

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

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

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

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

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

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

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

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

Источник финансирования

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

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

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

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

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

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

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

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

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

Received 18.11.2021, accepted 24.12.2021

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

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

Funding information

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

ВВЕДЕНИЕ

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

Для большинства золоторудных проявлений ЗМЗ отмечается парагенетическая связь с малы-

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

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

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

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

КРАТКАЯ ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИЗУЧЕНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ТУКАН

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

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

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

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

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

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

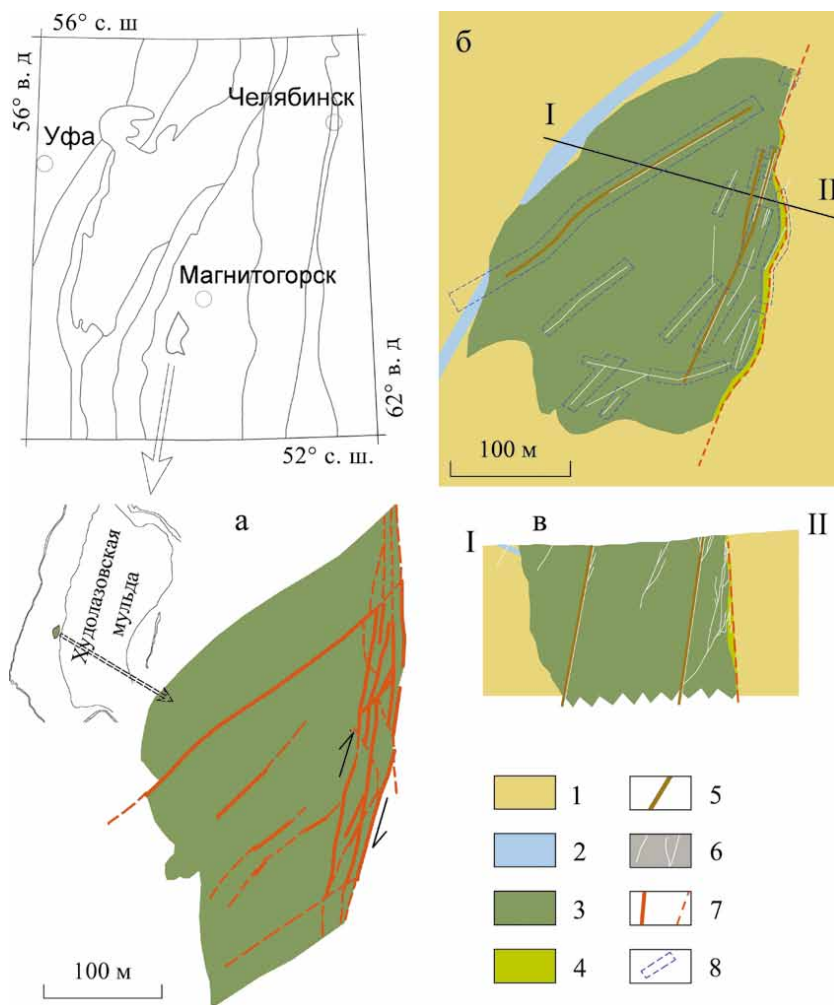


Рис. 1. Геологическое строение Туканского золотокварцевого месторождения.

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Геологическая и петрографическая характеристика

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

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

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

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

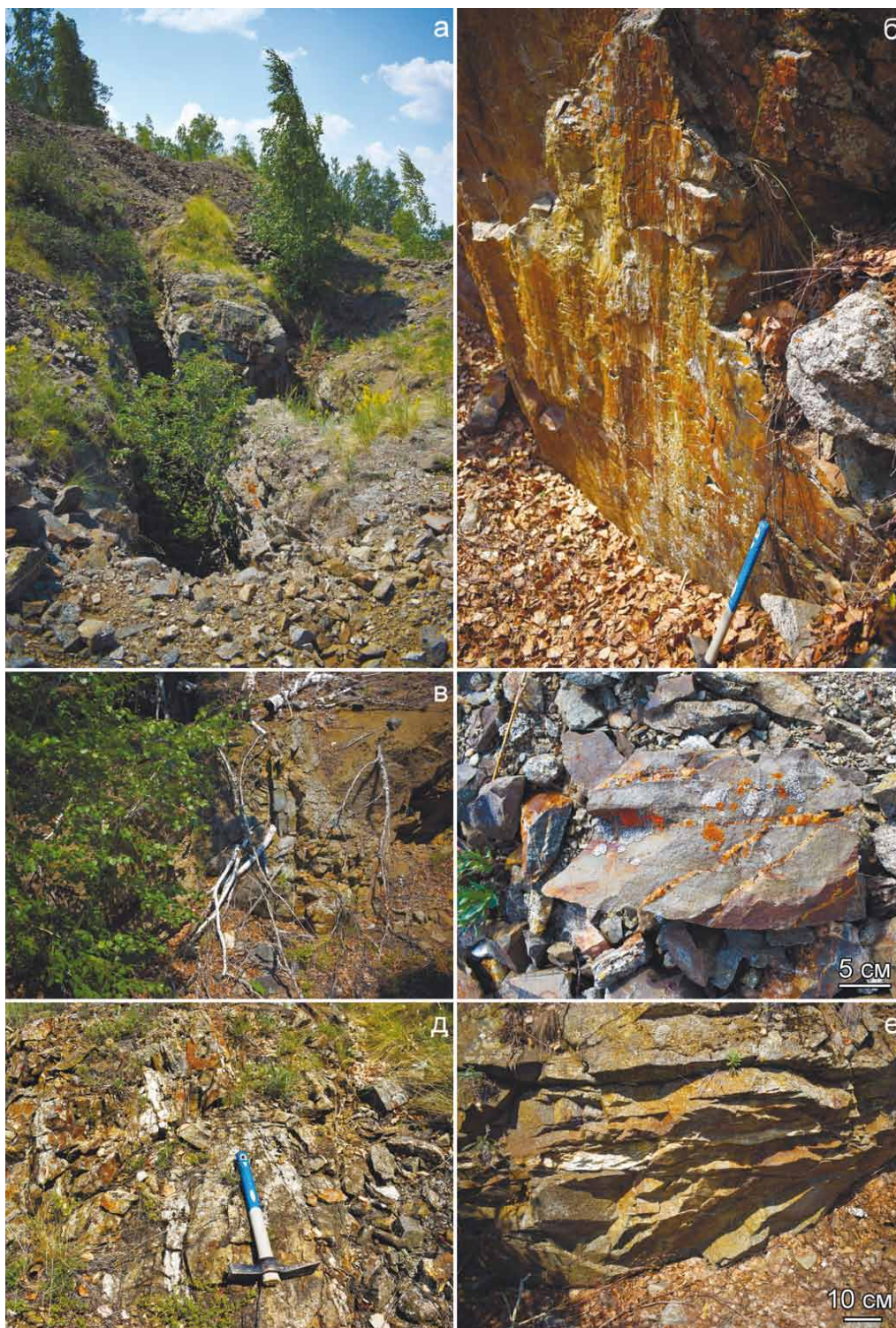


Рис. 2. Обнажения пород Тузанского месторождения.

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

Fig. 2. Outcrops of Tukan deposit.

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

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

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

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

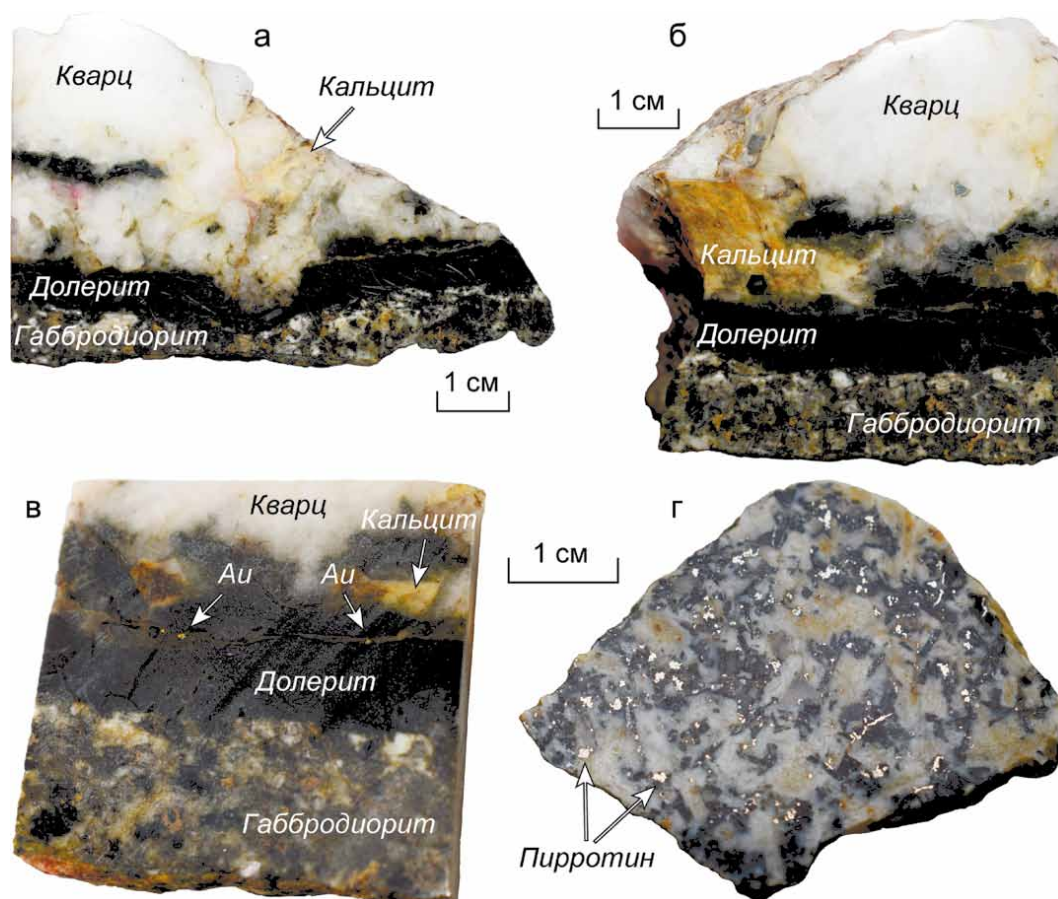


Рис. 3. Золотоносные жилы и вмещающие породы Туканского месторождения.

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

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

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

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

Химический состав пород

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

Рудная минералогия

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

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

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

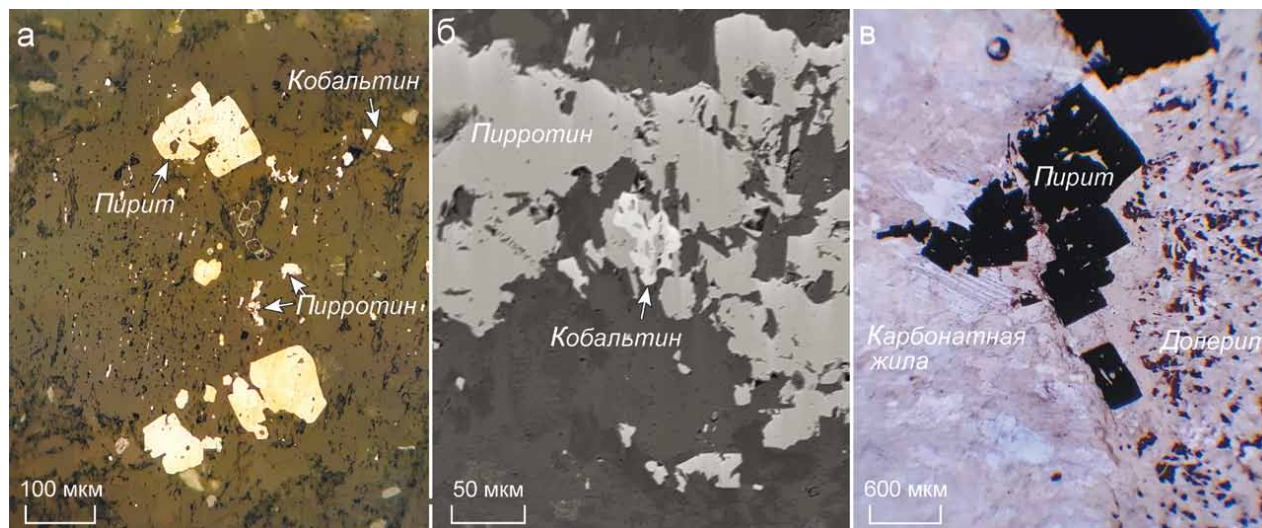


Рис. 4. Оптические (а, в) и электронное (б) изображения сульфидов в долеритах Туланского месторождения.

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

*Обр. D₁-3. **Обр. D₂-35.

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

*Sample D₁-3. **Sample D₂-35.

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

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

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

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

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

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

Условия образования золотокварцевых жил

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

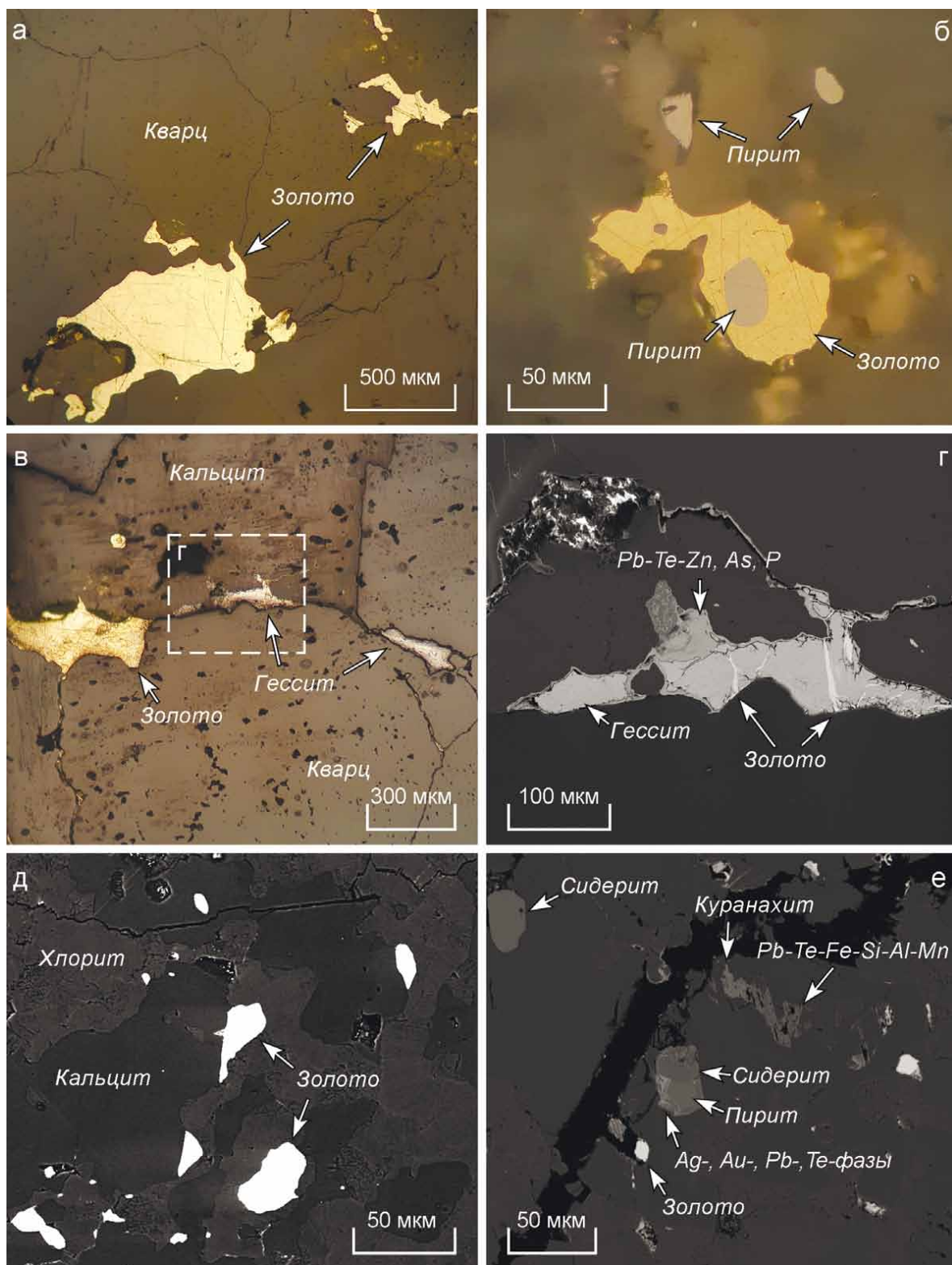
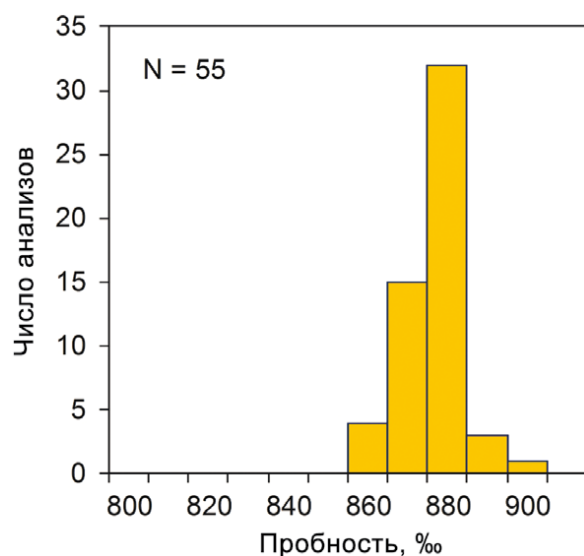


Рис. 5. Оптические (а–в) и электронные (г–е) изображения минералов Au, Ag, Pb в породах Туканского месторождения.

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

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

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

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

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

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

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

Рамановская спектроскопия

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

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

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

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

Примечание. Прочерк – не определялось.

Note. Dash – not determined.

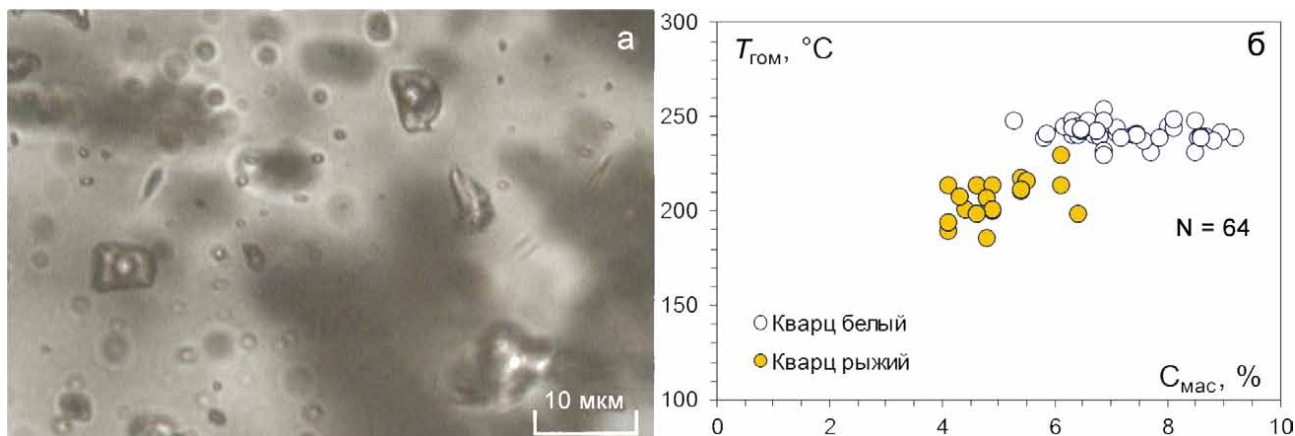
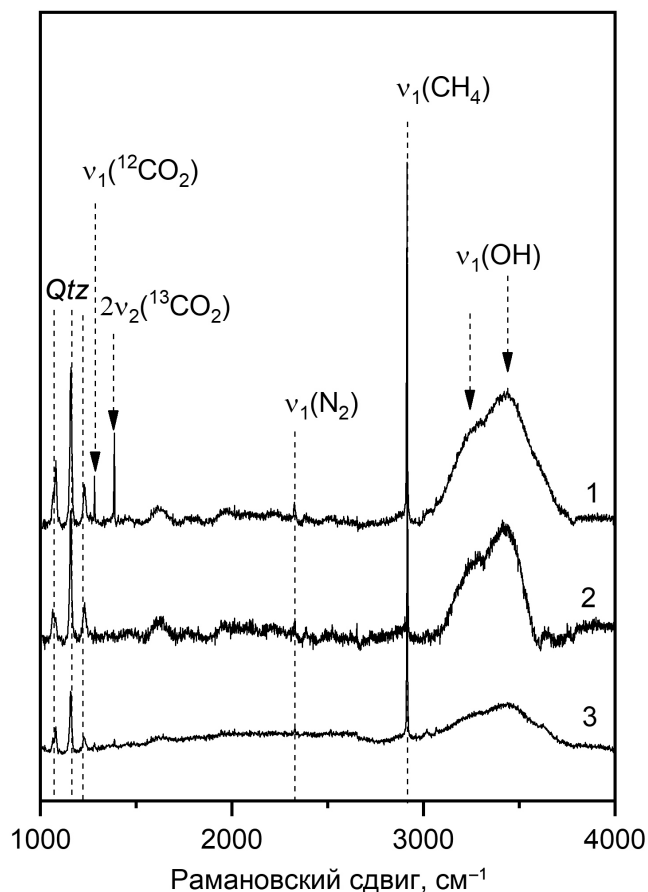


Рис. 7. Флюидные включения в кварце (а) и диаграмма соотношения в них температур гомогенизации ($T_{\text{гом}}$) и солёности ($C_{\text{мас}}$) (б), золотокварцевое месторождение Тулан.

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



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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

Примечание. Прочерк – не определялось.

Note. Dash – not determined.

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

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

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

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

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

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

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

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

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

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

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

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Многочисленные мелкие золоторудные месторождения и проявления Худолазовской мульды Западно-Магнитогорской зоны имеют сходное геологическое строение, что позволяет рассматривать их как единую рудную формацию. Самородное золото приурочено в основном к кварцевым жилам северо-восточного простирания, ассоциирующим с дайками роговообманковых долеритов улугуртауского комплекса (C_2). Впервые проведены минералого-геохимические исследования одного из золотокварцевых месторождений Худолазовской мульды – Туканского, приуроченного к кварцевым жилам и долеритовым дайкам, пересекающим габбро-диоритовую интрузию худолазовского комплекса (C_1). Полученные результаты подтвердили принадлежность руд Туканского месторождения к золотокварцевому типу. Впервые изученный состав самородного золота как в кварцевой жиле, так и в измененном долерите очень выдержан ($\text{Au} = 87.13 \pm 0.83$, $\text{Ag} = 12.86 \pm 0.82$ мас. %, пробность средняя – $871 \pm 8.3\%$), что свидетельствует о его образовании в течение единой стадии минералообразования. Термобарогеохимические исследования флюидных включений в зональной кварцевой жиле показали, что самородное золото отлагалось при температуре не менее 186–230°C из флюида с суммарной соленостью 4–8 мас. % NaCl -экв. Присутствие во флюидных включениях из золотоносного рыжеватого кварца газов CO_2 , N_2 и CH_4 , выявленное при помощи рамановской спектроскопии, свидетельствует об участии в минералообразовании, помимо магматогенного флюида, раствора из вмещающих пород. Низкое значение отношения $X(\text{CO}_2)/X(\text{CH}_4) \leq 0.7$ указывает на умеренно восстановленный характер рудообразующего флюида. В качестве источников золота рассматриваются долеритовые дайки улугуртауского комплекса, вероятен также вклад вмещающих пород.

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

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

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

- (2012) Quantitative determination of gaseous phase compositions in fluid inclusions by Raman microspectrometry. *Spectroscopy Lett.*, **45**(2), 156-160.
- Rakhimov I.R., Vishnevskii A.V., Saveliev D.E. (2021) Geochemical evolution of PGE-sulfide mineralization of the Khudolaz differentiated complex in the South Urals: The role of R-factor and hydrothermal alteration. *Ore Geol. Rev.*, **138**(11), 104411.
- Shaparenko E., Gibsher N., Tomilenko A., Sazonov A., Bul'bak T., Ryabukha M., Khomenko M., Silyanov S., Nekrasova N., Petrova M. (2021) Ore-Bearing Fluids of the Blagodatnoye Gold Deposit (Yenisei Ridge, Russia): Results of Fluid Inclusion and Isotopic Analyses. *Minerals*, **11**(10), 1090. <https://doi.org/10.3390/min11101090>
- Wilkinson J.J. (2001) Fluid inclusions in hydrothermal ore deposits. *Lithos*, **55**, 229-272.
- Williams S.A. (1978) Khinite, parakhinite, and dugganite, three new tellurates from Tombstone, Arizona. *Amer. Miner.*, **63**, 1016-1019.
- Kim A.A., Zayakina N.V., Makhotko V.F. (1990) Kuksite $Pb_3Zn_3Te^{6+}O_6(PO_4)_2$ and chernykhite $Pb_3Zn_3Te^{6+}O_6(VO_4)_2$ – new tellurates from the Kuranakh gold deposit (Central Aldan, southern Yakutia). *Zapiski VMO*, **119**(5), 50-57. (In Russ.)
- Kondratieva L.A., Anisimova G.S., Kardashevskaya V.N. (2021) Types of Tellurium Mineralization of Gold Deposits of the Aldan Shield (Southern Yakutia, Russia). *Minerals*, **11**(7), 698.
- Kuvaevskii Yu.L., Kraev Yu.P., Kuvaevskaya N.D. (1961) Geological structure of the region of the middle reaches of the Khudolaz river. Report of the Koltuban geological survey team for 1959–1960. In 3 vol. V. 1. Ufa, GosGeolFond, 190 p. (In Russ. unpublished)
- Lam A.E., Groat L.A. (1998) The crystal structure of dugganite, $Pb_3Zn_3Te^{6+}As_2O_{14}$. *Canad. Miner.*, **36**, 823-830.
- Maslov V.A., Artyushkova O.V. (2010) Stratigraphy and correlation of Devonian deposits of the Magnitogorsk megazone of the South Urals. Ufa, DesignPoligrafService Publ., 288 p. (In Russ.)
- Mills S.J., Kampf A.R., Kolitsch U., Housley R.M., Raudsepp M. (2010) The crystal chemistry and crystal structure of kuksite, $Pb_3Zn_3Te^{6+}P_2O_{14}$, and a note on the crystal structure of yafsoanite, $(Ca, Pb)_3Zn(TeO_6)_2$. *Amer. Miner.*, **95**(7), 933-938.
- Mironova O.F., Naumov V.B., Salazkin A.N. (1992) Nitrogen in Mineral-Forming Fluids. Gas Chromatography Determination on Fluid Inclusions in Minerals. *Geochem. Int.*, **7**, 979-991 (translated from *Geokhimiya*, **58**(9), 1359-1376).
- Petrovskaya N.V. (1973) Native gold. Moscow, Nauka Publ., 247 p. (In Russ.)
- Prieto A.C., Guedes A., Dória A., Noronha F., Jiménez J. (2012) Quantitative determination of gaseous phase compositions in fluid inclusions by Raman microspectrometry. *Spectroscopy Lett.*, **45**(2), 156-160.
- Puchkov V.N. (2010) Geology of the Urals and Cis-Urals (actual problems of stratigraphy, tectonics, geodynamics and metallogeny). Ufa, DesignPoligraphService Publ., 280 p. (In Russ.)
- Rakhimov I.R., Vishnevskii A.V., Saveliev D.E. (2021) Geochemical evolution of PGE-sulfide mineralization of the Khudolaz differentiated complex in the South Urals: The role of R-factor and hydrothermal alteration. *Ore Geol. Rev.*, **138**(11), 104411.
- Rebetsky Yu.L., Sim L.A., Marinin A.V. (2017) From glide mirrors to tectonic stresses. Methods and algorithms. Moscow, Geos Publ., 234 p. (In Russ.)
- Salikhov D.N., Berdnikov P.G. (1985) Late Paleozoic magmatism and mineralization of the Magnitogorsk megasynclorium. Ufa, BFAN USSR, 94 p. (In Russ.)
- Salikhov D.N., Kovalev S.G., Belikova G.I., Berdnikov P.G. (2003) Minerals of the Republic of Bashkortostan (gold). Pt 1. Ufa, Ecology Publ., 222 p. (In Russ.)
- Salikhov D.N., Pshenichnyi G.N. (1984) Magmatism and mineralization of the early consolidation zone of the Magnitogorsk eugeosyncline. Ufa, BFAN SSSR, 112 p. (In Russ.)
- Salikhov D.N., Kholodnov V.V., Puchkov V.N., Rakhimov I.R. (2019) Magnitogorsk zone of the South Urals at the Late Paleozoic: magmatism, fluid regime, metallogeny, geodynamics. Moscow, Nauka Publ., 392 p. (In Russ.)
- Seravkin I.B., Znamensky S.E., Kosarev A.M. (2001) Frac-

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