposit:**

*a* – view of the Vorontsovsky fault dividing the limestones and tuffaceous deposits in the southern wall of the openpit. Limonitization of the limestones and deformed rocks within the fault suture zone is visible (due to oxidized ankerite). Photo by A. I. Ivanov; *b* – SEM-image of ankeritized limestones (material by S. G. Kryazhev)

но в этот этап (или при последующей взбросо-сбросовой деформации) и образовывались «березиты-2», и он рассматривается нами в качестве главного рудноподготовительного этапа с обогащением метасоматитов золотом, серебром и мышьяком.

Завершающий этап рудообразования – формирование собственно рудных зон – связан с активизацией деформаций и гидротермально-метасоматических преобразований в зонах расланцевания и дробления в швах разломов, вмещающих «березиты-2», в постмагматический этап для гранодиоритов третьей фазы ауэрбаховского комплекса. При этом при активизации деформаций в ЗСРД в термальном ореоле массивов гранодиоритов (в том числе не вскрытых эрозией) в *PT*-условиях «зоны хлорита и мусковита» (мусковитизация, прожилкование кварцевое, альбит-кварцевое,

кварц-анкеритовое, сульфидно-кварцевое и др., сульфидизация) при расланцевании и дроблении «березитов-2» и перераспределении золота и элементов-спутников и его локализации в структурных и «температурных» ловушках формировались рудные зоны. Этот процесс происходил, вероятно, с участием постмагматических и, учитывая значительный привнос серы и мышьяка, глубинных флюидов.

Что касается месторождения Воронцовское, то в его формировании есть определённая специфика вследствие его контроля ЗСРД не Коноваловского, а Краснотурьинского глубинного разлома в иной – терригенно-(туфогенно)-карбонатной – вмещающей среде. При этом стадийность формирования золотого оруденения и принципиальные особенности всех процессов близки. Кроме того, данное место-

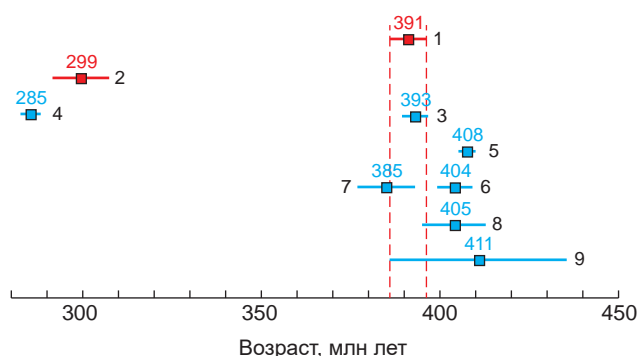


Рис. 21. Датировки руд Воронцовского месторождения (1, 2) и интрузивных пород Ауэрбаховского массива (3–9), по [9]:

1 – Ar-Ar, гидрослюда, туфоалевролит (данное исследование); 2 – K-Ar, слюдяная фракция, цемент известняковой брекчии (Сазонов и др., 1991); 3, 4 – U-Pb, циркон, гранодиорит (3 – время образования, 4 – время преобразования) (Краснобаев и др., 2007; Ферштатер, 2015); 5 – U-Pb, циркон, кварцевый диорит (Грабежев и др., 2014); 6, 7 – U-Pb, циркон, кварцевый диорит (6 – время образования, 7 – время преобразования) (Краснобаев и др., 2007; Ферштатер, 2015); 8 – Rb-Sr, различные породы (Краснобаев и др., 2007; Ферштатер, 2015); 9 – Sm-Nd, биотит-пироксен-амфиболовые диориты (Ронкин и др., 2009)

Fig. 21. Dating of ores of the Vorontsovskoe deposit (1, 2) and of intrusive rocks of the Auerbakh massif (3–9), after [9]:

1 – Ar-Ar, hydromica, tuffaceous siltstone (this study); 2 – K-Ar, micaceous fraction, cement of limestone breccia (Sazonov et al., 1991); 3, 4 – U-Pb, zircon, granodiorite (3 – time of formation, 4 – time of transformation) (Krasnobayev et al., 2007; Fershtater, 2015); 5 – U-Pb, zircon, quartz diorite (Grabezhev et al., 2014); 6, 7 – U-Pb, zircon, quartz diorite (6 – time of formation, 7 – time of transformation) (Krasnobayev et al., 2007; Fershtater, 2015); 8 – Rb-Sr, various rocks (Krasnobayev et al., 2007; Fershtater, 2015); 9 – Sm-Nd, biotite-pyroxene-amphibole diorites (Ronkin et al., 2009)

рождение образовано не в оперяющей разломной структуре, а в продольной относительно Краснотурьинского разлома зоне расщепления, как это происходит в рудоконтролирующих ЗСРД основных золоторудных районов России – Байкало-Патомской, Енисейской и Верхоянской металлогенических провинциях [3, 4].

*Возраст золотого оруденения.* Приведённые выше данные и опубликованные материалы по изотопным датировкам позволяют определить геологический и «абсолютный» возраст рудоносных процессов в пределах золоторудных месторождений Краснотурьинской площади на основании следующих фактов:

1. Рудоносные процессы (все три этапа березитоидных процессов) коллизионной эпохи проявлены во всех вулканогенно-осадоч-

ных и вулканогенных породах силура–раннего девона.

2. Березитизация второго этапа проявлена в диоритах второй фазы ауэрбаховского комплекса, а все дайки основного и среднего состава в пределах Воронцовского месторождения являются дорудными [2, 17 и др.].

3. В настоящее время получены достаточно надёжные изотопные датировки руд Воронцовского месторождения и интрузивных пород Ауэрбаховского массива [2, 9], приведённые на рис. 21. Возраст собственно оруденения определён в 391 млн лет, а возраст гранодиоритов – 393 млн лет, то есть рудные зоны формировались в постмагматический этап гранодиоритовой фазы. В целом же период образования интрузивных пород Ауэрбаховского массива составляет 18 млн лет (с 411 до 393 млн лет), а «отрыв» третьей гранодиори-

Таблица. Этапы формирования золоторудных месторождений Туринско-Ауэрбаховского рудного района

Table. Stages of formation of gold ore deposits of the Tura-Auerbakh ore region

Эпохи	Этапы золотого рудообразования	Основные рудоконтролирующие геологические образования и процессы	Главные наиболее благоприятные прогнозные факторы
Конседиментационная		Вулканогенные, вулканогенно-осадочные, туфогенно-осадочные, субвулканические образования	Все образования, наиболее благоприятны туфогенно-осадочные
	Коллизионная	Линейного складкообразования	Продольные зоны складчато-разрывных деформаций (зоны динамического влияния глубинных корово-мантийных разломов) с бурошпатизацией 1-го этапа
Секущие разломы фундамента			Достоверно не установлены
Синскладчатый метаморфизм «зоны хлорита»			«Зона хлорита» (по Н. С. Лисову)
Регионального метаморфизма		Региональный метаморфизм «зоны хлорита»	Региональный метаморфизм «зоны хлорита»
Сдвиговых деформаций и внедрения первой и второй фаз ауэрбаховского комплекса		Активизация Коноваловского ЗСРД в качестве сдвигов с формированием при правосдвиговых деформациях зон «березитов-2» в оперяющих СВ разломах. Активизация Краснотурьинского ЗСРД с проявлением березитизации 2-го этапа	Участки изгибов ЗСРД по простиранию. Зоны «березитов-2»
Гранодиоритового магматизма (третья фаза ауэрбаховского комплекса)		Активизация Коноваловского и Краснотурьинского ЗСРД с расланцеванием и дроблением «березитов-2» в продольных субмеридиональных и оперяющих СВ разломах, сульфидизацией, мусковитизацией, концентрацией Au	Зоны ЗСРД
	Периферия надинтрузивных зон с проявлением гидротермально-метасоматических процессов	Не устанавливается достоверно	
	<i>PT-условия</i>	«Зона хлорита»	

товой фазы от второй диоритовой составляет 11–15 млн лет, то есть возможно, что это не фаза ауэрбаховского комплекса, а самостоятельный интрузивный комплекс. Именно с его становлением, по-видимому, связано завершение ранне-среднедевонской коллизии.

Всё вышеизложенное свидетельствует о том, что составление прогнозно-поисковых моделей для прогнозирования новых золоторудных месторождений на Среднем Урале в связи с полигенностью и полихронностью их формирования должно учитывать специфи-

ку золотонакопления на разных этапах коллизионной эпохи развития региона (таблица) [4, 5]. А принимая к сведению значительную «закрытость» территории Среднего Урала, его перспективы на выявление новых месторождений рудного золота на основе охарактеризованных закономерностей представляются весьма значительными. Соответственно, при поисковых работах необходимо применять прогнозно-поисковый комплекс, позволяющий получить положительный результат в сложных ландшафтных условиях.



## Список литературы

1. Бобров В. Н. Метасоматическая и сопровождающая золоторудная зональность на месторождении благородных металлов / Рудоносные метасоматические формации Урала. Информ. материалы [Сб. ст.]. – Свердловск : ИГГ УрО АН СССР, 1991. – С. 44–46.
2. Викентьев И. В., Тюкова Е. Э., Мурзин В. В. и др. Воронцовское золоторудное месторождение. Геология, формы золота, генезис. – Екатеринбург : Форт Диалог-Исеть, 2016. – 206 с.
3. Иванов А. И. Золото Байкало-Патома (геология, оруденение, перспективы). – М. : ЦНИГРИ, 2014. – 215 с.
4. Иванов А. И. Прогнозно-поисковые модели полихронных и полигенных золоторудных месторождений – особенности создания и представления // Отечественная геология. – 2024. – № 5. – С. 3–37.
5. Иванов А. И., Трушин С. И. Полигенное и полихронное золотое оруденение Среднего Урала – золотоносные гидротермально-метасоматические процессы и перспективы выявления новых золоторудных месторождений // Сборник тезисов докладов XIII Международной научно-практической конференции «Научно-методические основы прогноза, поисков, оценки месторождений алмазов, благородных и цветных металлов». – М. : ЦНИГРИ, 2024. – С. 143–144.
6. Летников Ф. А. Флюидные фации континентальной литосферы и проблемы рудообразования / Смирновский сборник-99. – М. : МГУ, 1999. – С. 63–98.
7. Минина О. В. Ауэрбаховская комплексная рудно-магматическая система на Среднем Урале // Отечественная геология. – 1994. – № 7. – С. 17–23.
8. Муди Дж. Д., Хилл М. Дж. Сдвиговая тектоника. Вопросы современной зарубежной тектоники. – М. : Издательство иностранной литературы, 1960. – С. 265–333.
9. Мурзин В. В., Наумов Е. А., Ровнушкин М. Ю. и др.  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  возраст золото-мышьяковых руд Воронцовского золоторудного месторождения (Северный Урал) // Литосфера. – 2017. – Т. 17, № 3. – С. 127–132.
10. Мурзин В. В., Сазонов В. Н. Минеральные ассоциации и условия образования сульфидных золотосодержащих руд Турьинско-Ауэрбаховского рудного поля (Урал). – Екатеринбург : ИГГ УрО РАН, 1996. – 97 с.
11. Мурзин В. В., Сазонов В. Н., Ронкин Ю. Л. Модель формирования Воронцовского золоторудного месторождения на Урале (карлинский тип): новые данные и проблемы // Литосфера. – 2010. – № 6. – С. 66–73.
12. Нарсеев В. А., Сидоров А. А., Фогельман Н. А. и др. Основы прогнозирования золоторудных месторождений в терригенных комплексах. – М. : ЦНИГРИ, 1986. – 192 с.
13. Овчинников Л. Н. Полезные ископаемые и металлогения Урала. – М. : ИМГРЭ, 1998. – 413 с.
14. Пучков В. Н. Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). – Уфа : Дизайн-ПолиграфСервис, 2010. – 280 с.
15. Сазонов В. Н., Мурзин В. В. Золоторудно-метасоматические формации Урала // Труды ИГГ УрО РАН. – Свердловск : ИГГ УрО РАН, 1990. – № 137. – С. 100–102.
16. Сазонов В. Н., Мурзин В. В., Григорьев Н. А. Воронцовское золоторудное месторождение – пример минерализации карлинского типа на Урале, Россия // Геология рудных месторождений. – 1998. – Т. 40, № 2. – С. 157–170.
17. Черемисин А. А., Злотник-Хоткевич А. Г. Воронцовское золоторудное месторождение // Руды и металлы. – 1997. – № 1. – С. 59–70.
18. Яновский В. М. Рудоконтролирующие структуры терригенных миогеосинклиналией. – М. : Недра, 1990. – 244 с.

## References

1. Bobrov V. N. Metasomatic and accompanying gold ore zoning at a precious metal deposit [Ore-bearing metasomatic formations of the Urals. Information materials. Collection of articles], Sverdlovsk, IGG UB RAS of USSR Publ., 1991, pp. 44–46. (In Russ.).
2. Vikent'ev I. V., Tyukova E. E., Murzin V. V. et al. Vorontsovskoe zolotorudnoe mestorozhdenie. Geo-

- logiya, formy zolota, genesis [Vorontsovskoye gold deposit. Geology, gold forms, genesis], Ekaterinburg, Fort Dialog-Iset' Publ., 2016, 206 p.
3. Ivanov A. I. Zoloto Baikalo-Patoma (geologiya, orudenenie, perspektivy) [Gold of Baikal-Patom (geology, mineralization, prospects)], Moscow, TsNIGRI Publ., 2014, 215 p.
  4. Ivanov A. I. Prognozno-poiskovye modeli polikhronnykh i poligennykh zolotorudnykh mestorozhdenii – osobennosti sozdaniya i predstavleniya [Forecast and exploration models of polychronous and polygenic gold deposits – features of creation and presentation], *Otechestvennaya geologiya [National geology]*, 2024, No 5, pp. 3–37. (In Russ.).
  5. Ivanov A. I., Trushin S. I. Poligennoe i polikhronnoe zolotoe orudenenie Srednego Urala – zolotosnyye gidrotermal'no-metasomaticheskie protsessy i perspektivy vyyavleniya novykh zolotorudnykh mestorozhdenii [Polygenic and polychronous gold mineralization of the Middle Urals – gold-bearing hydrothermal-metasomatic processes and prospects for identifying new gold deposits], *Sbornik tezisev dokladov XIII Mezhdunarodnoi nauchno-prakticheskoi konferentsii «Nauchno-metodicheskie osnovy prognoza, poiskov, otsenki mestorozhdenii almazov, blagorodnykh i tsvetnykh metallov» [Collection of abstracts of reports of the XIII International scientific and practical conference "Scientific and methodological foundations for forecasting, prospecting, and assessing deposits of diamonds, precious and non-ferrous metals"]*, Moscow, TsNIGRI Publ., 2024, pp. 143–144. (In Russ.).
  6. Letnikov F. A. Flyuidnye fatsii kontinental'noi litosfery i problemy rudoobrazovaniya [Fluid facies of the continental lithosphere and problems of ore formation], *Smirnovskii sbornik-99 [Smirnovsky collection-99]*, Moscow, MSU Publ., 1999, pp. 63–98. (In Russ.).
  7. Minina O. V. Auerbakhovskaya kompleksnaya rudno-magmaticheskaya sistema na Srednem Urale [Auerbakh complex ore-magmatic system in the Middle Urals], *Otechestvennaya geologiya [National geology]*, 1994, No 7, pp. 17–23. (In Russ.).
  8. Mudi Dzh. D., Khill M. Dzh. Sdvigovaya tektonika. Voprosy sovremennoi zarubezhnoi tektoniki [Strike-slip tectonics. Issues of modern foreign tectonics], Moscow, Foreign Literature Publishing House, 1960, pp. 265–333.
  9. Murzin V. V., Naumov E. A., Rovnushkin M. Yu. et al.  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  vozrast zoloto-mysh'yakovykh rud Vorontsovskogo zolotorudnogo mestorozhdeniya (Severnyi Ural) [ $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  age of gold-arsenic ores of the Vorontsovskoye gold deposit (Northern Urals)], *Litosfera [Lithosphere]*, 2017, V. 17, No 3, pp. 127–132. (In Russ.).
  10. Murzin V. V., Sazonov V. N. Mineral'nye assotsiatsii i usloviya obrazovaniya sul'fidnykh zolotosoderzhashchikh rud Tur'insko-Auerbakhovskogo rudnogo polya (Ural) [Mineral associations and conditions of formation of sulfide gold-bearing ores of the Turinsko-Auerbakh ore field (Urals)], Ekaterinburg, IGG UB RAS Publ., 1996, 97 p.
  11. Murzin V. V., Sazonov V. N., Ronkin Yu. L. Model' formirovaniya Vorontsovskogo zolotorudnogo mestorozhdeniya na Urale (karlinskii tip): novye dannye i problemy [Model of formation of the Vorontsovskoye gold ore deposit in the Urals (Karlin type): new data and problems], *Litosfera [Lithosphere]*, 2010, No 6, pp. 66–73. (In Russ.).
  12. Narseev V. A., Sidorov A. A., Fogel'man N. A. et al. Osnovy prognozirovaniya zolotorudnykh mestorozhdenii v terrigennykh kompleksakh [Fundamentals of forecasting of gold ore deposits in terrigenous complexes], Moscow, TsNIGRI Publ., 1986, 192 p.
  13. Ovchinnikov L. N. Poleznye iskopaemye i metallogeniya Urala [Minerals and metallogeny of the Urals], Moscow, IMGRE Publ., 1998, 413 p.
  14. Puchkov V. N. Geologiya Urala i Priural'ya (aktual'nye voprosy stratigrafii, tektoniki, geodinamiki i metallogenii) [Geology of the Urals and the CisUrals (current issues of stratigraphy, tectonics, geodynamics and metallogeny)], Ufa, DizainPoligrafServis Publ., 2010, 280 p.
  15. Sazonov V. N., Murzin V. V. Zolotorudno-metasomaticheskie formatsii Urala [Gold ore-metasomatic formations of the Urals], *Trudy IGG UrO RAN [Proceedings of the IGG UB RAS]*, Sverdlovsk, IGG UB RAS Publ., 1990, No 137, pp. 100–102. (In Russ.).
  16. Sazonov V. N., Murzin V. V., Grigor'ev N. A. Vorontsovskoe zolotorudnoe mestorozhdenie – primer mineralizatsii karlinskogo tipa na Urale, Rossiya [Vorontsovskoye gold deposit – an example of Carlin type mineralization in the Urals, Russia], *Geologiya rudnykh mestorozhdenii [Geology of ore deposits]*, 1998, V. 40, No 2, pp. 157–170. (In Russ.).





17. Cheremisin A. A., Zlotnik-Khotkevich A. G. Vorontsovskoe zolotorudnoye mestorozhdenie [Vorontsovskoye gold deposit], *Rudy i metally* [Ores and metals], 1997, No 1, pp. 59–70. (In Russ.).
18. Yanovskii V. M. Rudokontroliruyushchie struktury terrigennykh miogeosinklinali [Ore-controlling structures of terrigenous miogeosynclines], Moscow, Nedra Publ., 1990, 244 p.

---

**Иванов Анатолий Иннокентьевич** (a.ivanov@tsnigri.ru)

доктор геолого-минералогических наук, профессор, академик РАН, и. о. генерального директора <sup>1</sup>

**Трушин Сергей Иванович**

заместитель генерального директора по минерально-сырьевым ресурсам <sup>2</sup>

<sup>1</sup> Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт цветных и благородных металлов, г. Москва, Россия

<sup>2</sup> АО «Полиметалл», г. Санкт-Петербург, Россия

СТРОЕНИЕ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

УДК 553.41:550.3.4(571.61)

## Особенности строения и металлогения Гонжинского выступа по данным геолого-геофизических исследований

Копылов М. И., Петухова Л. Л.

Институт тектоники и геофизики им. Ю. А. Косыгина ДВО РАН, г. Хабаровск, Россия

**Аннотация.** В работе рассмотрены и обобщены материалы региональных и крупномасштабных геолого-геофизических работ АО «Дальгеофизика», ИТиГ и др. в пределах Гонжинского выступа и его обрамления. По результатам этих исследований определены особенности глубинного строения и закономерности размещения рудной минерализации и представлены геодинамические модели становления Гонжинского выступа, сложенного интрузивно-метаморфическими породами гонжинской серии, представленной различными гнейсами, амфиболитами и кварцитами. Деформированный чехол нижнекембрийского Гонжинского выступа объединяет рифейско-нижнекембрийские метаморфизованные песчаники, алевролиты, углисто-кремнистые, слюдяные сланцы и силур-девон-каменноугольные терригенно-карбонатные отложения преимущественно верхнеамурской серии. Поднятый блок фундамента с наиболее древними породами окаймляется палеозойскими и мезозойскими структурами. Поля гидротермалитов локализируются в узлах, образующих кольцеобразные структуры вокруг блоков метаморфического основания фундамента. Характерно, что рудные узлы в значительной степени тяготеют к известным вулканическим и вулканоплутоническим центрам.

Приводится описание основных рудных узлов – Инимского, Гонжинского, Талданского, Покровского, Игакского – и ряда месторождений.

**Ключевые слова:** Гонжинский выступ, золото, серебро, метасоматиты, месторождения, рудопроявления, поиски, магниторазведка, электроразведка, гравиразведка.

Для цитирования: Копылов М. И., Петухова Л. Л. Особенности строения и металлогения Гонжинского выступа по данным геолого-геофизических исследований. Руды и металлы. 2024. № 4. С. 66–77. DOI: 10.47765/0869-5997-2024-10018.

## Structural peculiarities and metallogeny of the Gonzha Salient according to geological and geophysical research data

Kopylov M. I., Petukhova L. L.

Yu. A. Kosygin Institute of Tectonics and Geophysics, FEB RAS, Khabarovsk, Russia

**Annotation.** The article reviews and summarizes the data of regional and large-scale geological and geophysical works by JSC Dalgeofizika, Institute of Tectonics and Geophysics, and other organizations within the Gonzha Salient and its framing. Based on results of these studies, specific features of the deep structure and regularities in distribution of the ore mineralization were determined and geodynamic models of the Gonzha Salient formation were presented. The Gonzha Salient is composed of intrusive-metamorphic rocks of the Gonzha Series represented by various gneisses, amphibolites, and quartzites. The deformed cover of the Lower Cambrian Gonzha Salient comprises Riphean–Lower Cambrian metamorphosed sandstones, siltstones, carbonaceous-cherty and micaceous schists and Silurian-Devonian-Carboniferous terrigenous-carbonate deposits mainly of the Upper Amur Series. The uplifted basement block with the most ancient rocks is framed by Paleozoic and Mesozoic structures. Fields of hydrothermal alterations are localized in nodes that form ring-shaped structures around blocks of the metamorphic basement. It is characteristic that the ore clusters are significantly tend to be confined to known volcanic and volcano-plutonic centers.

Descriptions are presented of the main ore clusters (Inim, Gonzha, Taldan, Pokrovka, Igak) and of a number of ore deposits.

**Keywords:** Gonzha Salient, gold, silver, metasomatites, ore deposits, ore occurrences, prospecting, magnetic exploration, electrical exploration, gravity exploration.

For citation: Kopylov M. I., Petukhova L. L. Structural peculiarities and metallogeny of the Gonzha Salient according to geological and geophysical research data. Ores and metals, 2024, № 4, pp. 66–77. DOI: 10.47765/0869-5997-2024-10018.



**Введение.** Древние выступы являются перспективными объектами для поиска широкого спектра полезных ископаемых. Как и в случае с магматическими и осадочными формациями, перед исследователями гидротермально изменённых пород древних выступов стоит задача установить пространственные взаимоотношения различных формаций их зональных комплексов, выявить их латеральные и вертикальные ряды, а также распределение рудной минерализации. Так, по данным ряда исследователей золоторудных регионов Востока России [1–3, 5, 10] была показана контролирующая роль докембрийских выступов в размещении золоторудной минерализации. Одним из ярких представителей золоторудных районов является Гонжинский выступ докембрия, расположенный в северо-западной части Буреинского массива. Выступ сложен интрузивно-метаморфическими породами гонжинской серии, представленной различными гнейсами, амфиболитами и кварцитами, а также зеленокаменными толщами нижнего протерозоя (сланцами, метадиабазами, филлитами чаловской серии), содержащими тела гипербазитов. Деформированный чехол нижнекембрийского Гонжинского выступа (ГВ) объединяет рифейско-нижнекембрийские метаморфизованные песчаники, алевролиты, углисто-кремнистые, слюдяные сланцы и силур-девон-каменноугольные терригенно-карбонатные отложения преимущественно верхнеамурской серии, прорванные позднедевонскими интрузиями урушинского габбро-диорит-плагиогранитного комплекса. Для оценки перспективности рудопоявлений и месторождений в пределах Гонжинского выступа докембрия были проанализированы результаты проведённых ранее АО «Дальгеофизика» и ИТиГ глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ), метода объёмных волн землетрясений (МОВЗ), метода теллурического зондирования (МТЗ),  $\Delta g$ ,  $\Delta T$  и наземных геолого-геофизических исследований. Выполненный анализ позволил построить структурно-тектоническую схему, геодинамические модели Гонжинского выступа и выделить наиболее перспективные площади, рудопоявления

и месторождения золота, серебра, меди, полиметаллов.

**Методы и подходы.** Статья составлена по фактическим данным, полученным в течение последних 30 лет по региональным (м-б 1 : 200 000–1 : 50 000) аэрогеофизическим, гравиметрическим и МОВЗ, МТЗ, СГЗ (по отдельным профилям) и крупномасштабным (м-б 1 : 25 000–1 : 10 000) магниторазведочным, электроразведочным работам, а также по геологическим маршрутам на отдельных участках, проводимым АО «Дальгеофизика» и ИТиГ с участием авторов. Анализ геофизических и геологических материалов осуществлялся в два этапа: на первом этапе проводилась интерпретация материалов комплексной аэрогеофизической, гравиметрической съёмок м-б 1 : 200 000–1 : 50 000; на втором этапе – изучение результатов наземных геофизических, геологических, геохимических и петрофизических исследований м-б 1 : 25 000 и 1 : 10 000.

При изучении материалов кроме стандартных программ использовалось автоматизированное трёхмерное моделирование наблюдаемого магнитного ( $\Delta T$ ) и гравитационного ( $\Delta g$ ) полей с помощью технологии REIST из пакета СИГМА-3D, разработанных в АО «ГНПП «Аэрогеофизика». В качестве верхней кромки модели принималась поверхность, конформная рельефу, глубина же нижней кромки выбиралась в процессе анализа спектра исходного поля.

**Результаты исследований.** Гонжинский выступ выделяется изометричной аномалией повышенных электрических сопротивлений на фоне пониженных  $\rho$ , отображающих зоны крупных тектонических структур по данным метода МТЗ. Высокими сопротивлениями выделяются основания фундамента, представленные метаморфическими образованиями гнейсов (биотитовые, биотит-роговообманковые, дистен-биотитовые и др.) и амфиболитов, меньшим распространением пользуются мраморы и кварциты. Эти породы с мигматито-плагиогранитами, анатектоидными интрузиями и типичными инъекционными диорит-гранодиоритами слагают сложно по-

строенную купольную структуру. Породы габбро-гипербазитовой формации комплекса фундамента представлены дунитами, перидотитами и габбро, которые по данным проведенных исследований в пределах ядра выступа слагают небольшие тела типа штоков и даек [8, 10].

С севера площадь Гонжинского выступа ограничивается Южно-Тукургинским глубинным разломом, контролирующим Монголо-Охотский подвижный пояс, с запада и востока – зоной глубинных разломов Танхай, трансформируемой с севера Китая. В настоящее время ГВ продолжает оставаться активной тектонической структурой [3], что подтверждается густой сетью эпицентров землетрясений (рис. 1, е). Выступ выделяется в гравитационном поле эллипсоидом, вытянутым в субширотном направлении морфологией положительных изолиний  $\Delta g$  [4]. Внутри эллипсоида обособляются локальные аномалии  $\Delta g$  более сложной морфологии, отвечающие пластинам фундамента, выходящим или близко приближающимся к дневной поверхности (см. рис. 1, а–с). Монголо-Охотский тектонический пояс в гравитационном поле выделяется линейной отрицательной аномалией, вытянутой в субширотном направлении, обрезающей Гонжинский выступ с севера [2, 3, 7, 12].

Золоторудные поля месторождений Верхнего Приамурья характеризуются повышенным содержанием калия, которое обусловлено развитием метасоматических процессов – калишпатизации и серицитизации вмещающих пород. Эти процессы предшествовали или были близки по времени к образованию рудной минерализации, поскольку калий и натрий представляют основную и наиболее активную часть катионного состава гидротермальных растворов. Обладая примерно одинаковой с натрием концентрацией и несколько большим атомным радиусом, калий химически активнее, легче натрия вступает в реакции и фиксируется во многих зонах метасоматических колонн, вытесняя такие элементы, как Са, Mg, Na, из алюмосиликатных минералов [6–8].

Формации гидротермалитов Гонжинского выступа видоизменялись в процессе его становления на разных этапах. К числу главных

факторов, влияющих на состав гидротермально изменённых пород, относятся: геохимический профиль зон, состав слагающих пород, величина окислительно-восстановительного потенциала, условия растяжения и сжатия земной коры. Так, известно, что базитовый и ультрабазитовый вулканизм эвгеосинклинали происходит в условиях растяжения земной коры на фоне углубления магмоподводящих глубинных разломов. Последнее вызывает смену начального натриевого магматизма калиевым. Средне-основной состав вулканитов способствует развитию глубинных хлоридно-щелочных с углекислотой термальных растворов, зеленокаменных (пропилитовых) преобразований пород, а значительное содержание ультрабазитов вызывает магниевый метасоматоз, серпентинизацию, образование листовенитовой формации. Деятельность ранних кислотных (главным образом, галогенных) растворов проявляется локально вблизи контактов с субвулканическими интрузиями в образовании высокотемпературных вторичных кварцитов.

Формирование рудных тел сопровождается расширением фронта пропилитизации с развитием зональных метасоматитов. Близповерхностное вскипание кислых магм при падении внешнего давления нередко вызывает подземный взрыв с образованием взрывных брекчий, рудные компоненты быстро выпадают из связанных с магмой растворов, одновременно осуществляется гидротермальная проработка материала брекчий и вмещающих пород [8, 11].

Главной причиной образования рудной зональности является изменение кислотно-щелочных и окислительных условий на пути рудоносного потока и фациальных переходов кислотно-изменённых пород в щелочные в условиях повышенного давления.

Рудно-магматическая система (РМС) занимает значительную площадь Гонжинского выступа и представляет собой колоннообразную структуру, уходящую корнями в верхнюю мантию (см. рис. 1). Рассмотрим сооружение ГВ с позиций штамповых дислокаций, вызываемых внедрением гранитоидного плутона. На рис. 1, а–с показаны этапы развития РМС



и эпюры напряжения сил при движении флюидного фронта и выноса пластин фундамента (с частичной их ассимиляцией) на дневную поверхность. В результате построенных моделей рудно-магматической системы были установлены вертикальные и латеральные зональности комплексов метасоматических пород, что позволило определить положение рудоносных каналов и расположение рудопроявлений и месторождений в пространстве и величины их эрозионного среза.

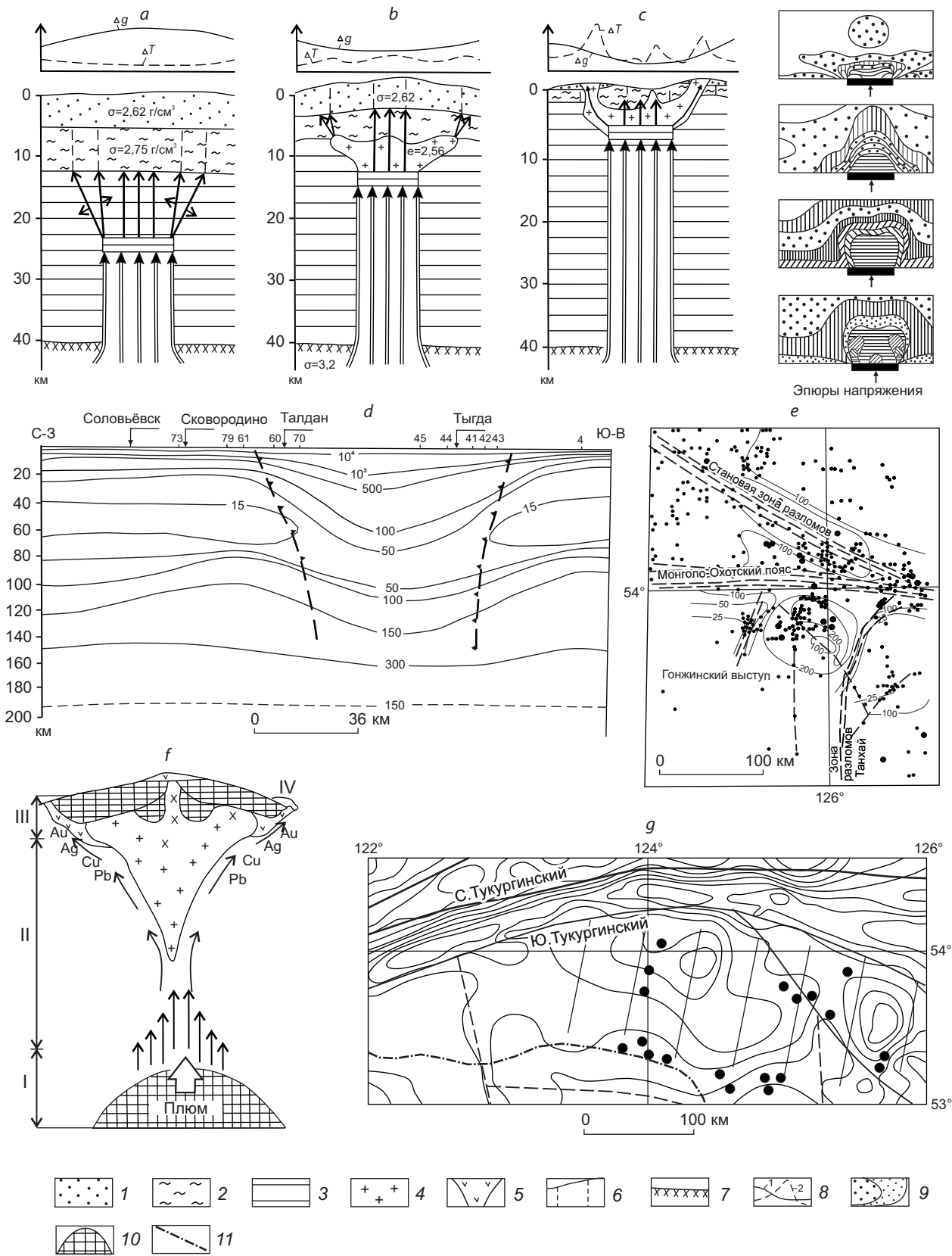
Морфология РМС Гонжинского выступа представлена в изолиниях  $\rho$  МТЗ и отображается примерно до глубины 150 км (см. рис. 1, *d*). По профилю (район п. Талдан – Тыгда) на верхних горизонтах РМС отмечено повышение электрических сопротивлений, отвечающих выносу фундамента на дневную поверхность. Структурная позиция РМС в плане показана на схеме развития очагов землетрясений и изолиний  $\rho$  МТЗ (см. рис. 1, *e*). Морфология изолиний электрических сопротивлений наиболее чётко отображает развитие глубинных разломов в подвижных поясах Становой, Монголо-Охотский и Танхай.

На обобщённой модели РМС Гонжинского выступа (см. рис. 1, *f*) представлена область зарождения и генерации флюидных растворов, переноса, локализации и положения экранирующей пластины пород фундамента, развитие в краевых частях выступа вулканических и интрузивных образований. Рудная минерализация пространственно и генетически связана с проявлением магматизма, в связи с этим рудопроявления и месторождения золота, серебра и меди формируются в основном по периферии выступа.

В целом для ГВ устанавливаются две особенности штампового типа образования. Первая выражена в высокой степени дислоцированности вмещающей среды и надвиге древних архейских структур. Вторая особенность заключается в значительных масштабах выступа, занимающего, по геофизическим данным, 9500 км<sup>2</sup>. При становлении купола при его высокой тектонической активности происходило расползание блоков и частичная их ассимиляция. В связи с этим сооружение Гон-

жинского выступа представлено пластинообразными блоками, перемещающимися по склону купола под действием гравитационных сил. Пластины фундамента выступали в качестве экрана для флюидных потоков, поэтому рудные проявления в большей мере формировались по периферии выступа и его пластин. Наиболее крупные пластины представлены Гонжинским и Инимским кристаллическими выступами пород фундамента (рис. 2). Интрузивно-купольные структуры (ИКС) выступа были сформированы интрузиями мезоабиссального верхнеамурского и гипабиссального бурендинского комплексов раннемелового возраста. Интрузивно-купольные структуры расположены преимущественно по периферии выступа: Неверская, Осежинская, Покровская, Апрельская и Гонжинская. Купольные структуры несут с собой рудную минерализацию и в большей степени совмещаются с рудными узлами (РУ). Модель Гонжинского выступа довольно хорошо отображает блоковую и рудоносную структуру и представлена структурно-тектонической схемой на фоне гравитационного, электрического полей и очагов землетрясений.

Многочисленные разломы северо-восточного и северо-западного простираний разделяют выступ на блоки. Наиболее ранние – разломы северо-западного простирания; ярким представителем их является Бурендинский, рассекающий выступ. Северо-восточные разломы наиболее поздние и многочисленные, самый крупный из них – Магдагачинский, отсекающий выход пластин на восточном фланге выступа (см. рис. 2). По данным геофизических исследований, на наиболее погружённом восточном фланге ГВ выявлен скрытый глубинный разлом в фундаменте – Бургуликанский. По оси этого разлома расположены Покровская и Апрельская ИКС и Арбинский, Апрельский, Покровский РУ с многочисленными рудопроявлениями и рядом месторождений. На северном обрамлении ГВ выделяются надвиги-шарьяжные зоны, представленные пластинообразными телами основных пород Пиканского интрузивного комплекса (см. рис. 2).





**Рис. 1. Геодинамика развития рудоносной структуры Гонжинского выступа:**

*a–c* – этапы развития РМС; *d* – глубинное проявление РМС в изолиниях  $\rho$  (МТЗ); *e* – структурная позиция РМС (изолинии  $\rho$  (МТЗ), разломы, очаги землетрясений); *f* – обобщённая РМС Гонжинского золоторудного района (I – область зарождения и генерации флюидных растворов, II – область переноса, III – область локализации, IV – экранирующие породы фундамента); *g* – отображение глубинных структур, рудопроявлений и месторождений в гравитационном поле; 1 – осадочные породы; 2 – метаморфические породы фундамента; 3 – гранитно-базальтовый слой земной коры; 4 – гранитоиды; 5 – вулканиты; 6 – разломы; 7 – граница Мохо; 8 – графики  $\Delta g$  (1),  $\Delta T$  (2); 9 – изолинии силы тяжести  $\Delta g$  с рудопроявлениями и месторождениями; 10 – экранирующие пластины фундамента; 11 – граница РФ

**Fig. 1. Geodynamics of the Gonzha Salient ore-bearing structure development:**

*a–c* – stages of development of the ore-magmatic system (OMS); *d* – manifestation of the OMS at deep-seated levels: isolines  $\rho$ , magnetotelluric sounding (MTS); *e* – structural position of the OMS: isolines  $\rho$  (MTS), faults, earthquake foci; *f* – generalized model of the OMS of the Gonzha gold ore district: I – zone of origin and generation of fluid solutions, II – zone of transfer, III – zone of localization, IV – screening rocks of the basement; *g* – visualization of deep-seated structures, ore occurrences, and mineral deposits in the gravitational field; 1 – sedimentary rocks; 2 – metamorphic rocks of the basement; 3 – granite-basalt layer of the earth's crust; 4 – granitoids; 5 – volcanics; 6 – faults; 7 – Moho boundary; 8 – graphs of  $\Delta g$  (1),  $\Delta T$  (2); 9 – isolines of the gravity  $\Delta g$  with ore occurrences and mineral deposits; 10 – screening plates of the basement; 11 – border of the Russian Federation

Рудные узлы Инимский (РУ-1), Осежинский (РУ-2) и Бургали-Невенский (РУ-3) контролируются мощной северо-восточной зоной нарушений, которая определяет положение Инимского выступа докембрийских пород (см. рис. 2). По данным предыдущих исследований установлена интенсивная тектоническая и магматическая проработка пород выступа. По архейским образованиям развиты зоны сжатия, рассланцевания, зеленосланцевого метасоматоза; породы превращены в тектонические сланцы хлорит-кварц-серицит-мусковитового состава с многочисленными жилами и линзами кварца. Из гидротермально-метасоматических образований комплекса фундамента развиты пегматиты, кварц-полевошпатовые, мусковит-полевошпатовые, мусковит-кварцевые и кварцевые тела, связанные с мигматит-гранитовой и диорит-гранодиоритовой формациями, а также серпентиниты габбро-гипербазитовой формации. Тела пегматитов имеют преимущественно субмеридиональную ориентировку, крутое падение и мощность от 0,3 до 5 м, редко до 15 м. Мусковит-кварцевые, ортоклаз-кварцевые и кварцевые жильные тела связаны друг с другом взаимопереходами и локализуются в зонах разломов. Для кварцево-жильных гидротер-

малитов характерны средне- и крупнозернистые текстуры и значительный метаморфизм кварца с образованием гранулированных структур.

На современном эрозионном срезе в пределах ГВ обнажаются более десятка изолированных вулканических полей, из них наиболее крупные – Усть-Арбинское, Желтунакское, Талданское, имеющие площадь от 200 до 500 км<sup>2</sup>. Вулканические поля ГВ расположены по его периферии, создавая кольцевую структуру, в центре которой обнажаются породы фундамента выступа. В пределах вулканических полей наблюдаются разнообразные гидротермально изменённые породы: метасоматические кварциты, пропилиты, аргиллиты, березиты, кварц-карбонатные, карбонатные и кварцевые жилы, для разных полей имеются свои особенности в составе и ассоциации геохимических элементов.

Следует признать, что перерывы в рудоотложении в пределах ГВ сильно не нарушают общих тенденций в закономерности распределения руд и изменения вмещающих пород. В целом следует отметить незначительные изменения при перерывах в рудоотложении не только в золоторудных, но и в оловорудных месторождениях. Это отмечает и Е. А. Радке-

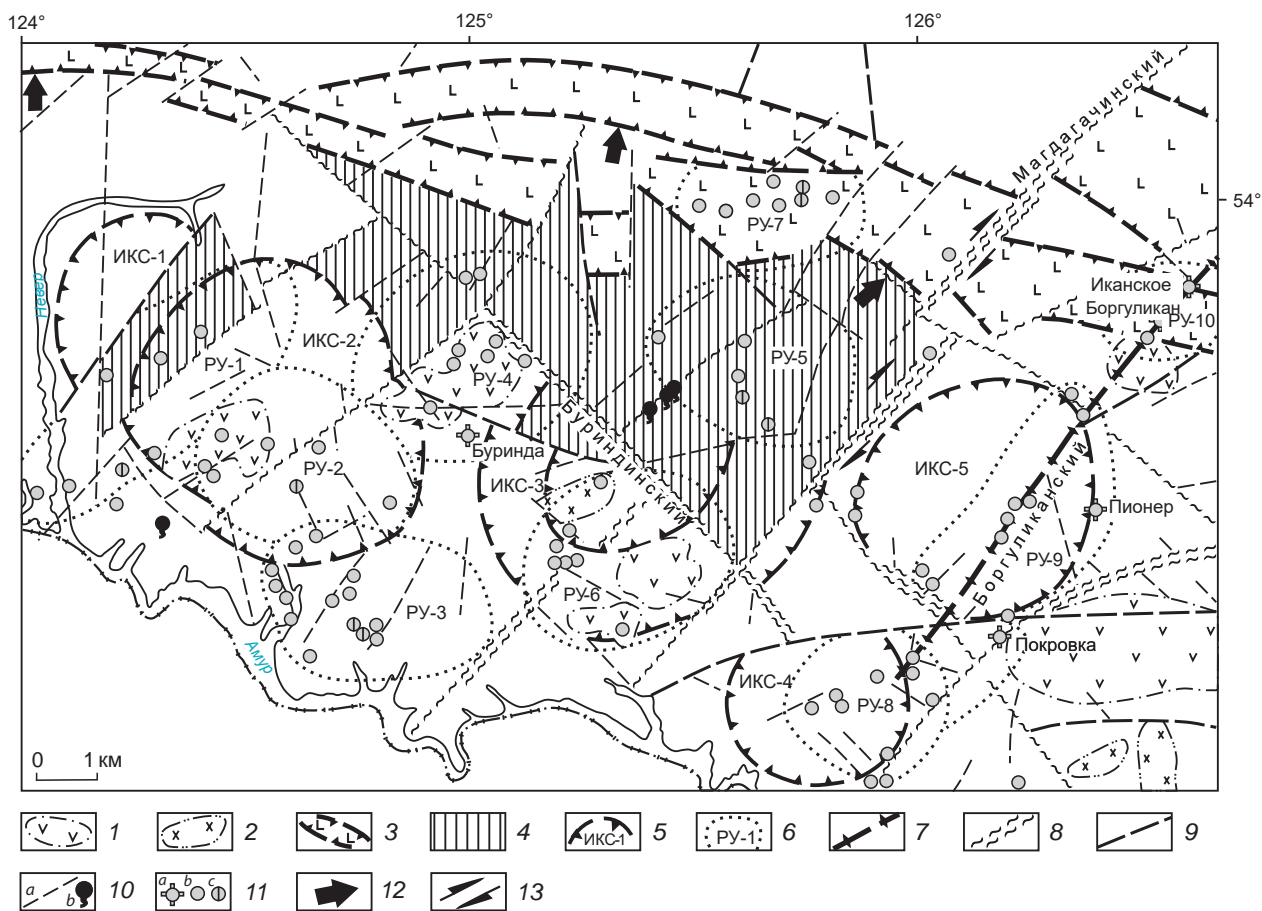


Рис. 2. Структурно-тектоническая схема Гонжинского выступа по геолого-геофизическим данным, м-б 1 : 130 000:

1 – вулканиды среднего состава; 2 – граниты основного состава; 3 – пластообразные чешуйчатые тела основного состава, отображающие зоны надвигов; 4 – Гонжинский выступ нижнепротерозойско-среднеархейских образований; 5 – интрузивно-купольные структуры: ИКС-1 – Инимская, ИКС-2 – Осежинская, ИКС-3 – Гонжинская, ИКС-4 – Покровская, ИКС-5 – Апрельская; 6 – рудные узлы: РУ-1 – Инимский, РУ-2 – Осежинский, РУ-3 – Бургали-Невенский, РУ-4 – Талданский, РУ-5 – Гонжинский, РУ-6 – Талали-Кутичинский, РУ-7 – Игацкий, РУ-8 – Покровский, РУ-9 – Апрельский, РУ-10 – Арбинский; тектонические нарушения: 7 – скрытые разломы фундамента, 8 – глубокого заложения, с зонами дробления, 9 – глубинного заложения, 10 – прочие разломы (а), источники минеральных вод (б); 11 – месторождения (а) и рудопроявления (б) золота, полиметаллические (Cu, Pb, Zn, Mo) проявления (с); направление движения: 12 – надвигов, 13 – блоков

Fig. 2. Schematic tectono-structural map of the Gonzha Salient on geological and geophysical data, scale 1:130 000:

1 – volcanics of intermediate composition; 2 – granitoids with elevated basic component; 3 – scaly sheet-like bodies of basic composition, reflecting tectonic thrust zones; 4 – Gonzha Salient of Lower Proterozoic–Middle Archean formations; 5 – intrusive-dome structures: ИКС-1 – Inim, ИКС-2 – Osezino, ИКС-3 – Gonzha, ИКС-4 – Pokrovka, ИКС-5 – Aprelsky; 6 – ore clusters: РУ-1 – Inim, РУ-2 – Osezino, РУ-3 – Burgali-Neven, РУ-4 – Taldan, РУ-5 – Gonzha, РУ-6 – Talali-Kutichi, РУ-7 – Igak, РУ-8 – Pokrovka, РУ-9 – Aprelsky, and РУ-10 – Arbi; tectonic faults: 7 – hidden basement faults, 8 – deep-seated faults with crushing zones, 9 – deep-seated faults, 10 – other faults (a), mineral water sources (b); 11 – ore objects: a – gold deposits, b – gold occurrences, c – polymetallic (Cu, Pb, Zn, Mo) occurrences; direction of tectonic movements: 12 – thrusts, 13 – blocks





вич (1976): что, согласно результатам детальных минералого-геохимических и термобарических исследований, перерывы между стадиями часто бывают настолько незначительны, что разностадийные минеральные ассоциации можно считать продуктами эволюции единого раствора. То же самое было установлено авторами по результатам работ в пределах месторождений Гонжинского выступа и близлежащих золоторудных районов.

Наиболее перспективными рудопроявлениями в рудных узлах являются Сосновское (РУ-2), Бургали-Орловское (РУ-3), Осежинское (РУ-2) и Топоковское (РУ-4), представленные минерализованными зонами северо-восточной ориентировки с кварц-сульфидным прожилкованием с содержанием золота от 0,01 до 5,1 г/т, серебра до 100 г/т и мышьяка до 0,2 % и мощностью 1–3,3 м. Рудные узлы Гонжинский (РУ-5), Игакский (РУ-7), Талали-Кутичинский (РУ-6) и Талданский (РУ-4) с золото-серебряным оруденением охватывают краевые части выступа докембрийских пород. Рудопроявления в их пределах локализируются в субвулканических и метаморфических образованиях. Продуктивными на золото и серебро являются адуляр-кварцевые, кварцевые, малосульфидные жилы и прожилки; в контурах метасоматитов типа березитов отношение Au/Ag составляет 1:3–1:5 [8, 9]. Наиболее перспективно здесь Бурендинское месторождение (РУ-4), оруденение которого локализовано в пропицитизированных и березитизированных трахиандезитах и андезитах талданской свиты нижнего мела, прорванных субвулканическими дайками.

Рудное поле в рудных узлах РУ-5, РУ-6, РУ-7 контролируется системами разломов субмеридионального и северо-восточного простирания, с которыми связано размещение рудных тел. Здесь выявлено 11 рудных тел, представленных адуляр-кварцевыми, кварцевыми, адуляр-кварц-малосульфидными жилами и прожилками. Протяжённость рудных тел варьирует от 60 до 1160 м при мощности от 1,1 до 15 м (средняя мощность 2,6 м). Рудные минералы: пирит, халькопирит, галенит, сфалерит, самородное золото и серебро,

аргентит. Содержание золота в убогосульфидных рудных телах варьирует от 2 до 26,3 г/т, серебра – от 11,6 до 148,3 г/т. Запасы по категории С<sub>2</sub> составили 7,4 т и рассматриваются в качестве дополнительных сырьевых ресурсов Пионерского рудника.

К перспективным рудопроявлениям также относятся Топазовское и Осежинское в рудных узлах РУ-1 и РУ-2 соответственно. Рудные тела в них, как правило, представлены линейными зонами пропицитизированных, аргиллизированных, окварцованных вулканитов с кварцевыми жилами и участками прожилкового окварцевания с содержаниями золота от 1 до 3 г/т.

В пределах Игакского рудного узла (РУ-7) Умелкано-Огоджинской зоны известны рудопроявления золота скарнового типа, связанные с гранодиоритами раннемелового верхнеамурского комплекса. На контакте массива гранодиоритов с вмещающими терригенно-карбонатными породами выявлены рудные тела, представленные скарнами и скарнированными, окварцованными, брекчиевыми известняками и известковыми алевролитами с обильной вкрапленностью сульфидов. Содержание золота в рудных сечениях колеблется от 0,02 до 14,6 г/т, серебра от 5 до 172,4 г/т, меди от 0,05 до 1,86 %, молибдена от 0,005 до 0,1 %, висмута от 0,0002 до 1,15 %, свинца от 0,01 до 0,7 %.

Вблизи скарновых рудопроявлений в пределах Игакского гранодиоритового массива, прорванного пластовым телом гранодиорит-порфиоров, расположены зоны Порфировая и Геофизическая молибден-медно-порфировой золотосодержащей формации, содержания золота в которых составляют 1,6 г/т, серебра – 19,6 г/т, меди – до 0,9 %.

В пределах Гонжинского узла (РУ-5) известны рудопроявления Луговое и Бекет, представленные кварцево-жильными зонами с вольфрамовой, медной и висмутовой минерализацией. В центре РУ-5 выделены проявление платины и Гонжинское месторождение минеральных вод (см. рис. 2).

Рудные узлы Покровский (РУ-8), Апрельский (РУ-9) и Арбинский (РУ-10) занимают

восточную часть ГВ. Наиболее значимое положение на территории Покровского узла занимает крупное золото-серебряное месторождение Покровское, сформированное в малоглубинных условиях вблизи жерла палеовулкана. В гранитах и вулканитах, субвулканических телах развиты пропилитизация, окварцевание, аргиллизация, сульфидизация и карбонатизация. Основные рудоносные участки месторождения расположены вблизи палеожерловины. Рудные зоны представлены прожилково-вкрапленной и жильной минерализацией. Выделено пять рудных тел мощностью от 0,5 до 70,1 м со средней мощностью 16,2 м. Чётких границ они не имеют и выделяются только по данным опробования. Рудные тела представляют собой совокупность круто- и пологопадающих кварцевых и кварц-карбонатных жил, прожилков штокверкового типа. Среднее содержание золота в рудных телах – 4,4 г/т, серебра – 8,1 г/т.

В пределах Апрельского рудного узла (РУ-9) выявлено крупное золоторудное месторождение Пионер. Основные рудные зоны месторождения Пионер локализуются в единой структуре, включая рудные зоны Южная, Промежуточная и Бахмут, имеющие северо-восточное простирание.

Боргуликанское медно-молибденовое с золотом рудопоявление было установлено при проведении поисково-съёмочных, поисковых и аэрогеофизических работ в бассейне р. Арби и её левых притоков Боргуликана и Икана. По данным аэрогеофизических работ выявлена аномалия калиевой доминантности, совпадающая с мозаичными аномалиями магнитного поля. В последующем горными выработками были вскрыты кварцевые метасоматиты с повышенными содержаниями золота, меди и молибдена. Здесь выделены три зоны: Арбинская, Боргуликанская и Иканская, которые объединяются в Боргуликанское рудное поле протяжённостью более 12 км и шириной около 1–2 км. Наиболее перспективным является Иканское медно-порфиоровое месторождение, представленное золото-медно-молибденовыми рудами. По данным разведочных работ, оценка запасов Иканской рудной зоны произведена по категории  $C_2$ .

**Обсуждение результатов.** Геологические образования Гонжинского выступа, несмотря на их широкое разнообразие, в целом образуют закономерную рудоносную систему. Поднятый блок фундамента с наиболее древними породами окаймляется палеозойскими и мезозойскими структурами. Поля гидротермалитов локализуются в узлах, образующих кольцеобразные структуры вокруг блоков метаморфического основания фундамента. Характерно, что рудные узлы в значительной степени тяготеют к известным вулканическим и вулканоплутоническим центрам. Осевая латеральная зональность в размещении гидротермальных формаций ГВ относительно центра усложняется асимметричной зональностью меридионального простирания. Некоторые формации встречаются в двух комплексах. Так, пропилиты развиты как в эвгеосинклинальном, так и в орогенном комплексах, березиты – миогеосинклинальном и интрузивном орогенном. По данным комплексных исследований выделяется и третья группа «сквозных» гидротермальных образований, присущих различным геологическим комплексам. В комплексе пород фундамента развиты в ассоциации с пегматитами ортоклаз-кварцевые и мусковит-кварцевые гидротермалиты, кварцевые тела с гранулированным кварцем. Со спиллитами и эпидот-актинолитовыми пропилитами эвгеосинклинального комплекса ассоциированы метаморфогенно-гидротермальные кварцевые жилы альпийского типа. Существенные отличия имеют среднеглубинные и близповерхностные монокварцевые жилы и метасоматические кварциты. По данным В. Д. Мельникова [5], кварцевые породы различных комплексов несколько отличаются по составу газов из включений в кварце, максимальная газонасыщенность характерна для кварцев эвгеосинклинального комплекса. Все гидротермальные формации эвгеосинклинального, миогеосинклинального и орогенного комплексов Гонжинского выступа несут золотую, серебряную, медную, полиметаллическую, платиновую, графитовую минерализацию.

Породы фундамента выступа представляли собой мощный экран, в связи с этим мно-



гочисленные рудопроявления и месторождения (золота, серебра, меди и полиметаллов) локализовались в краевых его частях. Продуктивный на золото магматизм на территории выступа включает несколько интрузивных, вулканогенно-интрузивных комплексов, сближенных по времени их формирования. Набор критериев по определению рудоносности связан с особенностями вулканических и плутонических комплексов пород в пределах купольных структур. В ряде купольных структур руда телескопирована в процессе многократных инъекций магматических растворов. Поскольку в вулканогенной ассоциации присутствуют андезиты и риолиты, соответственно участвует и золото-серебряное оруденение гидрослюдисто-кварцевой и адуляр-кварцевой формаций.

Прогнозирование перспективных золоторудных, золото-серебряных и меднопорфировых месторождений осложняется наличием продуктивной (золотой и серебряной) и золото-кварц-полиметаллической формаций, а также продуктивных на золото субвулканических и малообъемных образований (талданский, бурендинский, керакский комплексы), с которыми парагенетически связано оруденение полиметаллического типа. На площади Инимского, Гонжинского, Талданского РУ авторами прогнозируется оруденение золото-меднопорфировой и «диафоритовой» формаций, с последней связаны россыпные месторождения золота.

**Выводы.** Выявлено сложно построенное сооружение Гонжинского выступа, в составе которого главную роль играют пластинообразные блоки метаморфических пород фундамента. Рудообразование в пределах ГВ про-

исходило длительное время и при отсутствии больших вариаций в составе газотермальных растворов.

Интрузивно-купольные и очаговые структуры выступа, сформированные интрузиями и вулканитами раннемелового возраста, тяготеют к периферии ГВ и являются основными носителями рудной минерализации. Рудопроявления и месторождения контролируются многочисленными разломами, главным образом северо-восточного и северо-западного направлений.

Созданная геолого-геофизическая динамическая модель Гонжинского выступа позволяет определить наиболее перспективные площади поисков золоторудных и золото-меднорудных месторождений. Создание более современной модели РМС ГВ, учитывающей и основные вариации процесса комплексобразования в растворах, является востребованным, но требует более детального изучения вещественного состава и флюидных включений как источника генетической информации о рудообразовании.

Особенностью ГВ является образование рудной золото-серебро-адуляр-кварцевой субформации с исключительно широким развитием дайкообразных взрывных (взрывных) брекчий. В обломках брекчий присутствуют разнообразные вмещающие породы и гранитоиды, цемент туфовых и гидротермальных взрывных брекчий аналогичен тем породам, что развиты на рудопроявлениях и месторождениях территории. Это свидетельствует о том, что металлогенический потенциал ГВ раскрыт не в полной мере, и ставит вопрос о необходимости активизации дальнейших исследований.

## Список литературы

1. Гирфанов М. М., Гагаев А. Н., Дмитриенко В. С. и др. Золото-молибден-медно-порфировые проявления Боргуликанского рудного поля // Руды и металлы. – 2001. – № 5. – С. 52–60.
2. Константинов М. М., Политов В. К., Новиков В. П. и др. Геологическое строение золоторудных районов вулканоплутонических поясов Востока России // Геология рудных месторождений. – 2002. – Т. 44, № 4. – С. 288–302.
3. Копылов М. И. Перспективы поисков золота в пределах Гонжинского выступа // Строение и эволюция Востока Азии : II Косыгинские чтения. – Хабаровск : ИТиГ, 2003. – С. 53–57.
4. Копылов М. И. Сейсмоактивные зоны Приамурья, их блоковая делимость и петрофизические характеристики слагающих пород // Тезисы докладов восьмых геофизических чтений им. В. В. Федынского. – М. : Центр ГЕОН им. В. В. Федынского, 2006. – С. 65–67.

5. Мельников В. Д., Чанышев И. С. Гидротермальные метасоматические образования различных комплексов района Гонжинского выступа (Верхнее Приамурье) // Формации гидротермально измененных пород и их отношение к рудам. – Владивосток : ДВНЦ АН СССР, 1978. – С. 118–128.
6. Таусон Л. В. Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов. – М. : Наука, 1977. – С. 109–128.
7. Шатков Г. А., Вольский А. С. Тектоника, глубинное строение и минерагения Приамурья и сопредельных территорий. – СПб. : ВСЕГЕИ, 2004. – 192 с.
8. Шатов В. В. К вопросу об источнике рудного вещества редкометалльно-полиметаллических месторождений // Записки Всесоюзного Минералогического общества. – 1976. – С. 687–697.
9. Щеглов А. Д., Хомич В. Г. О роли жестких блоков в локализации приповерхностного оруденения на Востоке СССР // Доклады АН СССР. – 1985. – Т. 285, № 1. – С. 196–197.
10. Хомич В. Г., Борискина Н. Г. Геологическая позиция благороднометалльных месторождений интрузивно-вулканогенного обрамления Гонжинского выступа докембрия (Верхнее Приамурье) // Тихоокеанская геология. – 2006. – Т. 25, № 3. – С. 53–64.
11. Эйриш Л. В. О связи золотого оруденения с магнитными гранитоидами (на примере Дальнего Востока) // Тихоокеанская геология. – 1985. – № 4. – С. 64–68.
12. Эйриш Л. В. О связи золотоносности с полями силы тяжести на Дальнем Востоке // Тихоокеанская геология. – 1984. – № 4. – С. 94–98.

## References

1. Girfanov M. M., Gagaev A. N., Dmitrienko V. S. et al. Zoloto-molibden-medno-porfirovye proyavleniya Borgulikanskogo rudnogo polya [Gold-molybdenum-copper-porphyry manifestations of the Borgulikan ore field], *Rudy i metally* [Ores and metals], 2001, No 5, pp. 52–60. (In Russ.).
2. Konstantinov M. M., Politov V. K., Novikov V. P. et al. Geologicheskoe stroenie zolotorudnykh raionov vulkanoplutonicheskikh pojasov Vostoka Rossii [Geological structure of gold ore regions of volcanoplutonic belts in Eastern Russia], *Geologiya rudnykh mestorozhdenii* [Geology of ore deposits], 2002, V. 44, No 4, pp. 288–302. (In Russ.).
3. Kopylov M. I. Perspektivy poiskov zolota v predelakh Gonzhinskogo vystupa [Prospects for gold exploration within the Gonzhinsky ledge], *Stroenie i evolyutsiya Vostoka Azii. II Kosygin'skie chteniya* [Structure and evolution of East Asia: II Kosygin readings], Khabarovsk, ITIG RAS Publ., 2003, pp. 53–57. (In Russ.).
4. Kopylov M. I. Seismoaktivnye zony Priamur'ya, ikh blokovaya delimost' i petrofizicheskie kharakteristiki slagayushchikh porod [Seismically active zones of the Amur region, their block divisibility and petrophysical characteristics of the constituent rocks], *Tezisy dokladov vos'mykh geofizicheskikh chtenii im. V. V. Fedynskogo* [Abstracts of reports of the eighth geophysical readings named after V. V. Fedynsky], Moscow, V. V. Fedynsky Center GEON Publ., 2006, pp. 65–67. (In Russ.).
5. Mel'nikov V. D., Chanyshchev I. S. Gidrotermal'nye metasomaticheskie obrazovaniya razlichnykh kompleksov raiona Gonzhinskogo vystupa (Verkhnee Priamur'e) [Hydrothermal metasomatic formations of various complexes of the Gonzhinsky ledge area (Upper Amur region)], *Formatsii gidrotermal'no izmenennykh porod i ikh otnoshenie k rudam* [Formations of hydrothermally altered rocks and their relation to ores], Vladivostok, Far Eastern Scientific Center of the USSR Academy of Sciences Publ., 1978, pp. 118–128. (In Russ.).
6. Tauson L. V. Geokhimicheskie tipy i potentsial'naya rudonosnost' granitoidov [Geochemical types and potential ore-bearing capacity of granitoids], Moscow, Nauka Publ., 1977, pp. 109–128.
7. Shatkov G. A., Vol'skii A. S. Tektonika, glubinnoe stroenie i minerageniya Priamur'ya i sopredel'nykh territorii [Tectonics, deep structure and mineralogy of the Amur region and adjacent territories], St. Petersburg, VSEGEI Publ., 2004, 192 p.
8. Shatov V. V. K voprosu ob istochnike rudnogo veshchestva redkometal'no-polimetallicheskh mestorozhdenii [On the source of ore matter of rare-metal-polymetallic deposits], *Zapiski Vsesoyuznogo*



*Mineralogicheskogo obshchestva* [Notes of the All-Union Mineralogical Society], 1976, pp. 687–697. (In Russ.).

9. Shcheglov A. D., Khomich V. G. O roli zhestkikh blokov v lokalizatsii pripoverkhnostnogo orudeniya na Vostoke SSSR [On the role of rigid blocks in the localization of near-surface mineralization in the East of the USSR], *Doklady AN SSSR* [Reports of the USSR Academy of Sciences], 1985, V. 285, No 1, pp. 196–197. (In Russ.).
10. Khomich V. G., Boriskina N. G. Geologicheskaya pozitsiya blagorodnometal'nykh mestorozhdenii intruzivno-vulkanogenного obramleniya Gonzhinskogo vystupa dokembriya (Verkhnee Priamur'e) [Geological position of precious metal deposits of intrusive-volcanogenic framing of the Precambrian Gonzhinsky ledge (Upper Amur region)], *Tikhookeanskaya geologiya* [Pacific Geology], 2006, V. 25, No 3, pp. 53–64. (In Russ.).
11. Eirish L. V. O svyazi zolotogo orudneniya s magnitnymi granitoidami (na primere Dal'nego Vostoka) [On the relationship of gold mineralization with magnetic granitoids (using the Far East as an example)], *Tikhookeanskaya geologiya* [Pacific Geology], 1985, No 4, pp. 64–68. (In Russ.).
12. Eirish L. V. O svyazi zolotonosnosti s polyami sily tyazhesti na Dal'nem Vostoke [On the relationship of gold content with gravity fields in the Far East], *Tikhookeanskaya geologiya* [Pacific Geology], 1984, No 4, pp. 94–98. (In Russ.).

---

**Копылов Михаил Иннокентьевич** (Mishil.Kopa@mail.ru)

доктор геолого-минералогических наук, старший научный сотрудник

**Петухова Людмила Леонидовна**

научный сотрудник

Институт тектоники и геофизики им. Ю. А. Косыгина ДВО РАН, г. Хабаровск, Россия

МЕТОДЫ И МЕТОДИКИ ПРОГНОЗА, ПОИСКОВ,  
ОЦЕНКИ И РАЗВЕДКИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

УДК 620.187:552.323.6

## Применение ИК-Фурье микроскопии для исследования индикаторных минералов кимберлитов при шлихо-минералогических поисках месторождений алмаза

**Хачатрян Г. К., Анашкина Н. Е.**Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт цветных  
и благородных металлов, г. Москва, Россия

**Аннотация.** Рассмотрены возможности метода инфракрасной микроскопии для экспрессной диагностики кристаллов алмаза и зёрен большинства его минералов-спутников, извлечённых из шлиховых проб. Разработана оригинальная методика исследования минералов-спутников под ИК-Фурье микроскопом: записывается спектр каждого из образцов, автоматически проводится его идентификация и определение характерных волновых чисел, которые обусловлены особенностями химического состава и кристаллической структуры минерала и позволяют судить о его коренных источниках.

На конкретных примерах рассмотрены типоморфные свойства кимберлитовых гранатов, оливинов, клинопироксенов и особенности их ИК-спектров, которые могут использоваться в прогноз-но-поисковых целях. Показано, что применение ИК-Фурье микроскопии и разработанной электронной библиотеки спектров индивидуальных зёрен минералов способствует повышению эффективности анализа шлиховых проб при прогнозе и поисках месторождений алмаза.

**Ключевые слова:** ИК-Фурье микроскоп, инфракрасные спектры, алмаз, гранаты, оливины, пироксены, циркон, кианит, рутил, апатит, пироп, хромистый пироп, хромдиопсид, форстерит, кимберлиты, минералы-спутники алмаза, типоморфизм, шлиховые пробы, месторождения алмаза.

Для цитирования: Хачатрян Г. К., Анашкина Н. Е. Применение ИК-Фурье микроскопии для исследования индикаторных минералов кимберлитов при шлихо-минералогических поисках месторождений алмаза. Руды и металлы. 2024. № 4. С. 78–90. DOI: 10.47765/0869-5997-2024-10019.

## Application of IR Fourier microscopy for investigation of kimberlite indicator minerals to search for diamond deposits using heavy-mineral concentrate method

**Khachatryan G. K., Anashkina N. E.**

Central Research Institute of Geological Prospecting for Base and Precious Metals, Moscow, Russia

**Annotation.** Possibilities of the infrared microscopy technique as applied to the express diagnostics of diamond crystals and of grains of most of its satellite minerals, extracted from heavy mineral concentrate (HMC) samples, are considered. An original technique of investigation of the diamond satellite minerals with IR-Fourier microscope has been developed. In this case, the spectrum of each sample is recorded, and its identification and determination of the characteristic wave numbers are performed automatically. These parameters are caused by peculiarities of the chemical composition and crystal structure of the mineral and allow one to conclude on its primary sources.

Typomorphic properties of kimberlite garnets, olivines, and clinopyroxenes and peculiarities of their IR spectra, that can be used for the prospecting and exploration purposes, are considered on specific examples. It is substantiated that application of the IR Fourier microscopy and of the developed electronic library of spectra of individual mineral grains contributes to increasing the efficiency of the analysis of panned HMC samples in forecasting of and exploration for diamond deposits.

**Keywords:** IR-Fourier microscope, diamond, garnets, olivines, pyroxenes, zircon, kyanite, rutile, apatite, pyrope, chromium pyrope, chrome diopside, forsterite, kimberlites, satellite minerals of diamond, typomorphism, heavy mineral concentrate (HMC) samples, diamond deposits.

For citation: Khachatryan G. K., Anashkina N. E. Application of IR Fourier microscopy for investigation of kimberlite indicator minerals to search for diamond deposits using heavy-mineral concentrate method. Ores and metals. 2024. No. 4. pp. 78–90. DOI: 10.47765/0869-5997-2024-10019.



Использование современных физических методов исследования вещества способствует повышению эффективности шлихо-минералогических поисков месторождений алмаза. Одним из таких методов является ИК-Фурье микроскопия, позволяющая оптимизировать процесс изучения шлиховых проб и единичных зёрен минералов, которые необходимо сохранить для дальнейшего более детального анализа [8]. Этот метод позволяет «in situ» исследовать отдельные кристаллы и их фрагменты (размером  $\geq 5$  мкм) большинства оптически прозрачных минералов за исключением ионных химических соединений. Среди спутников алмаза к ним, прежде всего, относятся хромшпинелид и пикроильменит.

В отличие от микрорентгеноспектрального анализа инфракрасная спектроскопия позволяет судить не только о составе, но и о структуре отдельных минералов и их полиморфных модификаций, например кианита, силлиманита и андалузита с общей химической формулой  $Al_2SiO_5$ . Преимуществом метода по сравнению с рентгенографией является возможность детального исследования рентгеноаморфных, скрытокристаллических и структурно неупорядоченных фаз, например метамиктного циркона. Помимо этого, ИК-спектроскопия позволяет анализировать флюидные включения в алмазе, гранате, оливине, цирконе, содержащие  $H_2O$ ,  $CO_2$ , органические соединения и оценивать концентрацию структурных гидроксильных групп в гранате, оливине, пироксене, цирконе, кианите, рутиле, а также азотных и водородных центров в алмазе. Все эти генетически информативные характеристики индикаторных минералов кимберлитов необходимо учитывать при шлихо-минералогических поисках месторождений алмаза.

Вместе с тем на практике применение ИК-микроскопа для анализа шлиховых проб затруднено из-за отсутствия в литературе эталонных спектров индивидуальных зёрен большинства минералов, случайно ориентированных по отношению к источнику излучения. Поэтому одной из задач настоящей работы было создание соответствующей библиотеки

спектров алмаза и его минералов-спутников, часто встречающихся в шлиховых пробах. Это даст возможность проводить автоматическую экспресс-диагностику минералов под ИК-микроскопом. С учётом полигенеза алмаза и его спутников – хромистого пироба, пироб-альмандин, хромдиопсида и других – важно также определить спектральные характеристики индикаторных минералов кимберлитов, позволяющие отличить их от соответствующих минералов из иных источников.

Методика исследования гранатов, оливинов и клинопироксенов под ИК-микроскопом была разработана нами ранее [7, 9]. В представленной статье более детально рассмотрены типоморфные свойства индикаторных минералов кимберлитов, причём особое внимание уделено гидроксильным группам, входящим в кристаллическую решётку этих минералов. Кроме того, приведены новые данные по ИК-микроскопии других минералов-спутников алмаза – ортопироксена, циркона, кианита, рутила и апатита.

**Образцы и методика эксперимента.** Зёрна гранатов, оливинов, пироксенов, рутила, кианита, циркона и апатита, отобранные из кимберлитовых трубок, связанных с ними россыпей и шлиховых ореолов рассеяния, а также данные микрозондового анализа минералов предоставлены сотрудником отдела алмазов ЦНИГРИ Т. И. Колесниковой. Остальные образцы заимствованы из эталонной коллекции минералов отдела минералогии и изотопной геохимии благородных и цветных металлов ЦНИГРИ.

Исследования проводились с помощью ИК-Фурье спектрометра Nicolet 380 и ИК-Фурье микроскопа Centaurus компании THERMO Scientific в диапазоне  $650\text{--}4000\text{ см}^{-1}$ . Запись, обработка и определение количественных параметров ИК-спектров, а также их занесение в электронную библиотеку  $\mu$ -IRS Minerals осуществлялись с помощью специальной программы OMNIC, которой оснащены спектрометры Nicolet.

**Результаты исследования.** Главный индикаторный минерал кимберлитов – алмаз, ИК-спектры которого хорошо изучены [1].

Минерал идентифицируют по характеристическим линиям собственных колебаний алмазной решётки в диапазоне 1900–2700 см<sup>-1</sup> (таблица). Самыми распространёнными в алмазах являются структурные примеси азота в формах N (одиночные замещающие углерод атомы), A (азотные пары) и B (тетраэдрические группировки), проявляющиеся в ИК-спектрах в виде главных максимумов поглощения – ~ 1130, 1280 и 1175 см<sup>-1</sup> соответственно. Помимо примеси азота в кристаллах алмаза часто присутствует структурная примесь водорода, обычно фиксируемая по главной спектральной линии ~ 3107 см<sup>-1</sup>. Конфигурация ИК-спектров алмазов зависит от содержания азота и форм его вхождения в кристалл, причём выделяют спектральные типы алмаза IIa («безазотный»), Ib (только N-форма), IaAB (A- и B-формы). Спектральные типы алмазов, обнаруженных в шлиховых пробах, следует учитывать при решении поисково-прогнозных задач. Например, присутствие в пробах алмазов типа Ib, при этом не содержащих структурного водорода, указывает на техногенное происхождение этих кристаллов. В пробах, отобранных на алмазоносных территориях, особый интерес представляют находки кристаллов с «аномальными» свойствами, не характерными для уже известных в районе коренных источников. Например, в Мало-Ботубинском районе Якутии к таким алмазам относятся кристаллы типа IIa [4].

Среди наиболее типичных минералов кимберлитов под ИК-микроскопом несложно диагностировать пироповые гранаты [9]. Их главными характеристическими линиями (см. таблицу) являются 925–945 см<sup>-1</sup> ( $\nu_1$ ) и 875–890 см<sup>-1</sup> ( $\nu_2$ ). В спектрах пиропов разница ( $\Delta$ ) между волновыми числами пиков 1 и 2 максимальна по сравнению с альмандинами и гранатами иного состава и составляет 54–58 см<sup>-1</sup>. Для сравнения отметим, что в спектрах альмандинов  $\Delta = 46$ –52 см<sup>-1</sup>, а для андрадит-гроссуляров она составляет 41–47 см<sup>-1</sup>.

При прогнозировании и поисках месторождений алмаза важно не только диагностировать его минералы-спутники, но и выявить их типоморфные свойства, с той или

иной долей вероятности указывающие на тип коренного источника этих минералов (кимберлитовый или иной). В процессе просмотра шлиховых проб под бинокулярным микроскопом гранаты алмазной ассоциации из кимберлитов не всегда удаётся распознать визуально. Это прежде всего относится к низкохромистым пиропам Fe-Ti ассоциации ультраосновного парагенезиса и пироп-альмандинам эклогитового парагенезиса, обладающим оранжево-красной и жёлто-оранжевой окраской (рис. 1, A-b, A-c, B), которые внешне мало отличаются от оранжево-красных альмандинов из метаморфических пород (см. рис. 1, A-d, B). Пиропы хромовой ассоциации ультраосновного парагенезиса (см. рис. 1, B), обладающие фиолетовой и лиловой окраской, выглядят весьма специфично (см. рис. 1, A-a), но лиловая окраска иногда встречается и у гранатов с пониженным содержанием хрома. Быстро отличить гранаты, относящиеся к разным генетическим группам, можно с помощью ИК-микроскопии (см. рис. 1, C) по соотношению спектральных параметров  $\nu_1$  и  $\nu_2$ . Как видно на рисунке, гранаты ряда пироп-хромистый пироп (Py-CrPy) характеризуются повышенными величинами  $\nu_1$  – 934–942 см<sup>-1</sup>. При этом максимальными значениями  $\nu_1$  (938–942 см<sup>-1</sup>) и  $\nu_2$  (885–887 см<sup>-1</sup>) характеризуются низкохромистые пиропы и пироп-альмандины. Для высокохромистых пиропов, как правило, отмечаются пониженные значения волнового числа  $\nu_2$  – 877–882 см<sup>-1</sup>, а для альмандинов типичны минимальные величины параметра  $\nu_1$  – 927–932 см<sup>-1</sup>.

В работе [10] обобщены спектральные характеристики структурных OH-групп в монокристаллах граната из ксенолитов в кимберлитах трубки Удачная (Якутия) и из мегакристов в кимберлитах из трубок Южной Африки. Эти дефекты, которые могут рассматриваться в качестве типоморфного признака кимберлитовых пиропов, проявляются в области спектра 3500–3700 см<sup>-1</sup> в виде основной линии ~ 3570–3590 см<sup>-1</sup>, которая иногда сопровождается пиками 3650–3670 и 3512 см<sup>-1</sup>. Пики ~ 3565 и 3680 см<sup>-1</sup>, подобные упомянутым выше, были зафиксированы нами в спектрах



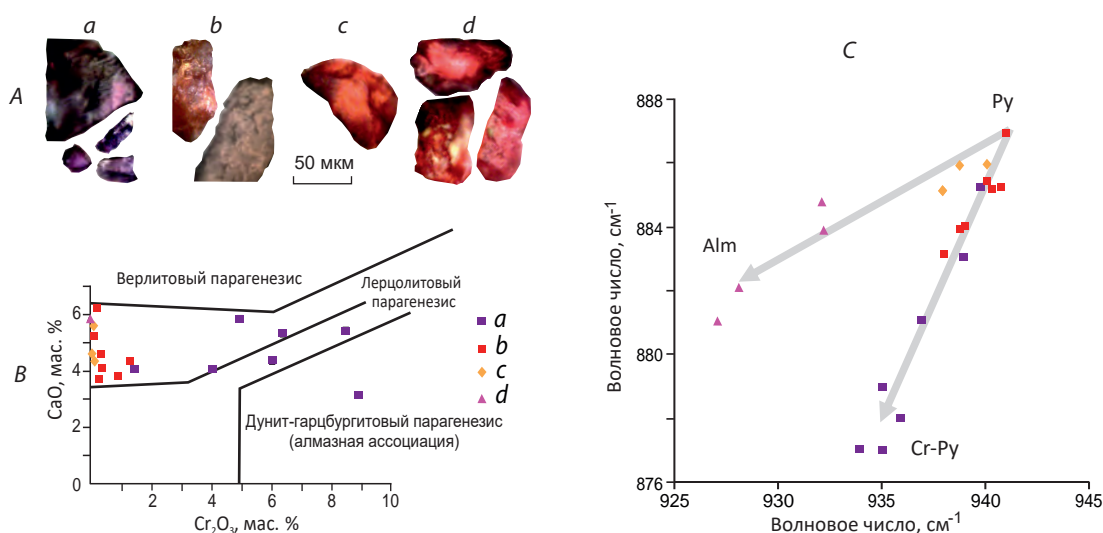


Таблица. Характерные волновые числа в спектрах алмаза и его минералов-спутников, по данным ИК-микроскопии

Table. Characteristic wave numbers in the spectra of diamond and its satellite minerals, according to the IR microscopy data

Минералы	Интервалы волновых чисел, см <sup>-1</sup>												
	740–810	870–890	900–1000	1010–1090	1400–1500	1520–1600	1600–1700	1770–1800	1820–1880	1890–2000	2010–2200	2400–2600	3270–3700
Алмаз										1980	2030 2170	~2500	
Пироп-альмандин (Mg,Fe) <sub>3</sub> Al <sub>2</sub> [SiO <sub>4</sub> ] <sub>3</sub>		875–890	925–945										3560–3570 3680
Форстерит Mg <sub>2</sub> [SiO <sub>4</sub> ]											2010–2030		3515–3530 3560–3575
Ортопироксен (Mg,Fe) <sub>2</sub> [Si <sub>2</sub> O <sub>6</sub> ]			900–910 960–970	1005–1020			1600–1610 1660–1670			1930–1950			3500–3520
Диопсид CaMg[Si <sub>2</sub> O <sub>6</sub> ]			990–1000	1020–1040		1530–1540				~1970			3465 3510–3550 3640
Хромдиопсид Ca Mg [Si <sub>2</sub> O <sub>6</sub> ] Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> > 0,5%			980–1000	1040–1060		1540–1560	1640–1670			1950–1980			3440–3470 3530–3570 3630–3650
Кванит Al <sub>2</sub> SiO <sub>5</sub>	740–760 790–810		990–1000						1850–1880	1920–1950			
Циркон ZrSiO <sub>4</sub>						1530–1540 1590–1600		1790–1795	1820–1835 1860–1875	1895–1905 1935–1945			3380–3385 3415–3420
Апатит Ca <sub>10</sub> (PO <sub>4</sub> ) <sub>6</sub> (F,Cl,OH) <sub>2</sub>				1080–1090	1405–1416 1420–1430 1450–1470 1490–1500	1520–1550				1920–1940 1990–2000	2049–2053 2076–2082 2120–2130 2140–2160		3530–3540 3550–3570
Рутил TiO <sub>2</sub>				~ 1060									3277–3283

Примечание. Жирным шрифтом выделены спектральные линии, по которым проводится диагностика минерала под ИК-микроскопом.



**Рис. 1. Диагностика гранатов разных генетических групп (a–d) с помощью ИК-микроскопа:**

*A* – фото гранатов под ИК-микроскопом; *B* – химический состав гранатов разных групп: *a* – высокохромистые пиропы хромовой ассоциации ультраосновного парагенезиса из трубки им. Гриба Архангельской области, *b* – пиропы железо-титановой ассоциации ультраосновного парагенезиса из трубки ЦНИГРИ-Архангельская, *c* – пироп-альмандины эклогитового парагенезиса из трубок Архангельской области, *d* – альмандины из метаморфических пород Карелии; *C* – характеристические волновые числа гранатов разных групп

**Fig. 1. Diagnostics of garnets of various genetic groups (a–d) with the use of IR microscope:**

*A* – photos of garnets under IR microscope; *B* – chemical composition of garnets of different groups: *a* – high-chromium pyropes of the chromium association of the ultramafic paragenesis from the Grib pipe in the Arkhangelsk Region, *b* – pyropes of the iron-titanium association of the ultrabasic paragenesis from the TsNIGRI-Arkhangelskaya pipe, *c* – pyrope-almandines of the eclogite paragenesis from pipes of the Arkhangelsk Region, *d* – almandines from metamorphic rocks of Karelia; *C* – characteristic wave numbers of garnets of various groups

случайно ориентированных зёрен хромистых пиропов из кимберлитов (рис. 2, 1). Однако из-за малой интенсивности указанных линий они были обнаружены только в единичных спектрах, поэтому их использование для суждения о типе коренного источника гранатов из шлиховых проб весьма проблематично.

Оливин – породообразующий минерал кимберлитов, который используется при шлихо-минералогических поисках месторождений алмаза совместно с другими его минералами-спутниками. Для визуальной диагностики оливина в шлиховых пробах нередко требуются большой опыт и навыки минералога, так как внешне зёрна этого минерала могут быть сходны с пироксенами и эпидотом. Очень часто оливин интенсивно серпентинизирован,

что также может затруднять идентификацию этого минерала по внешнему облику. В кимберлитах наиболее распространены оливины форстеритового состава, диагностировать которые под ИК-микроскопом можно по системе характеристических линий в области 1660–2030 см<sup>-1</sup> (см. таблицу и рис. 3). Как было показано ранее [7], волновое число одной из этих линий 2000–2030 см<sup>-1</sup> обнаруживает положительную корреляцию с содержанием магния в минерале и может использоваться в качестве одного из признаков принадлежности оливина к кимберлитовому источнику. При этом оливины из кимберлитов характеризуются повышенными значениями этого параметра, составляющими 2020–2022 см<sup>-1</sup> и более.

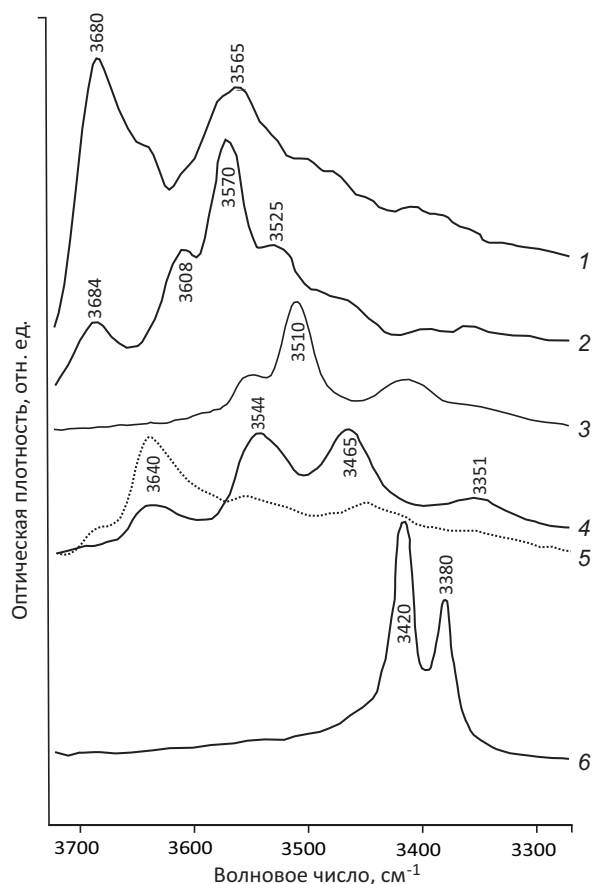


Рис. 2. Характерные ИК-спектры случайно ориентированных зёрен пиропы (1), форстерита (2), энстатита (3), диопсида (4), хромдиопсида (5), циркона (6) в области колебаний ОН-групп:

образцы 1, 2, 5 – отобраны из трубки им. Гриба (Архангельская область), 3 и 4 – из рыхлых отложений, соответственно, Якутии и Сухого Лога (Иркутская область), 6 – из трубки Мир (Якутия)

Fig. 2. Characteristic IR spectra of randomly oriented grains of pyrope (1), forsterite (2), enstatite (3), diopside (4), chrome diopside (5), and zircon (6) in the area of oscillations of the OH-groups:

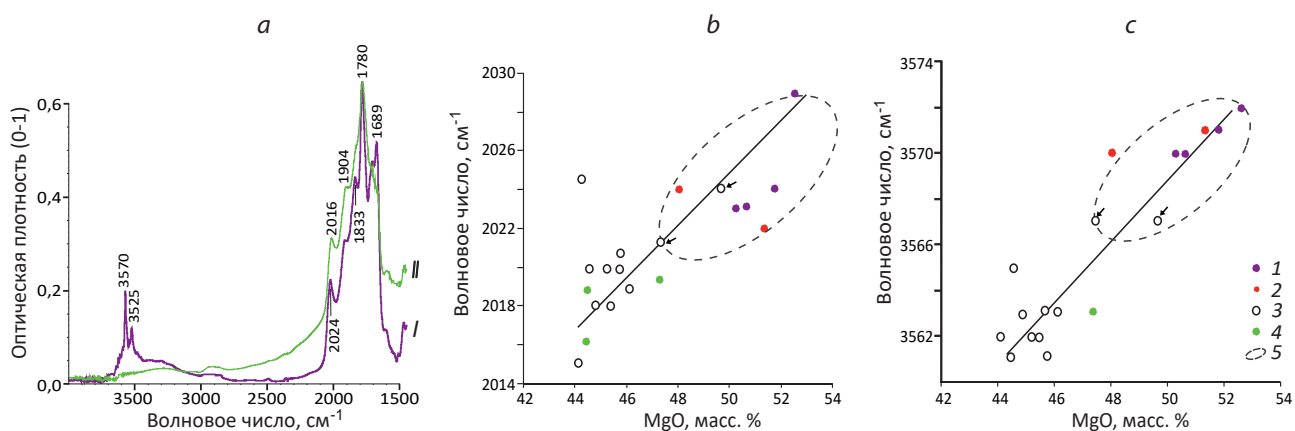
samples 1, 2, 5 – were taken from the Grib pipe (Arkhangelsk Region); samples 3 and 4 were taken from loose sediments in Yakutia and Sukhoi Log (Irkutsk Region), respectively; sample 6 was taken from the Mir pipe (Yakutia)

Вместе с тем определить принадлежность оливина к кимберлитовому источнику исключительно по содержанию в нём форстерита невозможно, так как оливины иных платформенных магматитов (пикриты, мелилититы,

лампрофиры и проч.) обладают сходным, существенно магнезиальным составом. В качестве дополнительного отличительного критерия оливинов из кимберлитов можно рассматривать наличие в структуре минералов ОН-дефектов, проявляющихся в ИК-спектрах в диапазоне волновых чисел 3200–3700  $\text{см}^{-1}$ . В данной области в поляризованных ИК-спектрах плоскопараллельных пластинок оливина из разных трубок прослеживаются многочисленные полосы поглощения, основная из которых 3560–3580  $\text{см}^{-1}$  часто сопровождается пиком меньшей интенсивности 3520–3530  $\text{см}^{-1}$  [10]. Другие наблюдаемые спектральные линии могут быть связаны с фазовыми примесями в оливине. Например, пики в интервале 3670–3730  $\text{см}^{-1}$  объясняют примесями гидроксилсодержащих силикатов в оливинах [10]. Фактически спектральный диапазон, в котором наблюдаются колебания гидроксильных групп минеральных примесей в оливине, может распространяться вплоть до 3610  $\text{см}^{-1}$ . Так, согласно имеющимся данным по ИК-спектрам слоистых силикатов [3], пики ~ 3620 и 3650  $\text{см}^{-1}$  характерны для глинистых минералов (каолинит, дикцит, накрит), а пики ~ 3620–3630  $\text{см}^{-1}$  присутствуют в спектрах слюд и гидрослюд.

Наличие специфических ОН-дефектов в структуре кимберлитовых оливинов подтверждается данными ИК-микроскопии. Так, в спектрах случайно ориентированных зёрен форстерита из трубки им. Гриба (Архангельская область) видно присутствие чётких пиков ~ 3570 и ~ 3525  $\text{см}^{-1}$ , а также менее интенсивных линий ~ 3608 и 3684  $\text{см}^{-1}$  (см. рис. 2, 2 и рис. 3, *a-II*). Максимум поглощения ~ 3570–3572  $\text{см}^{-1}$  зафиксирован также в спектрах оливина из трубки Обнажённая (Якутия) (см. рис. 3, *c*). Вместе с тем указанные линии совершенно не характерны для форстеритов из интрузивных пород Норильского района и вулканитов о. Тенерифе [7].

Как видно на рисунках (рис. 2, 1, 2), волновые числа колебаний гидроксильных групп в форстерите (3570  $\text{см}^{-1}$ ) и пиропе (3565  $\text{см}^{-1}$ ) достаточно близки между собой. В соответствии с моделью [10], ОН-дефекты в форстерите фор-



**Рис. 3. Типоморфизм оливинов из кимберлитов по данным ИК-микроскопии:**

*a* – характерные спектры оливина из трубки им. Гриба (*I*) и из аллювия на Пялицкой площади (*II*); *b* – зависимость волнового числа 2014–2030 см<sup>-1</sup> от магнезиальности оливина; *c* – зависимость волнового числа 3560–3574 см<sup>-1</sup> от магнезиальности оливина. Оливины из разных источников: *1* – из трубки им. Гриба (Архангельская область), *2* – из трубки Обнажённая (Якутия), *3* – из аллювия на Кепинской площади (Архангельская область), *4* – из аллювия на Пялицкой площади (Кольский п-ов); *5* – область распространения оливинов из кимберлитов

**Fig. 3. Typomorphism of olivines from kimberlites, according to the IR microscopy data:**

*a* – characteristic spectra of olivine from the Grib pipe (*I*) and from alluvium in the Pyalitsa area (*II*); *b* – dependence of the wave number 2014–2030 cm<sup>-1</sup> on the MgO content of olivine; *c* – dependence of the wave number 3560–3574 cm<sup>-1</sup> on the MgO content of olivine. Olivines from the different sources: *1* – from the Grib pipe (Arkhangelsk Region), *2* – from the Obnazhennaya pipe (Yakutia), *3* – from alluvium in the Kepino area (Arkhangelsk Region), *4* – from alluvium in the Pyalitsa area (Kola Peninsula); *5* – area of distribution of olivines from kimberlites

мируются в местах сочленения октаэдрических групп MgO<sub>6</sub>, составляющих цепочки, и изолированных кремнекислородных тетраэдров. Подобные цепочки октаэдров MgO<sub>6</sub>, которые совместно с одиночными SiO<sub>4</sub>-тетраэдрами образуют своеобразный каркас, можно выделить и в структуре пиропса [2]. Таким образом, близость частотных характеристик колебаний гидроксильных групп в энстатите и пиропсе, по-видимому, отражает сходную химическую природу и строение ОН-дефектов в структуре данных минералов.

Рассмотренные типоморфные спектральные характеристики оливинов могут использоваться для выявления индикаторных минералов кимберлитов при изучении шлиховых проб, отобранных на различных поисковых участках. В качестве примера приведём дан-

ные ИК-микроскопии зёрен оливинов (Fo 84–94) из аллювия Кепинского поля (Архангельская область) и Пялицкой площади (Кольский п-ов). Последние содержат 84–85 % форстерита и уступают по магнезиальности проанализированным оливинам из кимберлитовых трубок (см. рис. 3, *b*). При этом структурные ОН-группы обнаружены лишь в одном образце (см. рис. 3, *c*), отобранном на Пялицкой площади. Именно это зерно с наибольшей долей вероятности относится к кимберлитовому источнику, однако для более обоснованных выводов необходимы дополнительные исследования, выполненные на представительном материале.

По комплексу типоморфных характеристик ряд образцов, отобранных на Кепинской площади, соответствует оливинам из кимбер-

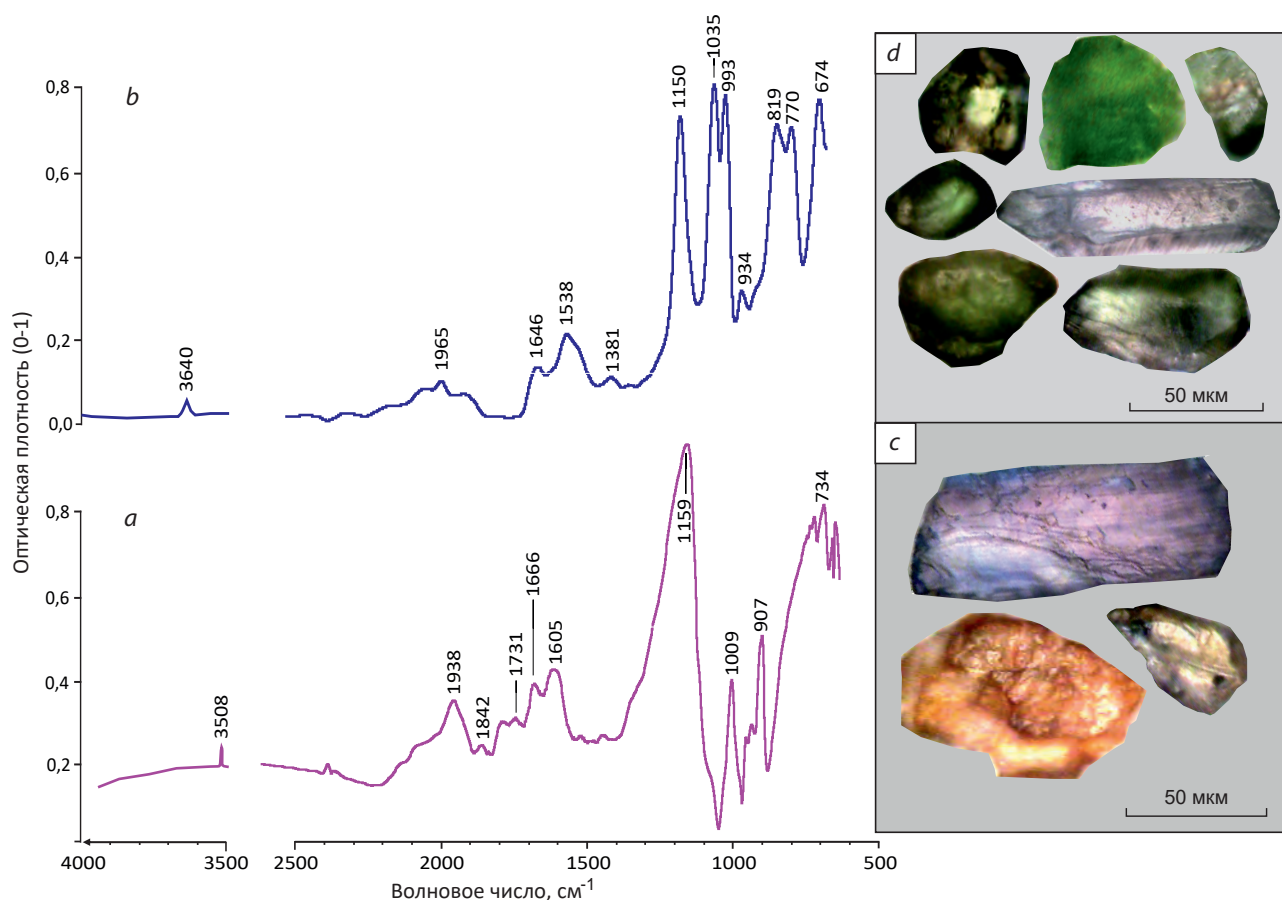


Рис. 4. Характерные спектры орто- (а) и клинопироксенов (b) и их фото (c и d соответственно) под ИК-микроскопом

Fig. 4. Characteristic spectra of ortho- (a) and clinopyroxenes (b) and their photos (c and d, respectively) under IR microscope

литов (см. рис. 3, а–с), в особенности два зерна (показаны стрелками) с содержанием форстерита 88 и 92 %.

Ромбические (энстатит) и моноклинные пироксены присутствуют во включениях в алмазах и в составе глубинных ксенолитов в кимберлитах. Визуально ортопироксены разного состава сложно отличить друг от друга и от клинопироксенов, но с помощью ИК-микроскопа эта задача легко разрешима (рис. 4, а–d). Возможность идентификации пироксенов по их спектральным характеристикам обусловлена структурными особенностями этих минералов. Так, в кристаллической решётке

энстатита атомы металла находятся в шестерной (октаэдрической) координации, а в решётке диопсида – соответственно в шестерной и восьмерной [2].

Инфракрасные спектры зёрен диопсида и энстатита, записанные под ИК-микроскопом, показаны на рис. 4, а и b. Для диопсида характерны интенсивные линии в области 700–1100 см<sup>-1</sup>, обусловленные колебаниями Si<sub>2</sub>O<sub>6</sub>-цепочек. Кроме того, в спектре зерна диопсида (см. рис. 4, b и таблицу) присутствуют три максимума поглощения в области 1300–1700 см<sup>-1</sup>, а также система полос с главным максимумом ~ 1965 см<sup>-1</sup>. В отличие от диопсида, кристал-

лизующегося в моноклинной сингонии, ортопироксены характеризуются иным видом спектра (см. рис. 4, а и таблицу). Так, в области 700–1100 см<sup>-1</sup> для ортопироксена отмечаются две чёткие интенсивные спектральные линии ~ 907 и 1009 см<sup>-1</sup>, тогда как в спектре диопсида – четыре, представленные двумя парами близко расположенных максимумов поглощения ~ 770 и 819 см<sup>-1</sup>, а также 993 и 1035 см<sup>-1</sup>. Кроме того, спектры ортопироксена и диопсида отличаются друг от друга в области колебаний ОН-групп. Хотя пироксены и не содержат в химической формуле кристаллизационную H<sub>2</sub>O и структурные ОН-группы, фактическое содержание в них воды достигает 1,4 мас. % [2]. В области колебаний ОН-групп 3200–3700 см<sup>-1</sup> поляризованные спектры орто- и клинопироксенов, определённым образом ориентированных по отношению к источнику излучения, чётко отличаются друг от друга [13]. При этом в спектрах ортопироксенов отмечается одна основная линия ~ 3510 см<sup>-1</sup>, а в спектрах клинопироксенов – группа линий: ~ 3640, 3535, 3465 и 3355 см<sup>-1</sup>. По данным работы [13], соотношение интенсивностей пиков 3640/(3525+3450) в спектрах моноклинных пироксенов пропорционально относительному содержанию в них ионов трёхвалентных металлов – (Fe<sup>3+</sup>+Cr+Al)/Fe<sup>2+</sup>.

Под ИК-микроскопом в спектрах случайно ориентированных зёрен энстатита зафиксирована характерная линия поглощения около 3508–3510 см<sup>-1</sup>, а в спектрах диопсида – соответственно ~ 3465, 3544, 3640 см<sup>-1</sup> (см. рис. 2, рис. 4, таблицу). Примечательно, что в спектрах хромдиопсида (см. рис. 2, 5) относительная интенсивность линии ~ 3640 см<sup>-1</sup> максимальна по сравнению с линиями ~ 3465 и ~ 3544 см<sup>-1</sup>, а в спектрах диопсида (см. рис. 2, 4), наоборот, минимальна. Всё это согласуется с данными поляризационной ИК-спектроскопии [13] и позволяет надёжно идентифицировать орто- и клинопироксены с помощью ИК-микроскопа.

Среди клинопироксенов из кимберлитов преобладают кальций-магниевого. Хромдиопсид, обладающий яркой изумрудно-зелёной окраской, является важным поисковым мине-

ралом кимберлитов. Типоморфными ИК-характеристиками диопсида служат волновые числа ~ 1000–1060 см<sup>-1</sup> и 1500–1600 см<sup>-1</sup>, которые увеличиваются при переходе от геденбергита к диопсиду и далее к хромдиопсиду [7], причём хромдиопсид из кимберлитов отличается относительно повышенными значениями этих параметров: > 1040 и > 1540 см<sup>-1</sup> соответственно. Этот переход сопровождается уменьшением катионного радиуса от 0,08 нм (Fe<sup>2+</sup> в геденбергите) до 0,074 нм (Mg<sup>2+</sup> в диопсиде) и 0,064 нм (Cr<sup>3+</sup> в хромдиопсиде) соответственно. Дополнительной типоморфной особенностью хромдиопсида из кимберлитов является форма ИК-спектра в области 3200–3700 см<sup>-1</sup>, характеризующегося доминированием пика ~ 3640 см<sup>-1</sup> (см. рис. 2, 5).

Другие минералы-спутники алмаза – циркон, кианит, относящиеся к классу силикатов, а также апатит – надёжно идентифицируются под ИК-микроскопом по характеристическим линиям обертонов колебаний групп SiO<sub>4</sub> и PO<sub>4</sub> соответственно в области 1600–2200 см<sup>-1</sup> (см. таблицу). Вспомогательными диагностическими признаками этих минералов служат специфические линии валентных колебаний структурных ОН-групп в области 3200–3700 см<sup>-1</sup> (см. рис. 2; рис. 5). Важно отметить, что для каждого из вышеназванных минералов волновые числа полос поглощения, их количество и соотношение интенсивностей индивидуальны. Кроме того, с учётом положения и формы пика ОН-групп ~ 3280 см<sup>-1</sup> можно определить наличие в пробах такого минерала-спутника алмаза, как рутил (см. таблицу), характеризующегося преимущественно ионным типом химических связей, которые слабо проявлены в ИК-спектре [5].

Вместе с тем идентифицировать циркон, рутил, кианит, апатит из кимберлитовых источников по характеристикам ИК-спектров этих минералов достаточно сложно. Например, кристаллическая структура циркона из кимберлитовых трубок обладает совершенством и содержит гидроксильные группы. Это выражается наличием многочисленных чётких линий в области спектра 1800–2000 см<sup>-1</sup>, которые относятся к обертонам валентных

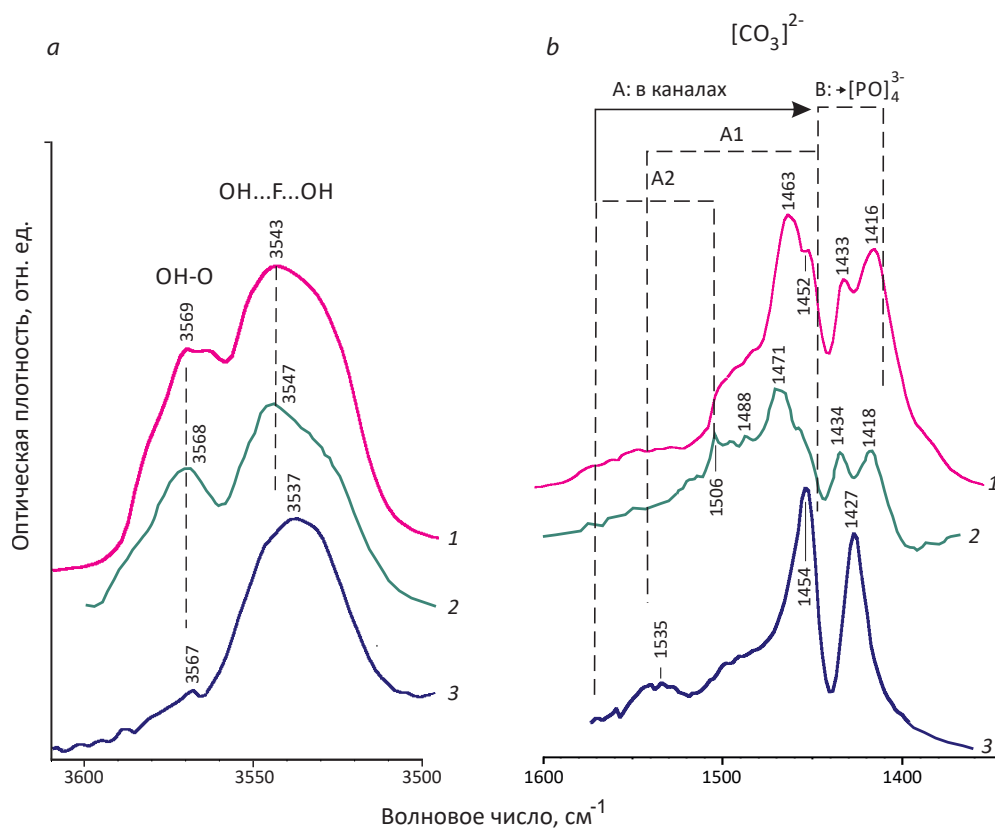


Рис. 5. Структурные примеси гидроксил- (а) и карбонат-ионов (б) в апатитах из кимберлитов Карелии (1), пород Ковдорского (2) и Хибинского (3) массивов по данным ИК-микроскопии

Fig. 5. Structural impurities of the hydroxyl (a) and carbonate (b) ions in apatites from kimberlites of Karelia (1) and from rocks of the Kovdor (2) and Khibiny (3) massifs, according to the IR microscopy data

Si–O колебаний кремнекислородного тетраэдра, а также пиков  $\sim 3380$  и  $3420$  см<sup>-1</sup>, связанных с колебаниями соответственно OH–ZrSi и OH–ZrZr-групп [10] (см. таблицу и рис. 2, б). Однако подобные спектральные характеристики типичны не только для кимберлитовых цирконов, но иногда отмечаются для цирконов из метаморфических пород и метасоматитов.

Рутил, как было показано нами ранее [6], характеризуется очень простым ИК-спектром с минимальным числом полос поглощения, достаточным для диагностики минерала, но не позволяющим выявить различия между его разновидностями.

Согласно предварительным данным, в качестве типоморфного признака кианита из кимберлитовых источников можно было бы

рассматривать специфические OH-дефекты в кристаллической структуре этого минерала. Как было показано ранее [10], в области  $3200$ – $3600$  см<sup>-1</sup> поляризованные ИК-спектры монокристаллов кианита мантийного генезиса из эклогитового ксенолита трубки Робертс Виктор (ЮАР) значительно отличаются от спектров кианита из высоко метаморфизованных голубых сланцев Дора Майра (Италия). Однако в спектрах случайно ориентированных зёрен этого минерала линии OH-групп проявлены очень слабо, что, по-видимому, связано с векторной природой их колебаний. В сочетании с естественной ориентировкой зёрен кианита под микроскопом (за счёт совершенной спайности) это может быть причиной резкого снижения интенсивности соответствующих пиков [6].

Апатит из кимберлитовых пород обычно характеризуется повышенным содержанием фтора. Спектры фторапатитов (см. рис. 5), записанные под ИК-микроскопом, содержат линию  $\sim 3537\text{--}3547\text{ см}^{-1}$ , характеризующую водородную связь гидроксильной группы с фтором, и линию  $3567\text{--}3659\text{ см}^{-1}$ , которая соответствует проявлению водородной связи гидроксильной группы с кислородом [12], а также пики в области  $1410\text{--}1570\text{ см}^{-1}$ , обусловленные примесями карбонат-ионов. Часть из них, в кристаллографически неэквивалентных позициях А1 и А2, располагается в каналах, образованных в структуре апатита катионами Са [11]. Карбонат-ионы другого типа, обозначаемого как В, замещают в кристаллической решётке минерала группы  $[\text{PO}_4]^{3-}$ . Как видно на рис. 5, апатит из кимберлитов Карелии (1) обнаруживает черты сходства и отличий с апатитом из щелочных магматических пород Ковдорского и Хибинского массивов (2 и 3). Так, спектры 1 и 2 достаточно похожи между собой и отражают колебания гидроксильных групп  $\text{OH}\dots\text{F}\dots\text{OH}$  и  $\text{OH}\text{--}\text{O}$ , а также карбонат-ионов А1-, А2- и В-типов. По сравнению с этим в спектре 3 апатита из Хибинского массива менее проявлены колебания групп  $\text{OH}\text{--}\text{O}$  и карбонат-ионов типа А2. Насколько значимы выявленные спектральные характеристики апатита из разных источников, покажут дальнейшие исследования, которые необходимо продолжить.

Таким образом, циркон, апатит, а также кианит и рутил, обнаруженные в шлиховых пробах под ИК-микроскопом, могут быть от-

несены к индикаторным минералам кимберлитов только в сочетании с находками алмаза или пироба, хромдиопсида, форстерита.

**Выводы.** Метод ИК-микроскопии позволяет надёжно и быстро диагностировать алмаз и большинство его минералов-спутников (за исключением пикроильменитов и хромшинелидов). Обычно анализируемые зёрна выкладываются в виде «дорожки» на светоотражающую поверхность и помещаются на столик микроскопа. Записывается спектр каждого из образцов, автоматически проводится его идентификация и определение характерных волновых чисел, которые обусловлены особенностями химического состава и кристаллической структуры минерала и позволяют судить об его коренных источниках.

Важнейшие индикаторные минералы кимберлитов определяются под ИК-микроскопом по характеристическим волновым числам их спектров: хромдиопсид – по  $1040\text{--}1060$ ,  $1540\text{--}1560$  и  $3640\text{ см}^{-1}$ , форстерит –  $2020\text{--}2030$  и  $3566\text{--}3572\text{ см}^{-1}$ , пироб –  $934\text{--}942\text{ см}^{-1}$ . При этом в спектральном диапазоне  $877\text{--}890\text{ см}^{-1}$  пиробы ультраосновного парагенезиса хромовой ассоциации отличаются от пиробов железотитановой ассоциации и пироб-альмандинов эцлогитового парагенезиса пониженными значениями волновых чисел ( $< 882\text{ см}^{-1}$ ).

Судить о коренных источниках других диагностированных под ИК-микроскопом минералов – энстатита, циркона, апатита, кианита и рутила – можно только при наличии в шлиховых пробах алмаза и кимберлитовых пиробов, хромдиопсидов и форстеритов.

## Список литературы

1. Геология и генезис алмазных месторождений. В 2-х кн. / Науч. ред. Б. М. Зубарев. – М. : ЦНИГРИ, 1989. – 424 с.
2. Годовиков А. А. Минералогия. – М. : Недра, 1975. – 519 с.
3. Плюснина И. И. Инфракрасные спектры минералов. – М. : Издательство Московского университета, 1977. – 176 с.
4. Хачатрян Г. К. Типоморфизм алмазов Якутии по данным ИК-спектроскопии // Геологические аспекты минерально-сырьевой базы АК «АЛРОСА». Современное состояние, перспективы, решения : сборник статей. – Мирный : Мирнинская городская типография, 2003. – С. 322–326.
5. Хачатрян Г. К., Анашкина Н. Е. Диагностические признаки рутила и касситерита из шлиховых проб по данным ИК-микроскопии // Руды и металлы. – 2024. – № 2. – С. 69–76.
6. Хачатрян Г. К., Анашкина Н. Е. Экспрессное определение полиморфных минералов в шлихо-





вых пробах методом ИК-микроскопии (на примере кианита, силлиманита, андалузита) // Отечественная геология. – 2024. – № 4. – С. 67–76.

7. Хачатрян Г. К., Колесникова Т. И. Методика исследования оливина и хромдиопсида с помощью ИК-Фурье микроскопа и возможности её использования при шлихо-минералогических поисках месторождений алмаза // Отечественная геология. – 2019. – № 3. – С. 63–73.
8. Хачатрян Г. К., Кряжев С. Г. Методика анализа породообразующих и аксессуарных минералов рудных месторождений с использованием ИК-Фурье микроскопа // Руды и металлы. – 2010. – № 5. – С. 64–73.
9. Хачатрян Г. К., Щербакова Т. Е., Колесникова Т. И. Методика исследования минералов-спутников алмаза с применением ИК-Фурье спектроскопии // Отечественная геология. – 2011. – № 4. – С. 76–85.

10. Beran A., Libowitzky E. Water in Natural Mantle Minerals II: Olivine, Garnet and Accessory Minerals // *Reviews in Mineralogy & Geochemistry*. – 2006. – V. 62. – P. 169–191.

11. Fleet M. E., Liu X., King P. L. Accommodation of the carbonate ion in apatite: An FTIR and X-ray structure study of crystals synthesized at 2–4 GPa // *American Mineralogist*. – 2004. – V. 89. – P. 1422–1432.
12. Santos R. V., Clayton R. The carbonate content in high-temperature apatite: An analytical method applied to apatite from the Jacupiranga alkaline complex // *American Mineralogist*. – 1995. – V. 80. – P. 336–344.
13. Skogby H., Bell D. R., Rossman G. R. Hydroxide in pyroxene: Variations in the natural environment // *American Mineralogist*. – 1990. – V. 75. – P. 764–774.

## References

1. Geologiya i genezisalmaznykh mestorozhdenii. V 2-kh kn. [Geology and genesis of diamond deposits. In 2 books], Moscow, TsNIGRI Publ., 1989, 424 p.
2. Godovikov A. A. Mineralogiya [Mineralogy], Moscow, Nedra Publ., 1975, 519 p.
3. Plyusnina I. I. Infrakrasnye spektry mineralov [Infrared spectra of minerals], Moscow, Moscow University Publishing House, 1977, 176 p.
4. Khachatryan G. K. Tipomorfizmalmazov Yakutii po dannym IK-spektroskopii [Typomorphism of diamonds of Yakutia according to IR spectroscopy data], *Geologicheskie aspekty mineral'no-syr'evoi bazy AK «ALROSA». Sovremennoe sostoyanie, perspektivy, resheniya. Sbornik statei [Geological aspects of the mineral and raw material base of JSC "ALROSA". Current state, prospects, solutions. A collection of articles]*, Mirnyi, Mirny city printing house, 2003, pp. 322–326. (In Russ.).
5. Khachatryan G. K., Anashkina N. E. Diagnosticheskie priznaki rutila i kassiterita iz shlikhovyykh prob po dannym IK-mikroskopii [Diagnostic features of rutile and cassiterite from heavy mineral concentrate samples according to the IR microscopy data], *Rudy i metally [Ores and Metals]*, 2024, No 2, pp. 69–76. (In Russ.).
6. Khachatryan G. K., Anashkina N. E. Ekspressnoe opredelenie polimorfnykh mineralov v shlikhovyykh probakh metodom IK-mikroskopii (na primere ki-anita, sillimanita, andaluzita) [Express determination of polymorphic minerals in slag samples by IR microscopy (on the example of kyanite, sillimanite, andalusite)], *Otechestvennaya geologiya [National Geology]*, 2024, No 4, pp. 67–76. (In Russ.).
7. Khachatryan G. K., Kolesnikova T. I. Metodika issledovaniya olivina i khromdiopsida s pomoshch'yu IK-Fur'e mikroskopa i vozmozhnosti ee ispol'zovaniya pri shlikho-mineralogicheskikh poiskakh mestorozhdenii almaza [Methods of study of olivine and chromium diopside with the help of IR-Fourier microscope and the possibility of its use in the search for diamond deposits], *Otechestvennaya geologiya [National Geology]*, 2019, No 3, pp. 63–73. (In Russ.).
8. Khachatryan G. K., Kryazhev S. G. Metodika analiza porodoobrazuyushchikh i aktsessornykh mineralov rudnykh mestorozhdenii s ispol'zovaniem IK-Fur'e mikroskopa [Methods of analysis of rock-forming and accessory minerals of ore deposits using an IR-Fourier microscope], *Rudy i metally [Ores and Metals]*, 2010, No 5, pp. 64–73. (In Russ.).
9. Khachatryan G. K., Shcherbakova T. E., Kolesnikova T. I. Metodika issledovaniya mineralov-sputnikov almaza s primeneniem IK-Fur'e spektroskopii [Methods of research of minerals-satellites

- of diamond with the application of IR-Fourier spectroscopy], *Otechestvennaya geologiya [National Geology]*, 2011, No 4, pp. 76–85. (In Russ.).
10. Beran A., Libowitzky E. Water in Natural Mantle Minerals II: Olivine, Garnet and Accessory Minerals, *Reviews in Mineralogy & Geochemistry*, 2006, V. 62, pp. 169–191.
  11. Fleet M. E., Liu X., King P. L. Accommodation of the carbonate ion in apatite: An FTIR and X-ray structure study of crystals synthesized at 2–4 GPa, *American Mineralogist*, 2004, V. 89, pp. 1422–1432.
  12. Santos R. V., Clayton R. The carbonate content in high-temperature apatite: An analytical method applied to apatite from the Jacupiranga alkaline complex, *American Mineralogist*, 1995, V. 80, pp. 336–344.
  13. Skogby H., Bell D. R., Rossman G. R. Hydroxide in pyroxene: Variations in the natural environment, *American Mineralogist*, 1990, V. 75, pp. 764–774.

---

**Хачатрян Галина Карленовна** (khachatryan\_g\_k@mail.ru)

доктор геолого-минералогических наук, старший научный сотрудник

**Анашкина Наталия Евгеньевна**

кандидат технических наук, научный сотрудник

Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт цветных и благородных металлов, г. Москва, Россия

## Исследователь золоторудных месторождений Григорий Моисеевич Левитан

### Gold ore deposits researcher Grigory M. Levitan



Григорий Моисеевич Левитан  
13.04.1933–26.10.2024

В октябре 2024 года ушёл из жизни Григорий Моисеевич Левитан, советский учёный-геолог, кандидат геолого-минералогических наук, лауреат премии Министерства геологии СССР 1987 года «За вклад в научно-технический прогресс в геологии». С его именем связаны знаковые работы Центрального научно-исследовательского геологоразведочного института цветных и благородных металлов (ЦНИГРИ) в области составления прогнозных карт основных золоторудных провинций СССР. Этой странице научной биографии Григория Моисеевича предшествовали разносторонние исследования различных геолого-промышленных типов золоторудных месторождений, проводившиеся в ЦНИГРИ с его участием. На рубеже XX и XXI вв. Г. М. Ле-

витан жил и работал в США. Одна из последних его значительных работ – книга «Gold Deposits of the CIS» (2008), написанная на английском языке и посвящённая проблематике изучения золоторудных месторождений стран Содружества Независимых Государств [7]. Появление монографии продиктовано желанием автора познакомить международное геологическое сообщество с представлениями отечественных геологов о систематике и генезисе крупнейших золоторудных месторождений Евразии. Эта цель была достигнута, особенно высоко оценили книгу иностранные коллеги, впоследствии работавшие на месторождениях СНГ, преимущественно в Средней Азии и Казахстане.

Геолог Левитан прожил долгую жизнь – 91 год, работал в самых разных регионах мира, был очень эрудирован и до последних дней интересовался проблемами современной геологической науки.

После окончания факультета геологии и разведки месторождений полезных ископаемых Московского геологоразведочного института им. С. Орджоникидзе (1956 г.) Г. М. Левитан более десяти лет работал в составе экспедиций Четвёртого геологического и Второго гидрогеологического управлений Министерства геологии СССР – вначале младшим геологом, прорабом-геологом, затем начальником партии, старшим геологом тематических партий. Районы работ – хребты Хехцир и Малый Хинган (Хабаровский край), центральная часть Северного Сихотэ-Алиня, Удский прогиб (Западное Приохотье). *«Занимались геологической съёмкой и изданием листов Государственной геологической карты с попутными поисками полезных ископаемых. О золоторудных месторождениях я знал только то немногое, что преподавалось в институте, и увлекался больше изучением извер-*



**Сотрудники ЦНИГРИ и ИГЕМ РАН в экспедиции на Урале, 1970-е годы:**

слева направо – Н. И. Бородаевский, Н. В. Петровская, Г. М. Левитан, М. И. Новгородова, А. А. Черемисин и дочка хозяев дома

*женных пород и региональной тектоникой, поскольку ни на одном из моих планшетов геологической карты никаких месторождений не было» [6]. Собранные в этот период интереснейшие материалы по магматизму и региональному строению мезозой Дальнего Востока Г. М. Левитан обобщил в кандидатской диссертации «Тектоника и магматизм Удского прогиба» (1968). Вскоре выяснилось, что его опыт и научные интересы востребованы в ЦНИГРИ.*

В дальнейшем руководителем младшего научного сотрудника Г. М. Левитана стал крупный специалист по золоторудным месторождениям Урала Николай Иванович Бородаевский, который и пригласил его в ЦНИГРИ. На самой первой встрече он объяснил молодому коллеге, что фонд легко открываемых месторождений золота практически исчерпан, а имеющиеся подходы к их поискам и прогнозу,

основанные преимущественно на геохимических методах, минералогических признаках, данных о гидротермально-метасоматических изменениях вмещающих пород и структурных особенностях рудных полей, недостаточны для прогнозирования и поисков новых объектов. Н. И. Бородаевский предложил попытаться связать многолетние данные о геологии месторождений Урала с имеющимися сведениями о магматизме и региональном строении Уральской складчатой системы. Эти идеи увлекли Г. М. Левитана: *«Следующие двадцать два года я проработал, занимаясь проблемами региональной золотоносности сначала Урала, а затем Тянь-Шаня и других складчатых областей».*

Исследования группы Н. И. Бородаевского отдела геологии ЦНИГРИ позволили уточнить особенности гранитоидных формаций восточного склона Среднего и Южного Урала



Лаборатория карты прогноза отдела благородных металлов ЦНИГРИ, конец 1980-х годов:

слева направо: 1-й ряд – Л. В. Михайлова, В. С. Зорина, Н. А. Фогельман, Е. А. Алекторова, Е. П. Миронов; 2-й ряд – И. Н. Егоров, Г. М. Левитан, ?, Д. А. Тимофеевский, Н. А. Ершова

в связи с их золотоносностью [4], типы золотого оруденения, их связь с магматизмом и положение в процессе развития уралид [3]. В 1974 году в журнале «Советская геология» вышла статья Н. И. Бородаевского и Г. М. Левитана «О некоторых закономерностях размещения золота в провинциях складчатых областей фанерозоя» [1]. А затем для Министерства геологии СССР при участии Г. М. Левитана была подготовлена методическая работа с типовыми условными обозначениями средне-масштабных карт прогноза на золоторудные месторождения для эвгеосинклинальных золотоносных провинций на примере Урала [2].

В 1979 году старший научный сотрудник Г. М. Левитан занял пост руководителя группы по изучению золотоносности восточной части Южного Тянь-Шаня. Результатом исследований стала разработка направлений поисковых и тематических работ, была обо-

снована необходимость переоценки известных золото-сурьмяных месторождений Зеравшано-Гиссарской зоны и выделен новый золото-карбонатный тип оруденения в Южной Киргизии. С 1981 года Григорий Моисеевич возглавлял лабораторию локального прогноза рудных полей и месторождений Средней Азии, Казахстана и Урала, а в 1983–1988 гг. – сектор (с 1986 г. лабораторию) «Прогнозной карты СССР по золоту». В тот период он работал над обоснованием выделения внутриконтинентальных складчатых систем в качестве специфического типа геотектонических структур, благоприятных для формирования крупных золоторудных месторождений. Как заместитель руководителя целевой программы создания прогнозных карт масштаба 1 : 500 000 для важнейших рудных районов территории СССР с качественной оценкой прогнозных ресурсов для разработки направлений геоло-

горазведочных работ он организовал составление прогнозных карт на золото Уральского, Казахстанско-Среднеазиатского, Сибирского и Дальневосточного регионов.

В 1990 году ведущий научный сотрудник ЦНИГРИ Г. М. Левитан перешёл на преподавательскую работу на кафедру полезных ископаемых Института повышения квалификации Мингео СССР по приглашению директора этого учреждения. В том же году было издано учебное пособие «Локальный прогноз и поиски золоторудных месторождений» [5], подготовленное Григорием Моисеевичем совместно с коллегой по ЦНИГРИ доктором геолого-минералогических наук Михаилом Михайловичем Константиновым.

## Список литературы

1. *Бородаевский Н. И., Левитан Г. М.* О некоторых закономерностях размещения золота в провинциях складчатых областей фанерозоя // Советская геология. – 1974. – № 9. – С. 72–77.
2. *Бородаевский Н. И., Левитан Г. М.* Типовые условные обозначения и методика составления среднемасштабных карт прогноза на золоторудные месторождения для эвгеосинклинальных золотоносных провинций (на примере Урала). – М. : ЦНИГРИ, 1975. – 61 с.
3. *Бородаевский Н. И., Левитан Г. М.* Типы золоторудения, их связь с магматизмом и положение в процессе геосинклинального развития уралид // Магматизм, метаморфизм и орудение в геологической истории Урала : Тезисы докладов Третьего Уральского петрографического совещания. – Свердловск, 1974. – С. 193–195.
4. *Ершова Н. А., Левитан Г. М.* Особенности гранитоидных формаций восточного склона Среднего и Южного Урала в связи с их золотоносностью // Магматизм, метаморфизм и орудение в геологической истории Урала : Тезисы докладов Третьего Уральского петрографического совещания. – Свердловск, 1974. – С. 130–132.
5. *Константинов М. М., Левитан Г. М.* Локальный прогноз и поиски золоторудных месторождений. – М. : ИПК Мингео СССР, 1990. – 114 с.
6. *Левитан Г. М.* Судьбоносная встреча / Геологи Мария и Николай Бородаевские. – М. : ЦНИГРИ, 1922. – С. 91–97.
7. *Levitan G. M.* Gold Deposits of the CIS. – Xlibris Corporation, 2008. – 352 p.

---

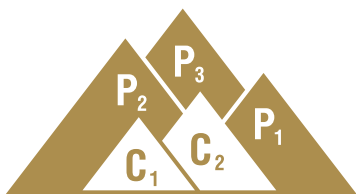
### Волчков Алексей Гордеевич

кандидат геолого-минералогических наук, начальник научно-методического отделения

**Сидорова Евгения Викторовна** (sidorova@tsnigri.ru)

кандидат биологических наук, научный сотрудник

Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт цветных и благородных металлов, г. Москва, Россия



# XIV

## МЕЖДУНАРОДНАЯ НАУЧНО-ПРАКТИЧЕСКАЯ КОНФЕРЕНЦИЯ

ГЕОЛОГИЯ, ПРОГНОЗ, ПОИСКИ И ОЦЕНКА  
МЕСТОРОЖДЕНИЙ АЛМАЗОВ, БЛАГОРОДНЫХ  
И ЦВЕТНЫХ МЕТАЛЛОВ

посвящённая 90-летию ЦНИГРИ (1935–2025)

15–18 апреля 2025 г., ФГБУ «ЦНИГРИ», г. Москва

## ПЕРВЫЙ ЦИРКУЛЯР

### ФГБУ «ЦНИГРИ»

Федеральное государственное бюджетное учреждение  
«Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт  
цветных и благородных металлов»

### ВАЖНЫЕ ДАТЫ

**25.10.2024**

открытие регистрации

**03.02.2025**

окончание регистрации и приема тезисов

**07.03.2025**

подтверждение включения докладов  
в программу конференции

**15–18.04.2025**

проведение конференции

### КОНТАКТЫ

Ученый Секретарь,  
к. г.-м. н. Фомина Марина Ивановна  
+7 (495) 315-4365 (доб. 121);

Цепелева Маргарита Сергеевна  
+7(495)315-4365 (доб. 173)

Москва, Варшавское шоссе, 129, корп. 1  
[www.tsnigri.ru](http://www.tsnigri.ru)

[conference@tsnigri.ru](mailto:conference@tsnigri.ru)  
[www.conf.tsnigri.ru](http://www.conf.tsnigri.ru)

## ПОЗДРАВЛЯЕМ С ЮБИЛЕЕМ



5 декабря 2024 г. отметила 75-летний юбилей выдающийся специалист в области петрографии и рудной минералогии, ведущий научный сотрудник ЦНИГРИ **Светлана Степановна Двуреченская**.

Научная биография С. С. Двуреченской началась в стенах Московского геологоразведочного института. После окончания альма-матер Светлана Степановна работала геологом в Приленской экспедиции, где занималась поисками и разведкой урановых месторождений. С 1979 года её трудовая деятельность связана с ЦНИГРИ.

С. С. Двуреченская руководила минералого-технологическим картированием ряда золото-серебряных объектов на Северо-Востоке России, разработкой оригинальной методики оконтуривания окисленных руд и выявлением зависимости их технологических свойств

от минерального состава. В 1987 году Светлана Степановна защитила кандидатскую диссертацию «Минералогия зоны гипергенеза одного из золото-серебряных месторождений Северо-Востока СССР».

В последние годы в фокусе внимания С. С. Двуреченской находятся минералого-петрографические исследования пород, руд и метасоматитов. Её работы открывают дорогу к созданию рациональных технологических схем обогащения золотосодержащих руд и расшифровке зональности околорудных метасоматических и минералогических ореолов при поисках. Это, в свою очередь, позволяет обосновать геолого-генетический и рудно-формационный типы оруденения и корректировать геолого-поисковые модели. Кроме того, значительную часть времени Светлана Степановна уделяет консультациям и помощи в работе молодым специалистам института.

С. С. Двуреченская – автор десятков научно-исследовательских отчётов и более 80 научных публикаций, в том числе статей в журналах «Mineralium Deposita» и «Ore Geology Reviews». Её книга «Гипергенные минералы серебряных месторождений», впервые изданная в 2001 году, внесла солидный вклад в теорию гипергенеза рудных месторождений и стала настольным пособием для минералогов, изучающих окисленные руды. Второе издание монографии, переработанное и дополненное, вышло в 2022 году.

Заслуги Светланы Степановны в развитии отрасли отмечены правительственными грамотами и отличиями: в 2013 г. она награждена почётным знаком «Отличник разведки недр», в 2019 г. – знаком «Почётный разведчик недр».

В 2024 году С. С. Двуреченская в составе группы соавторов (вместе с С. Г. Кряжевым и С. Г. Соловьёвым) стала лауреатом Премии имени С. С. Смирнова, присуждаемой Российской академией наук. Светлана Степановна была отмечена за цикл работ об условиях формирования магматогенно-гидротермальных систем месторождений меди, золота, вольфрама и железных руд.

Поздравляем Светлану Степановну Двуреченскую с юбилеем, желаем ей крепкого здоровья, семейного благополучия и новых успехов в научной деятельности.

Учёный совет ЦНИГРИ  
Редколлегия журнала



## ПОЗДРАВЛЯЕМ С ЮБИЛЕЕМ

1 января 2025 года отметила 85-летие **Ольга Васильевна Минина** – старший научный сотрудник отдела металлогении ЦНИГРИ, кандидат геолого-минералогических наук, один из ведущих специалистов в области прикладной металлогении, прогноза, поисков и оценки месторождений цветных и благородных металлов.

Основное направление деятельности О. В. Мининой – создание научно-методических основ прогнозирования месторождений цветных и благородных металлов, включая разработку геолого-поисковых моделей рудных районов, рудных полей и месторождений. В ЦНИГРИ Ольга Васильевна работает с 1968 года, в 1977 году она защитила диссертацию на соискание учёной степени кандидата геолого-минералогических наук.

Вдумчивый, высококвалифицированный исследователь, уникальный специалист в области металлогенического районирования и прогноза рудных месторождений, О. В. Минина внесла свой вклад в исследование колчеданных месторождений Южного и Среднего Урала (Октябрьское, Юбилейное, Подольское, Ново-Семёновское, им. III Интернационала, Красногвардейское и другие). Она принимала участие в комплексном изучении медно-порфировых месторождений на Урале (Салаватское, Михеевское), на Кавказе (Техут) и в Средней Азии (Калмакыр, Дальнее, Северо-Западный Балыкты, Кызата, Нижнекаульдинское).

С 2007 года О. В. Минина – ответственный исполнитель госконтрактных работ по созданию современных мелко-среднемасштабных основ прогноза медно-порфировых и сопряжённых золото-серебряных месторождений на территории РФ, в первую очередь на северо-востоке страны. Последующие геологоразведочные работы не раз успешно локализовали прогнозные ресурсы меди и золота категорий  $P_3$ ,  $P_2$  и  $P_1$  на площадях, которые были выделены по рекомендациям Ольги Васильевны.

Сейчас исследования О. В. Мининой сосредоточены в первую очередь на изучении строения комплексных медно-порфировых рудно-магматических систем. Эта научная работа делает возможным совершенствование методики прогноза и поисков медно-порфировых, а также сопряженных с ними скарновых и эпитермальных месторождений цветных и благородных металлов.

Ольга Васильевна подготовила более 180 печатных работ, в том числе доклады на научных конференциях. Она соавтор десятков отчётов по госконтрактным и договорным темам, один из составителей серии мелко- и среднемасштабных прогнозных карт: Лебединского рудно-россыпного узла – на коренное золото; Магаданской и Амурской областей, Хабаровского и Камчатского краёв, Чукотского АО, Уральского и Дальневосточного федеральных округов – на медно-порфировые руды.

О. В. Минина автор ряда крупных монографий, посвящённых медноколчеданным и медно-порфировым месторождениям, и целой серии методических руководств по их прогнозу, поискам и оценке. За многолетнюю трудовую деятельность Ольга Васильевна отмечена ведомственными почётными грамотами, удостоена звания лауреата премии Мингео СССР, а также знаков «300 лет горно-геологической службе России», «Отличник разведки недр» и «Почётный разведчик недр».

Поздравляем Ольгу Васильевну Минину с юбилеем, желаем здоровья, новых успехов на творческом пути.

Учёный совет ЦНИГРИ  
Редколлегия журнала



## Список статей, опубликованных в журнале «Руды и металлы» в 2024 г.

### Прикладная металлогения

**Макаров В. А., Бабинцев Н. А., Лосев В. И., Межубовский В. В., Сердюк С. С., Самородская М. А.**

Прогнозирование новых золотороссыпных объектов на юго-западном окончании Куртушибинской металлогенической зоны на основании цифрового анализа рельефа. – № 1. – С. 5–16.

**Самсонов А. А., Бурмистров А. А., Тельнов А. Е.** Минерально-сырьевой потенциал и комплексное использование природных и техногенных месторождений вольфрама Джидинского рудного поля (г. Закаменск, Республика Бурятия). – № 1. – С. 17–35.

**Аленичева А. А., Касаткин Н. С., Юрченко Ю. Ю., Зубова Т. Н., Шатов В. В., Сергеев С. А.**

Выявление новых объектов, перспективных на молибден-медно-порфировое оруденение, при создании Госгеолкарты-1000/3 на примере листов О-55, О-56 (Северное Приохотье, Магаданская область). – № 2. – С. 5–27.

### Методы и методики прогноза, поисков, оценки и разведки месторождений

**Ефанова Л. И., Ковальчук Н. С., Майорова Т. П.** Микропримеси в пирите золоторудных проявлений хребта Манитанырд (Полярный Урал). – № 2. – С. 28–45.

**Милаушкин М. В., Мальковец В. Г., Гибшер А. А., Яковлев И. В., Тычков Н. С.** Минералогия гранатов из кимберлитовой трубки Юбилейная и тела Отторженец. – № 2. – С. 46–54.

**Болонин А. В.**

Изотопный состав кислорода–углерода и стронция в первичных карбонатах мира: сводка данных и линейные тренды. – № 3. – С. 5–27.

**Хачатрян Г. К., Анашкина Н. Е.**

Применение ИК-Фурье микроскопии для исследования индикаторных минералов кимберлитов при шлихо-минералогических поисках месторождений алмаза. – № 4. – С. 78–90.

### Строение рудных месторождений

**Ганжа Г. Б., Арсентьева И. В.**

Поведение органического вещества и золота в условиях складчатых деформаций. – № 1. – С. 36–61.

**Степанов В. А., Мельников А. В.**

Геологические и изотопные реперы возраста месторождений Соловьёвского золоторудного центра Приамурской провинции. – № 1. – С. 62–77.

**Старостин И. А.**

«Скрытая» минералого-геохимическая зональность месторождения Кызык-Чадр (Республика Тыва) по данным лазерного микроанализа сульфидов. – № 1. – С. 78–102.

**Извекова А. Д., Дамдинов Б. Б., Рампилов М. О.** Редкоземельная минерализация в рудах Гурвунурского апатит-магнетитового месторождения (Озёрнинский рудный узел, Западное Забайкалье). – № 2. – С. 55–68.

**Мигачёв И. Ф., Звездов В. С., Конкин В. Д.**

Палеотектоническая позиция базальтоидных вулканоплутонических поясов с меднопорфировыми месторождениями. – № 3. – С. 28–46.

**Игнатов П. А., Иванов А. А., Малютин С. А., Попов Е. М.**

Дуговые разломы золоторудного поля Голден Вэлли зеленокаменного пояса Мидлендс (Зимбабве) и их роль в локализации оруденения. – № 3. – С. 47–57.

**Морохин А. И., Шумилова Т. Г., Светов С. А.**

Особенности вещественного состава первичных, смешанных и окисленных медных руд



в габброидах Волковского массива (Средний Урал, Россия). – № 3. – С. 58–81.

**Греку Е. Д., Калинин Ю. А., Сердюков А. Н., Наумов Е. А., Боровиков А. А., Рагозин А. Л., Гладков А. С.**

Минералого-геохимические особенности и золотоносность пирита и арсенопирита золоторудного месторождения Южные Ашалы (Восточный Казахстан). – № 4. – С. 5–36.

**Иванов А. И., Трушин С. И.**

Полигенное и полихронное золотое оруденение Среднего Урала: этапность проявления золотоносных гидротермально-метасоматических процессов. – № 4. – С. 38–65.

**Копылов М. И., Петухова Л. Л.**

Особенности строения и металлогения Гонжинского выступа по данным геолого-геофизических исследований. – № 4. – С. 66–77.

### **Вещественный состав и свойства пород и руд**

**Хачатрян Г. К., Анашкина Н. Е.**

Диагностические признаки рутила и касситерита из шлиховых проб по данным ИК-микроскопии. – № 2. – С. 69–76.

### **Информационные технологии в геологоразведочном процессе**

**Забелин А. В., Ратьков С. С.**

Опыт систематизации, централизации фондовых материалов геологоразведочного комплекса АК «АЛРОСА» (ПАО). – № 3. – С. 82–91.

### **Новости, информация**

Исследователь золоторудных месторождений Григорий Моисеевич Левитан. – № 4. – С. 91–94.

Поздравляем с юбилеем Двуреченскую С. С. – № 4. – С. 96.

Поздравляем с юбилеем Минину О. В. – № 4. – С. 97

**Список статей, опубликованных в журнале «Руды и металлы» в 2024 г. – № 4. – С. 98–99.**

Редакция: В. С. Жаркова, А. В. Зарицкий

Вёрстка: В. Ю. Козлова

Оригинал-макет: А. С. Рязанцева, В. Ю. Козлова

Фото на обложке (Метаторбернит под УФ-излучением):

[https://commons.wikimedia.org/wiki/File:Metatorbernite\\_under\\_UVL\\_1.jpg](https://commons.wikimedia.org/wiki/File:Metatorbernite_under_UVL_1.jpg)

Подписано в печать 26.12.24 г. Формат 290 × 205. Бумага листовая. Печать цифровая  
Отпечатано в ФГБУ «ЦНИГРИ»: 117545, г. Москва, Варшавское шоссе, 129, корп. 1

Адрес редакции:

117545, г. Москва, Варшавское шоссе, 129, корп. 1, ФГБУ «ЦНИГРИ»

Телефон: 8 (495) 315-28-47

E-mail: [rudandmet@tsnigri.ru](mailto:rudandmet@tsnigri.ru), [rudandmet@yandex.ru](mailto:rudandmet@yandex.ru)

Сайт: <http://www.rm.tsnigri.ru>

© «Руды и металлы», 2024