

УДК 553.24:553.41

DOI: 10.24930/1681-9004-2023-23-3-430-446

Минералогия и *P-T* условия образования метасоматических пород Вознесенского месторождения золота (Южный Урал)

С. Е. Знаменский

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

Поступила в редакцию 24.01.2023 г., принята к печати 07.04.2023 г.

Объект исследований. Минеральные ассоциации, химический состав минералов и условия формирования метасоматических пород Вознесенского месторождения золота, расположенного в зоне Главного Уральского разлома на Южном Урале. **Методы.** Изучение химического состава минералов производилось на сканирующем электронном микроскопе Tescan Vega Compact с энергодисперсионным анализатором Xplorer 15 Oxford Instruments. *P-T* параметры образования оценены с помощью хлоритового геотермометра и доломит-кальцитового геотермобарометра. **Результаты и выводы.** Выделены два типа метасоматических пород: 1) пропилиты, слагающие внешние зоны метасоматического ореола, и 2) березит-листвениты, распространенные в его внутренних частях и вмещающие золотое оруденение. Основными минералами пропилитов являются амфибол, ортоклаз, альбит и рипидолит. Амфибол представлен двумя генерациями, к ранней из которых относятся магнезиальная и актинолитовая роговая обманка, а к поздней – актинолит. Температура кристаллизации рипидолита (307–313°C) соответствует диапазону температур образования пропилитов альбит-актинолитовой фации. Березит-листвениты (ассоциация: кварц, альбит, хлорит, белая слюда и карбонат) сформировались при температуре 255–338°C и давлении 0.48–0.72 кбар. Показано, что золоторудная минерализация концентрировалась в наиболее высокотемпературных зонах ореола березит-лиственитовых изменений. Такие температурные условия существовали в дайках и их экзоконтактовых зонах, нарушенных разрывами. Светлая слюда в березит-лиственитах представлена серицитом и фенгитом, а карбонат – парагенезисом кальцита и доломит-анкерита. Хлорит по составу и времени образования разделяется на ранний железистый рипидолит и поздний пикнохлорит, обедненный Fe и обогащенный Si, что, возможно, связано с падением температуры в процессе минералообразования и ростом активности сульфидной серы во флюиде. В пикнохлорите по мере удаления от рудных тел увеличивается содержание Si и уменьшается количество Al^{IV}. Изменение состава пикнохлорита обусловлено снижением температуры. Результаты исследований свидетельствуют о формировании Вознесенского месторождения в мезотермальных условиях.

Ключевые слова: Южный Урал, золоторудное месторождение, пропилиты, березит-листвениты, *P-T* условия образования

Источник финансирования

Работа выполнена в рамках программы государственного заказа ИГ УФИЦ РАН № FMRS-2022-0011

Mineralogy and *P-T* conditions for the formation of metasomatic rocks of the Voznesenskoye gold deposit (Southern Urals)

Sergey E. Znamensky

Institute of Geology UFSC RAS, 450077, Ufa, K. Marks Str., 16/2, e-mail: Znamensky_Sergey@mail.ru

Received 24.01.2023, accepted 07.04.2023

Research subject. Mineral associations, their chemical composition, and formation conditions of metasomatic rocks of the Voznesenskoye gold deposit located in the area of the Main Ural Fault in the Southern Urals. **Methods.** The chemical composition of minerals was studied using a Tescan Vega Compact scanning electron microscope equipped with an Oxford Instruments Xplorer 15 energy-dispersive analyzer. The formation *P-T* parameters were estimated using a chlorite geothermometer and a dolomite-calcite geothermobarometer. **Results and conclusions.** Two types of metasomatic rocks were identified: 1) propylites, which make up the outer zones of the metasomatic aureole, and 2) beresite-listvenites, com-

Для цитирования: Знаменский С.Е. (2023) Минералогия и *P-T* условия образования метасоматических пород Вознесенского месторождения золота (Южный Урал). *Литосфера*, 23(3), 430–446. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2023-23-3-430-446>

For citation: Znamensky S.E. (2023) Mineralogy and *P-T* conditions for the formation of metasomatic rocks of the Voznesenskoye gold deposit (Southern Urals). *Lithosphere (Russia)*, 23(3), 430–446. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2023-23-3-430-446>

mon in its inner parts and hosting gold mineralization. The main propylite minerals were amphibole, orthoclase, albite, and ripidolite. Amphibole is represented by two generations, with the early generation comprising magnesian and actinolite hornblende and the late generation comprising actinolite. The crystallization temperature of ripidolite (307–313°C) corresponds to the temperature range of formation of propylites of the albite-actinolite facies. Beresite-listvenites (association: quartz, albite, chlorite, white mica, and carbonate) were formed at a temperature of 255–338°C and a pressure of 0.48–0.72 kbar. Gold ore mineralization was concentrated in the highest temperature zones of the halo of beresite-listvenite alterations. Such temperature conditions existed in dikes and their exocontact zones disturbed by ruptures. Light mica in beresite-listvenites is represented by sericite and phengite, and carbonate is a paragenesis of calcite and dolomite-ankerite. According to the composition and formation period, chlorite is differentiated into early ferruginous ripidolite and late pycnochlorite, depleted in Fe and enriched in Si, which is probably associated with a decrease in temperature during mineral formation and an increase in the activity of sulfide sulfur in the fluid. Along with an increase in the distance from the ore bodies, pycnochlorite exhibits greater contents of Si and lower contents of Al^{IV}. The observed changes in the pycnochlorite composition are related to a decrease in temperature. The research results indicate the formation of the Voznesenskoye deposit under mesothermal conditions.

Keywords: Southern Urals, gold deposit, propylites, beresite-listvenites, P-T conditions for the formation

Funding information

The work was carried out within the framework of the state order program IG UFITS RAS No. FMRS-2022-0011

ВВЕДЕНИЕ

Вознесенское месторождение золота, известное в архивных материалах также как Калкановское (Бородаевский, 1938ф), расположено в зоне Главного Уральского разлома на северном замыкании Магнитогорской мегазоны Южного Урала, в 10 км северо-западнее г. Учалы Республики Башкортостан (рис. 1). Золоторудная минерализация месторождения ассоциирует с комплексом параллельных даек, который входит в состав островодужной офиолитовой ассоциации гарцбургитового типа (Знаменский, Знаменская, 2022). Такая геодинамическая обстановка является необычной для месторождений золота Южного Урала и не описана в опубликованной литературе (Сазонов и др., 2001; Знаменский, 2009; Месторождение золота..., 2010; и др.).

Условия образования Вознесенского месторождения изучены слабо. Специальных исследований, направленных на изучение минералого-геохимических особенностей руд и околорудных метасоматитов, источников и физико-химических параметров минералообразующих флюидов месторождения, до настоящего времени не проводилось, вследствие чего его генезис и формационная принадлежность остаются не вполне понятными. В опубликованной работе (Знаменский, Знаменская, 2022) нами рассмотрены геологическое строение,

геохимия и геодинамические условия образования рудовмещающих пород месторождения.

В этой статье приведены новые данные по минеральным ассоциациям, химическому составу минералов и условиям образования метасоматических пород.

КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Вознесенское месторождение расположено в зоне серпентинитового меланжа, обрамляющего с востока Калканский гарцбургитовый массив. В этой зоне оно приурочено к блоку вулканогенных и интрузивных пород, слагающих фрагмент коровой части офиолитового разреза гарцбургитового типа (см. рис. 1). Блок состоит из нескольких тектонических пластин, которые ограничены разломами, крутопадающими на юго-восток. Разрез офиолитов в рудоносном блоке формируют такситовые габброиды и вулканогенные породы, интродуцированные серией субпараллельных даек. В зоне контакта вулканитов и габброидов часто присутствуют линзы серпентинитов. Габброиды, как правило, сильно дислоцированы. Вулканиты и породы дайковой серии деформированы значительно слабее.

Габброиды имеют неоднородное шпирово-полосчатое строение, обусловленное чередованием полос и наличием включений, которые сложены

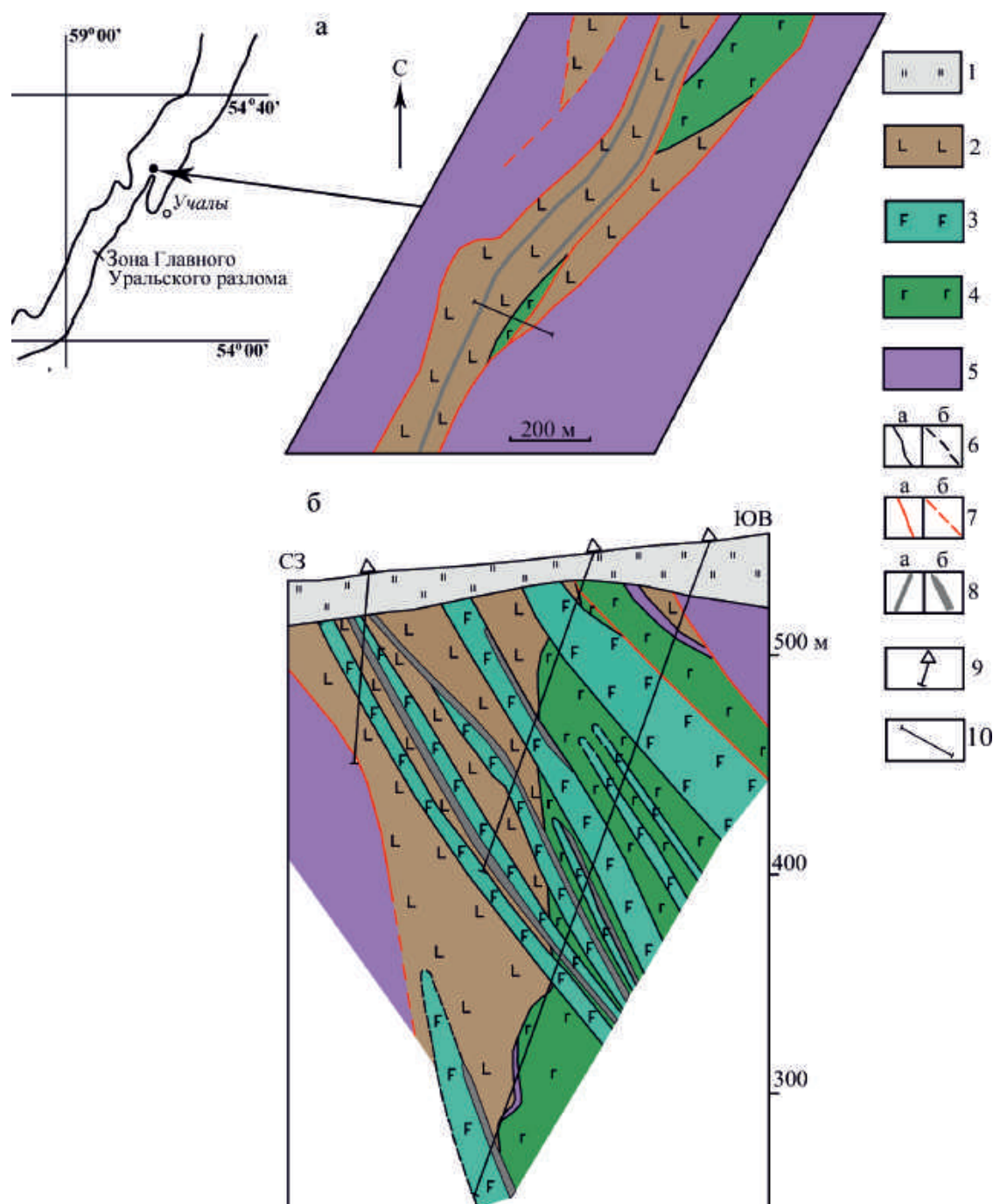


Рис. 1. Схема геологического строения (а) и разрез (б) Вознесенского месторождения по профилю 204 (Знаменский, Знаменская, 2022).

1 – кора выветривания; 2 – долериты, базальты, андезибазальты и их туфы; 3 – габбро-долериты, габбро-диориты и диориты; 4 – такситовые габброиды; 5 – серпентинизированные гарцбургиты и дуниты; 6 – геологические границы установленные (а) и предполагаемые (б); 7 – разломы установленные (а) и предполагаемые (б); 8 – рудные тела на схеме (а) и разрезе (б); 9 – скважины; 10 – линия геологического разреза.

Fig. 1. Scheme of the geological structure (a) and section (б) of the Voznesenskoye deposit along profile 204 (Znamensky, Znamenskaya, 2022).

1 – weathering crust; 2 – dolerites, basalts, basaltic andesites and their tufts; 3 – gabbro-dolerites, gabbro-diorites and diorites; 4 – taxite gabbroids; 5 – serpentinized harzburgites and dunites; 6 – geological boundaries identified (a) and assumed (б); 7 – faults identified (a) and assumed (б); 8 – ore bodies on the scheme (a) and sections (б); 9 – boreholes; 10 – line of the geological section.

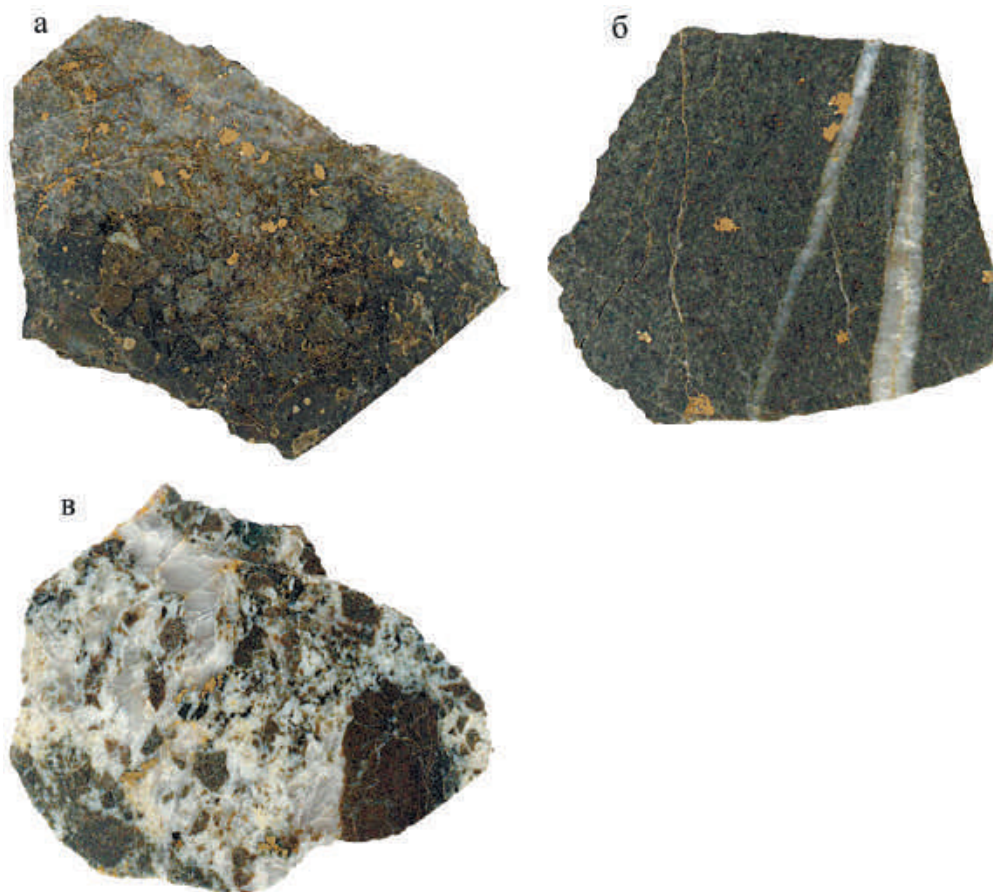


Рис. 2. Фотографии образцов прожилково-вкрапленной сульфидной минерализации (а), прожилковых сульфидно-кварцевых руд (б) и тектоно-метасоматических брекчий с гнездами сульфидов (в).

Fig. 2. Photographs of samples of veinlet-disseminated sulfide mineralization (a), veinlet sulfide-quartz ores (б), and tectonic-metasomatic breccias with sulfide pockets (в).

габбро-норитами, габбро и их роговообманковыми разновидностями, а также плагиоклазовыми клинопироксенитами. Такситовые габброиды изучены во многих гарцбургитовых массивах Урала, где они занимают нижнекоровую часть офиолитового разреза (Савельева, 1987).

Вулканогенные породы представлены афировыми и преобладающими плагиофировыми и пироксен-плагиофировыми базальтами и андезибазальтами с толеитовой, реже вариолитовой основной массой, долеритами с офитовой структурой, а также гравийно-псаммитовыми литокристаллокластическими туфами основного состава. По данным бурения, мощность толщи эффузивных и пирокластических пород составляет 150 м.

Комплекс субпараллельных даек представлен плагиофировыми и пироксен-плагиофировыми габбро-долеритами, габбро-диоритами и крайне редко кварцевыми диоритами. Мощность отдельных даек достигает 30 м.

Вулканыты и породы даек имеют нормальную щелочность и в основном толеитовый состав. На Южном Урале по геохимическим характеристикам они сопоставимы с вулканогенными породами баймак-бурибаевской свиты (D_1e_2), образующими в пределах Магнитогорской палеоостровной системы фронтальную островную дугу (Серавкин и др., 1992). Предполагается, что рудовмещающая офиолитовая ассоциация сформировалась в задуговом бассейне (Знаменский, Знаменская, 2022).

На месторождении разведано несколько рудных тел, представляющих собой линейные зоны прожилково-вкрапленной сульфидной (рис. 2а) и прожилковой сульфидно-кварцевой (рис. 2б) минерализации, которая концентрируется в дайках и их экзоконтактовых зонах. Контакты даек часто нарушены синрудными разрывами. О проявлении синрудных разрывных дислокаций свидетельствует присутствие в контактовых зонах тектоно-метасоматических брекчий, состоящих из

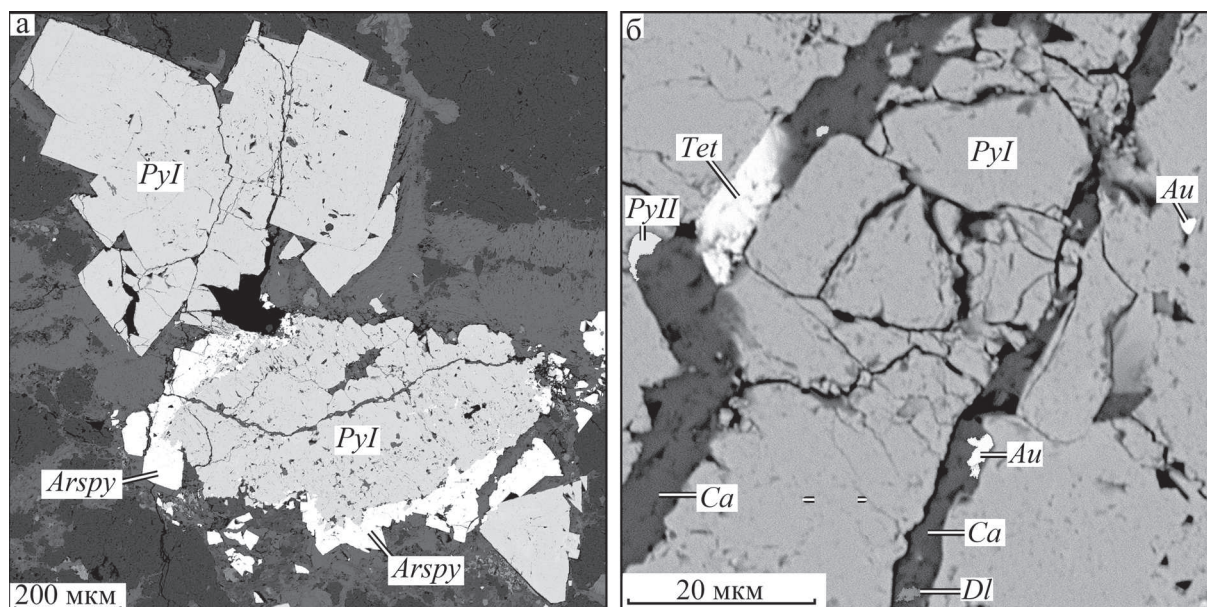


Рис. 3. Рудные минералы Вознесенского месторождения. Изображения в обратнорассеянных электронах.

а – агрегаты мышьяковистого пирита первой стадии рудообразования с коррозионными каймами арсенопирита; б – выделения пирита, тетраэдрита и самородного золота второй стадии рудообразования в кальците, выполняющем зоны дробления в мышьяковистом пирите.

Здесь и на рис. 5, 8: *Py* – пирит первой (*PyI*) и второй (*PyII*) стадий рудообразования, *Arspy* – арсенопирит, *Tet* – тетраэдрит, *Au* – самородное золото, *Ca* – кальцит, *Df* – доломит-анкерит, *Cpx* – клинопироксен, *Pl* – альбитизированный плагиоклаз, *Akt* – актинолит, *Hb* – магнезиальная и актинолитовая роговая обманка, *Ab* – альбит, *Kfs* – калиевый полевой шпат, *Ri* – рипидолит, *Pi* – пикнохлорит, *Ser* – серицит, *Car* – карбонат, *Q* – кварц, *Ap* – апатит, *Tit* – титанит, *Ru* – рутил.

Fig. 3. Ore minerals of the Voznesenskoye deposit. Images in back-scattered electrons.

а – aggregates of arsenic pyrite of the first stage of ore formation with corrosive rims of arsenopyrite; б – segregations of pyrite, tetrahedrite and native gold of the second stage of ore formation in calcite, which fills the crushing zones in arsenic pyrite.

Here and in Fig. 5, 8: *Py* – pyrite of the first (*PyI*) and second stages of ore formation (*PyII*), *Arspy* – arsenopyrite, *Tet* – tetrahedrite, *Au* – native gold, *Ca* – calcite, *Df* – dolomite-ankerite, *Cpx* – clinopyroxene, *Pl* – albitized plagioclase, *Akt* – actinolite, *Hb* – magnesio and actinolitic hornblende, *Ab* – albite, *Kfs* – potassium feldspar, *Ri* – ripidolite, *Pi* – pycnochlorite, *Ser* – sericite, *Car* – carbonate, *Q* – quartz, *Ap* – apatite, *Tit* – titanite, *Ru* – rutile.

обломков метасоматически измененных вмещающих пород и цемента обычно кварцевого состава с гнездами сульфидов (см. рис. 2в). Количество сульфидов в рудных интервалах не превышает 5–7 об. %. Содержание Au в рудах невысокое. По данным геологов ОАО “Башкиргеология”, проводивших в 2012–2014 гг. поисковые работы, на месторождении оно не превышает 3.5 г/т.

Формирование рудной минерализации происходило в течение двух основных стадий. На ранней стадии образовались мышьяковистый пирит (0.38–0.84 мас. % As), сернистый арсенопирит ($S/As = 1.12–1.19$), молибденит, обогащенный Fe (7.25–8.07 мас. %) и халькопирит. Мышьяковистый пирит является главным минералом руд (рис. 3а). Он представлен отдельными кристаллами размером до 2–3 мм, а чаще всего их скоплениями, слагающими гнезда и прожилки. Как правило, пирит содержит включения сложной формы минералов березит-лиственитовой ассоциации: хлорита (пик-

нохлорита), альбита, апатита, рутила и титанита. Арсенопирит, второй по распространенности минерал руд, обычно образует коррозионные каймы, замещающий пирит (см. рис. 3а). Иногда он присутствует в виде самостоятельных кристаллов призматической формы размером 100–300 мкм. С помощью геотермометра С.Д. Скотта (1984) нами оценена температура образования арсенопирита, она ориентировочно составляет 318–380°C. Молибденит и халькопирит встречаются в рудах крайне редко. Молибденит вместе с кварцем залечивает микро трещины в пирите, образуя пластинчатые выделения размером до 50 мкм. Халькопирит представлен включениями в пирите, имеющими сложную форму и расплывчатые границы. Размер включений не превышает первых десятков мкм.

Мышьяковистый пирит и арсенопирит обычно в той или иной степени катаклазированы, вплоть до образования брекчий, в которых обломки сульфидов сцементированы карбонатным или кварц-

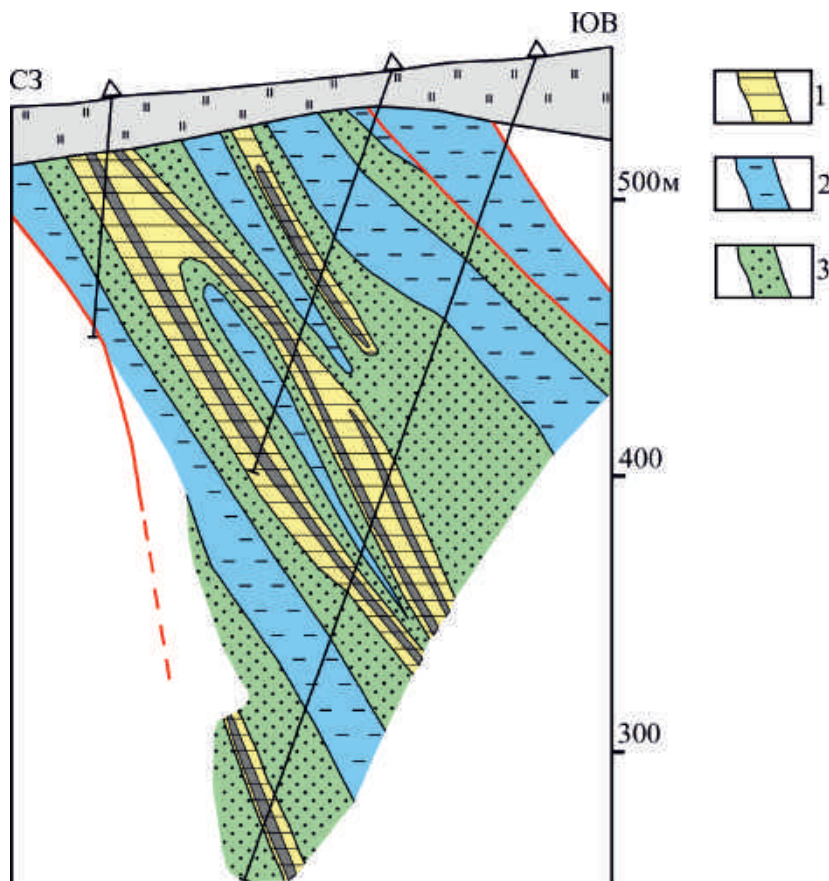


Рис. 4. Схема метасоматической зональности Вознесенского месторождения по профилю 204.

1 – березит-листвениты; 2 – пропилиты, 3 – переходные зоны, содержащие минеральные ассоциации березит-лиственитов и пропилитов. Остальные условные обозначения – см. рис. 1.

Fig. 4. Scheme of metasomatic zoning of the Voznesenskoye deposit along profile 204.

1 – beresite-listvenites; 2 – propylites, 3 – transitional zones containing mineral associations of beresite-listvenites and propylites. For other symbols, see Fig. 1.

альбит-карбонатным материалом. В зонах дробления, развитых в пирите, встречаются минералы поздней стадии рудообразования (см. рис. 3б): пирит, обогащенный Sb (0.28–0.31 мас. %), Fe-сфалерит, Zn-Fe-тетраэдрит и самородное высокопробное золото (952–997), содержащее примесь Cu и Ag. Минералы этой стадии, относящиеся к разряду редких, образуют выделения размером в первые десятки мкм в тесном сростании с карбонатом (доломит-анкеритом и кальцитом).

В производственных отчетах (Латыпов, 2014ф) указывается также на присутствие в составе руд галенита и антимонита. Нами они не обнаружены. Возможно, это связано с тем, что перечисленные сульфиды отсутствовали в изученных образцах, но могут быть установлены при изучении других образцов.

По нашим данным, на месторождении распространены метасоматические породы двух типов:

1) пропилиты, слагающие внешние зоны околорудного ореола, и 2) березит-листвениты, распространенные в его внутренних частях (рис. 4). Значительную часть объема метасоматического ореола составляют переходные зоны, в пределах которых развиты минеральные ассоциации как пропилитов, так и березит-лиственитов. Золоторудная минерализация локализована в березит-лиственитах, которые образуют линейные крутопадающие зоны мощностью до 30 м, имеющие длину по простиранию до 1.5 км и по падению до 350 м.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Электронно-микроскопические исследования минералов и определение их химического состава проводились в Институте геологии УФИЦ РАН на сканирующем электронном микроскопе

Tescan Vega Compact с энергодисперсионным анализатором Xplorer 15 Oxford Instruments (аналитик С.С. Ковалев). Обработка спектров производилась автоматически при помощи программного пакета Az Tec One с использованием методики TrueQ. При съемке использованы следующие установки: ускоряющее напряжение 20 кВ, ток зонда ЧНА, время накопления спектра в точке 60 с в режиме «Point & I D», диаметр пучка составлял ≈ 3 мкм. При анализе использовался встроенный комплект эталонов Oxford Instruments Standards, представленный природными и синтетическими соединениями.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Пропилиты

Пропилитизации на месторождении подверглись как интрузивные, так и вулканогенные и вулканогенно-обломочные породы. Обычно в пропилитах сохраняются реликты минералов и текстурно-структурные особенности протолита. По результатам оптических и электронно-микроскопических исследований в ореоле пропилитовых изменений установлены следующие минералы: амфибол, хлорит, калиевый полевой шпат и альбит (рис. 5а, б).

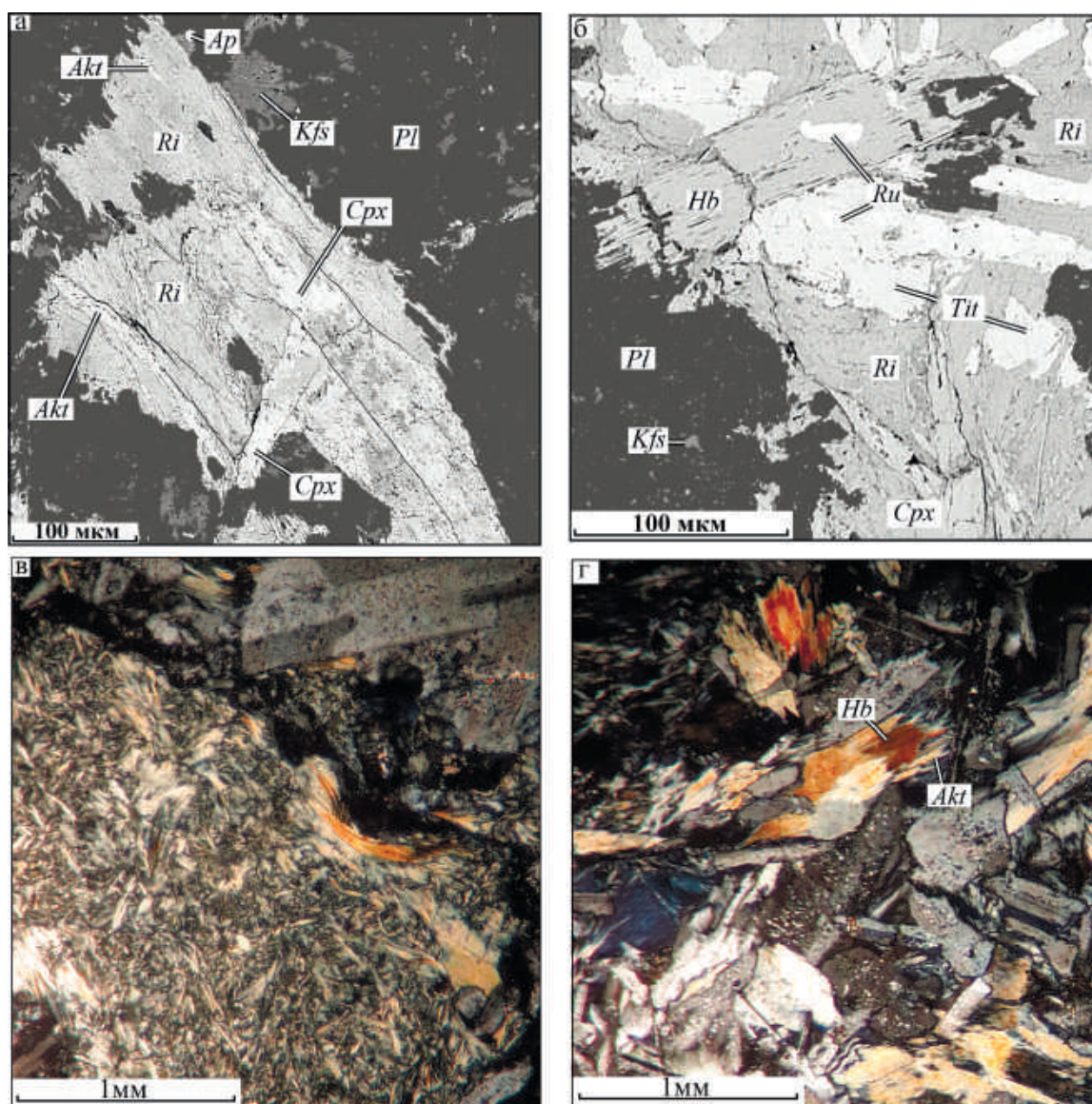


Рис. 5. Минералы пропилитов Вознесенского месторождения.

Изображения а, б – в обратнорассеянных электронах, в, г – в проходящем поляризационном свете. а, б – минералы, образовавшиеся в габбро-диорите по клинопироксену и плагиоклазу; в – хлорит-актинолитовый прожилок в диорите; г – замещение актинолитом роговой обманки.

Fig. 5. Minerals of propylites of the Voznesenskoye deposit.

Images a, б – in back-scattered electrons, в, г – in transmitted polarization light. a, б – minerals formed in gabbro-diorite after clinopyroxene and plagioclase; в – chlorite-actinolite veinlet in diorite; г – actinolite replacement of hornblende

В незначительных количествах присутствуют также кварц, титанит, рутил, ильменит, иногда пирит, кобальтин, апатит и карбонат. Выяснить пространственные вариации состава пропилитов, используя редкую сеть поисковых скважин, нам не удалось.

Амфибол, согласно классификации Б.Е. Лике (Leake, 1978), по химическому составу разделяется на три разновидности: магнезиальную роговую обманку (7.04–7.22 а.ф.е. Si, 0.76–0.92 Mg/(Mg + Fe²⁺)), актинолитовую роговую обманку (7.26–7.46 а.ф.е. Si, 0.65–0.87 Mg/(Mg + Fe²⁺)) и актинолит (7.52–7.57 а.ф.е. Si, 0.51–0.22 Mg/(Mg + Fe²⁺)) (табл. 1, рис. 6). Амфибол развивается по магматическому клинопироксену, стеклу эффузивных и цементу вулканогенно-обломочных пород. Для магнезиальной и актинолитовой роговой обманки характерны выделения в основном призматической формы размером до 1 мм часто в сростании с рутилом и титанитом. Актинолит представлен преимущественно игольчатыми агрегатами, которые нередко вместе с хлоритом слагают прожилки (см. рис. 5в). Возрастные

соотношения магнезиальной и актинолитовой роговой обманки не установлены. Актинолит формировался позднее и замещает обе разновидности роговой обманки (см. рис. 5г). Содержание TiO₂ в магнезиальной роговой обманке составляет 0.27–1%, в актинолитовой роговой обманке – 0.17–0.37%, в актинолите – 0.19–0.24 мас. %. Все амфиболы имеют небольшую примесь марганца. Обе разновидности роговой обманки содержат также в незначительных количествах натрия. В магнезиальной роговой обманке присутствует калий.

Хлорит замещает в пропилитах темноцветные минералы протолита, роговую обманку, стекло эффузивных и цемент вулканогенно-обломочных пород и выполняет прожилки. Он образует главным образом мелкочешуйчатые агрегаты. По химическому составу хлорит относится к рипидолиту (5.53–5.59 а.ф.е. Si, 0.46–0.53 Fe/(Fe + Mg)) (табл. 2, рис. 7). В небольших количествах в нем присутствуют хром, марганец, кальций и ванадий. Температура образования рипидолита, рассчитан-

Таблица 1. Химический состав (мас. %) амфибола пропилитов и его кристаллохимические характеристики

Table 1. Chemical composition (wt %) of propylite amphibole and its crystal chemical characteristics

Компонент	Магнезиальная роговая обманка		Актинолитовая роговая обманка		Актинолит	
	Пределы	Среднее (n = 5 ан.)	Пределы	Среднее (n = 5 ан.)	Пределы	Среднее (n = 3 ан.)
SiO ₂	49.11–50.27	49.78	49.43–51.73	50.88	51.64–51.67	51.65
TiO ₂	0.27–1.0	0.53	0.17–0.37	0.36	0.19–0.24	0.21
Al ₂ O ₃	4.26–5.39	4.77	3.54–3.75	3.63	3.09–3.16	3.14
FeO	16.98–20.13	18.84	18.06–19.65	18.52	22.6–22.71	22.65
MnO	0.42–0.58	0.52	0.39–0.67	0.48	0.71–0.82	0.78
MgO	12.1–13.46	12.96	12.1–13.45	12.83	9.1–9.6	9.4
CaO	9.68–10.74	10.13	9.65–10.76	10.3	10.93–10.94	10.94
Na ₂ O	0–0.67	0.21	0–0.67	0.22		
K ₂ O	0–0.23	0.13				
Сумма	97.01–98.88	97.97	95.81–98.75	97.27	98.58–98.82	98.73
Si	7.04–7.22	7.09	7.26–7.46	7.32	7.52–7.57	7.56
Al	0.72–0.85	0.78	0.6–0.62	0.61	0.52–0.55	0.54
Fe ³⁺	0.87–2.08	1.69	0.87–1.51	1.43	0.84–0.96	0.91
Fe ²⁺	0.23–1.39	0.57	0.4–1.39	0.8	1.79–1.93	1.87
Mg/(Mg + Fe ²⁺)	0.76–0.92	0.85	0.65–0.87	0.78	0.51–0.52	0.53

Примечание. Формульные коэффициенты рассчитаны на 13 катионов (без Ca, Na и K). Количество Fe³⁺ и Fe²⁺ определено по балансу зарядов.

Note. Formula coefficients are calculated for 13 cations (without Ca, Na and K). The amount of Fe³⁺ and Fe²⁺ was calculated from the charge balance.

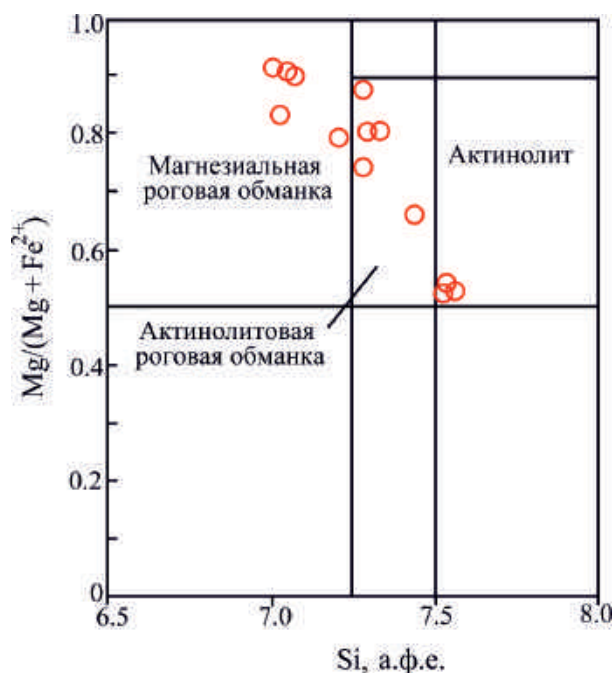


Рис. 6. Классификационная диаграмма (Leake, 1978) для амфибола пропилитов.

Fig. 6. Classification diagram (Leake, 1978) for propylite amphibole.

ная с помощью хлоритового геотермометра (Kranidiotis, MacLean, 1987), составляет 307–313°C ($T_{\text{ср.}} = 311^\circ\text{C}$, $n = 5$).

Калиевый полевой шпат развивается по плаггиоклазу протолита и выполняет прожилки, что указывает на его гидротермально-метасоматическое происхождение. По химическому составу калиевый полевой шпат соответствует барийсодержащему ортоклазу (SiO_2 – 62.71–65.27, Al_2O_3 – 17.81–19.23, K_2O – 15.15–16.25, FeO – 0.26–0.72, BaO – 0.31–0.56 мас. %, $n = 6$ ан.). Альбит замещает плаггиоклаз.

Березит-листвениты

Основными породообразующими минералами березит-лиственитов являются хлорит, светлая слюда, карбонат, альбит и кварц. В виде редких мелких чешуй присутствует биотит. Акцессорные минералы, так же как и в пропилитах, представлены титанитом, апатитом, рутилом и ильменитом. Кроме того, здесь появляется монацит. Апатит содержится в березит-лиственнитах в значительно большем количестве. Березит-лиственитовые изменения установлены во всех типах пород месторождения.

Наиболее интенсивным метасоматическим преобразованиям подверглись породы рудовмещаю-

Таблица 2. Химический состав (масс. %) хлорита пропилитов и березит-лиственитов и его кристаллохимические характеристики

Table 2. Chemical composition (wt %) of propylite and beresite-listvenite chlorite and its crystal chemical characteristics

Компонент	Пропилиты		Березит-листвениты					
	Рипидолит		В пределах рудных тел				В безрудных зонах	
			Рипидолит		Пикнохлорит		Пикнохлорит	
	Пределы	Среднее ($n = 5$ ан.)	Пределы	Среднее ($n = 5$ ан.)	Пределы	Среднее ($n = 6$ ан.)	Пределы	Среднее ($n = 8$ ан.)
SiO_2	25.0–26.63	26.06	24.15–24.56	24.4	26.58–27.12	27.02	28.08–28.87	28.46
TiO_2	0–0.41	0.22					0–0.4	0.08
Al_2O_3	17.74–19.69	19.25	18.8–20.68	19.63	17.9–18.71	18.26	15.83–19.4	18.13
Cr_2O_3	0–0.13	0.03						
FeO	24.18–28.61	25.87	30.98–34.87	3.36	24.93–26.17	25.52	23.45–26.85	24.91
MnO	0.21–0.38	0.29	0.37–0.66	0.48	0.22–0.43	0.32	0.37–0.71	0.58
MgO	13.72–16.08	15.08	8.32–9.55	8.92	15.2–16.22	15.56	14.39–17.69	16.42
CaO	0.09–0.14	0.11	0–0.11	0.02			0–0.11	0.01
V_2O_3	0–0.16	0.06			0–0.21	0.11	0–0.14	0.05
Сумма	84.22–89.2	86.96	85.53–87.79	86.81	85.62–87.84	86.82	85.62–90.77	88.89
Si	5.53–5.59	5.58	5.46–5.5	5.48	5.75–5.81	5.79	5.85–6.09	5.94
Fe^{2+}	4.35–5.04	4.62	5.77–6.5	6.25	4.47–4.68	4.56	4.08–4.69	4.34
Mg	4.36–5.06	4.81	2.77–3.18	2.99	4.85–5.1	4.96	4.48–5.42	5.09
Al^{IV}	2.4–2.47	2.42	2.5–2.54	2.52	2.25–2.48	2.38	1.91–2.14	2.06
$\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$	0.46–0.53	0.49	0.65–0.7	0.68	0.47–0.49	0.48	0.44–0.51	0.47
$T, ^\circ\text{C}$	307–313	311	333–338	336	287–293	289	255–280	271

Примечание. Формульные коэффициенты рассчитаны на 10 (O). $T, ^\circ\text{C} = 106\text{Al}_c^{\text{IV}} + 18$, где $\text{Al}_c^{\text{IV}} = \text{Al}^{\text{IV}}_{014} + 0.1(\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg}))$ (Kranidiotis, MacLean, 1987).

Note. The formula coefficients are calculated for 10 (O). $T, ^\circ\text{C} = 106\text{Al}_c^{\text{IV}} + 18$, where $\text{Al}_c^{\text{IV}} = \text{Al}^{\text{IV}}_{014} + 0.1(\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg}))$ (Kranidiotis, MacLean, 1987).

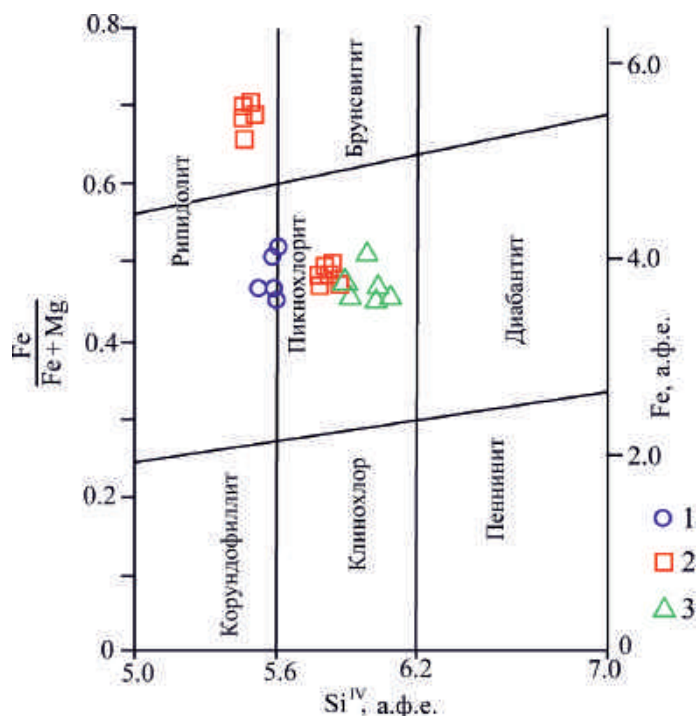


Рис. 7. Классификационная диаграмма (Hey, 1954) для хлорита пропилитов и березит-лиственитов.

Хлорит: 1 – пропилитов, 2–3 – березит-лиственитов, распространенных в рудных телах (2) и безрудных зонах (3).

Fig. 7. Classification diagram (Hey, 1954) for propylite chlorite and beresite-listvenite.

Chlorite: 1 – propylites, 2–3 – beresite-listvenites, common in ore bodies (2) and barren zones (3).

щих даек и их экзоконтактовых зон, нарушенных разрывами. Березит-листвениты имеют в пределах рудных тел неоднородное строение. Участки, почти полностью сложенные кварцем, светлой слюдой и альбитом (рис. 8а), чередуются с фрагментами относительно слабоизмененных (в основном карбонатизированных и хлоритизированных) пород. Сульфидная минерализация тяготеет к участкам интенсивных метасоматических изменений. Кроме того, она присутствует в альбит-серицит-кварцевых метасоматитах, образующих узкие оторочки вокруг кварцевых прожилков (рис. 8б). Березит-листвениты пронизаны сетью тонких прожилков карбоната. За пределами рудных тел интенсивность метасоматических преобразований заметно падает. Породы на флангах ореолов березитизации-лиственитизации подверглись главным образом слабому окварцеванию, хлоритизации и карбонатизации.

Биотит в основном замещен светлой слюдой и хлоритом. Изучить его состав удалось только в трех мелких чешуях. По химическому составу

(1.3–1.36 а.ф.е. Al, 0.35–0.39 Fe/(Fe + Mg)) он соответствует магнетиальному биотиту (табл. 3, рис. 9).

Хлорит по химическому составу и времени кристаллизации разделяется на две разновидности, ранняя из которых относится к рипидолиту (5.46–5.5 а.ф.е. Si, 0.65–0.7 Fe/(Fe + Mg)), а поздняя – к пикнохлориту (5.75–6.09 а.ф.е. Si, 0.44–0.51 Fe/(Fe + Mg)) (см. табл. 2, рис. 7). Рипидолит обнаружен только в пределах рудных тел, где он образует редкие гнезда, сложенные агрегатами с мелкочешуйчатым или радиально-лучистым строением (см. рис. 8в). Обычно рипидолит в той или иной степени замещен пикнохлоритом, карбонатом и светлой слюдой.

Пикнохлорит, распространенный как в рудных телах, так и за их пределами, слагает мелкочешуйчатые, иногда радиально-лучистые агрегаты, которые развиваются по темноцветным минералам протолита, биотиту, рипидолиту, основной массе эффузивных и цементу обломочных пород. Кроме того, он образует включения в мышьяковистом пирите. Его состав варьируется по латерали. Пикнохлорит, кристаллизовавшийся за пределами рудных тел, по сравнению с пикнохлоритом рудных зон, характеризуется более высокими содержаниями Si и меньшими значениями Al^{IV} (см. табл. 2). Температура образования рипидолита, оцененная с помощью хлоритового геотермометра (Kranidiotis, MacLean, 1987), составляет 333–338°C ($T_{cp.} = 336^\circ\text{C}$), пикнохлориты рудных зон – 287–293°C ($T_{cp.} = 287^\circ\text{C}$), пикнохлорита, развитого в безрудных интервалах березит-лиственитов, – 255–280°C ($T_{cp.} = 271^\circ\text{C}$).

Светлая слюда, представленная чешуйками размером от первых мкм до нескольких сотен мкм или их агрегатами, замещает более ранние хлорит и полевые шпаты и слагает прожилки. По химическому составу она соответствует серициту (3.03–3.31 а.ф.е. Si, 2.34–2.82 а.ф.е. Al, 0.08–0.16 а.ф.е. Fe, 0.01–0.32 а.ф.е. Mg, 0–0.012 а.ф.е. Mn) и фенгиту (3.37–3.44 а.ф.е. Si, 2.13–2.29 а.ф.е. Al, 0.13–0.22 а.ф.е. Fe, 0.27–0.38 а.ф.е. Mg) (табл. 4), которые имеют химический состав, обычный для калиевых слюд гидротермально-метасоматического генезиса. На диаграмме (Si–Al)–(Fe + Mg + Mn) фигуративные точки светлой слюды располагаются вдоль тренда изменения состава слюд ряда мусковит–фенгит (рис. 10). В обеих разновидностях светлой слюды отсутствует натрий. Фенгит имеет незначительную примесь титана и ванадия.

Альбит замещает плагиоклаз протолита и образует гнезда и прожилки чаще всего совместно с кварцем. Он содержит не более 2% анортитовой компоненты и не содержит калия (SiO₂ – 66.25–72.07, Al₂O₃ – 17.67–19.98, Na₂O – 9.51–11.33, CaO – 0–0.16 мас. %, n = 5 ан.).

Карбонат представлен кальцитом (MgO – 0.35–0.48, CaO – 51.44–55.11, MnO – 0–1.1, FeO –

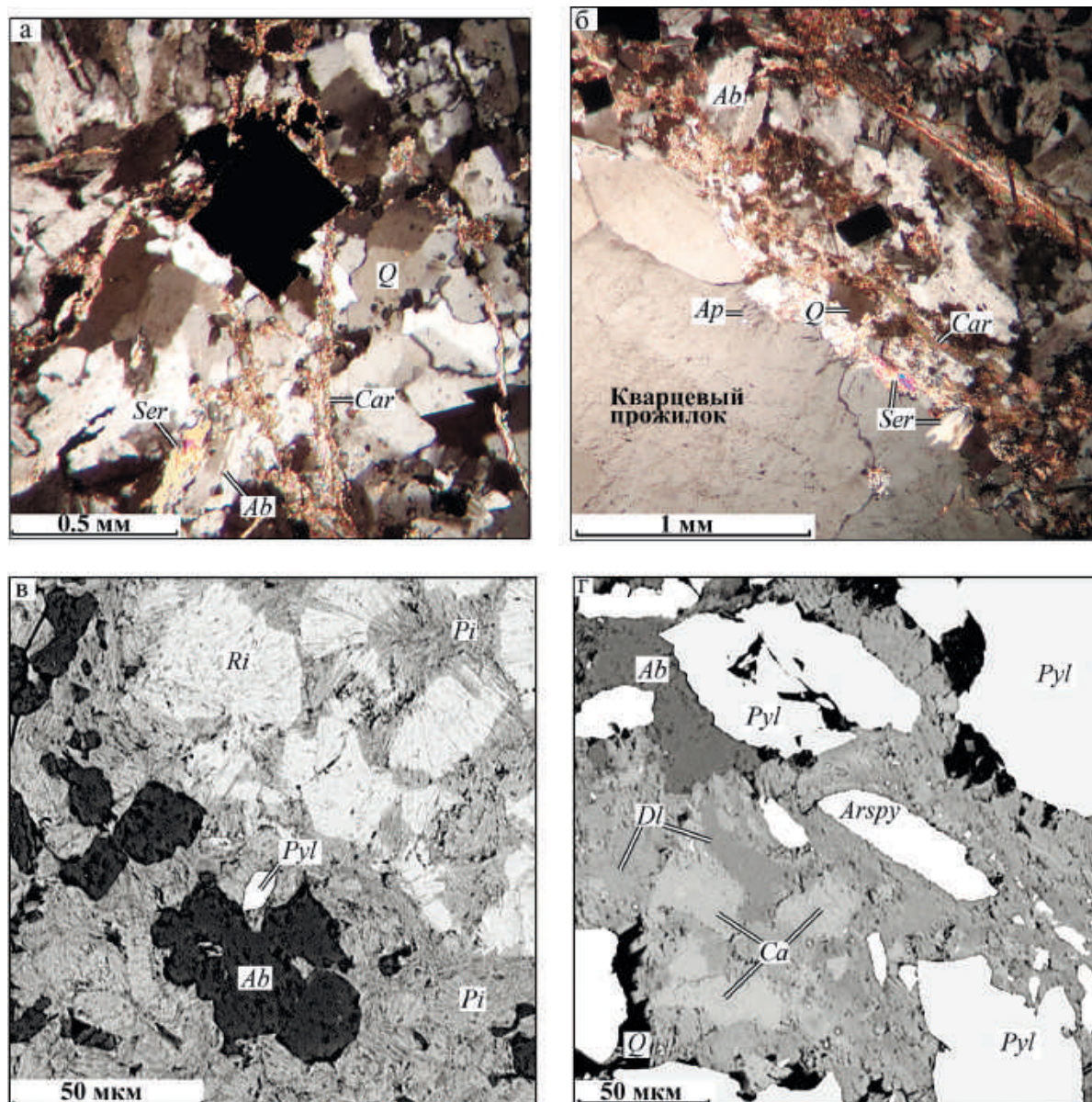


Рис. 8. Минералы березит-лиственитов Вознесенского месторождения.

Изображения а, б – в проходящем поляризационном свете, в, г – в обратнорассеянных электронах. а – серицит-альбит-кварцевые метасоматиты с вкрапленностью пирита, образовавшиеся по долериту; б – кварцевый прожилок с оторочкой альбит-серицит-кварцевых метасоматитов, содержащих сульфидную минерализацию; в – радиально-лучистые выделения рипидолита и пикнохлорита; г – брекчии, состоящие из обломков пирита и арсенопирита, сцементированных кварц-альбит карбонатным (кальцит-доломит-анкеритовым) материалом.

Fig. 8. Minerals of beresite-listvenites of the Voznesenskoye deposit.

Images а, б – in transmitted polarized light, в, г – in back-scattered electrons. а – sericite-albite-quartz metasomatites with disseminated pyrite, formed after dolerite; б – quartz veinlet with a margin of albite-sericite-quartz metasomatites containing sulfide mineralization; в – radially radiant segregations of ripidolite and pycnoclorite; г – breccias consisting of fragments of pyrite and arsenopyrite cemented by quartz-albite-carbonate (calcite-dolomite-ankerite) material.

0.59–1.19, SrO – 0.18–0.27 мас. %) и доломит-анкеритом (8.33–13.44% MgO, 28.5–36.27% CaO, 0.7–1.57% MnO, 6.87–14.01% FeO) (табл. 5). В слабоизмененных породах видно, что кальцит раз-

вивается преимущественно по плагиоклазу, тогда как доломит-анкерит – по темноцветным минералам. Для карбоната характерны агрегаты, в которых полигональные или округлые зерна каль-

Таблица 3. Химический состав биотита (мас. %) и его кристаллохимические характеристики

Table 3. The chemical composition of biotite (wt %) and their crystal chemical characteristics

Компонент	143	145	164
SiO ₂	40.12	38.51	39.08
TiO ₂	2.42	2.77	1.9
Al ₂ O ₃	14.92	14.29	14.93
FeO	14.91	16.7	15.35
MnO		0.20	0.21
MgO	15.79	14.72	15.12
CaO			0.58
K ₂ O	8.92	10.44	9.3
Сумма	98.19	97.63	96.47
Al	1.32	1.3	1.36
Fe ²⁺	0.94	1.08	0.99
Mg	1.77	1.692	1.735
X _{Fe}	0.35	0.39	0.36

Примечание. Формульные коэффициенты рассчитаны на 11 (O). X_{Fe} = Fe/(Fe + Mg).

Note. Formula coefficients are calculated for 11 (O). X_{Fe} = Fe/(Fe + Mg).

цита и доломит-анкерита находятся в тесных сростаниях. Такие агрегаты, как отмечалось выше, часто выполняют прожилки и зоны дробления в мышьяковистом пирите (см. рис. 3б), а также совместно с кварцем и альбитом слагают цемент в брекчиях с обломками пирита и арсенопирита (см. рис. 8г). Для оценки *P-T* параметров образования карбоната был использован геотермобарометр А.С. Таланцева (1981). Изучался карбонат, развитый в рудных телах. Исследовано 8 пар контактирующих зерен, в каждой из которых произведено по три замера. При расчете величины приведенной магнезиальности в кальците и коэффициента K_{Fe} использовались средние значения. Установлено, что карбонат сформировался при температуре 288–334°C (*T*_{ср.} = 311°C) и давлении 0.48–0.72 кбар (*P*_{ср.} = 0.59 кбар) (см. табл. 5).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Как видно из приведенных выше данных, пропилиты Вознесенского месторождения содержат калиевый полевой шпат (ортоклаз). Амфибол представлен по крайней мере двумя генерациями, к ранней из которых относятся магнезиальная и актинолитовая роговая обманка, а к поздней – актинолит. Изменение состава амфибола, по-видимому, отчасти связаны с падением температуры в процессе минералообразования. На это косвенно указывает более низкое содержание Ti в актинолите

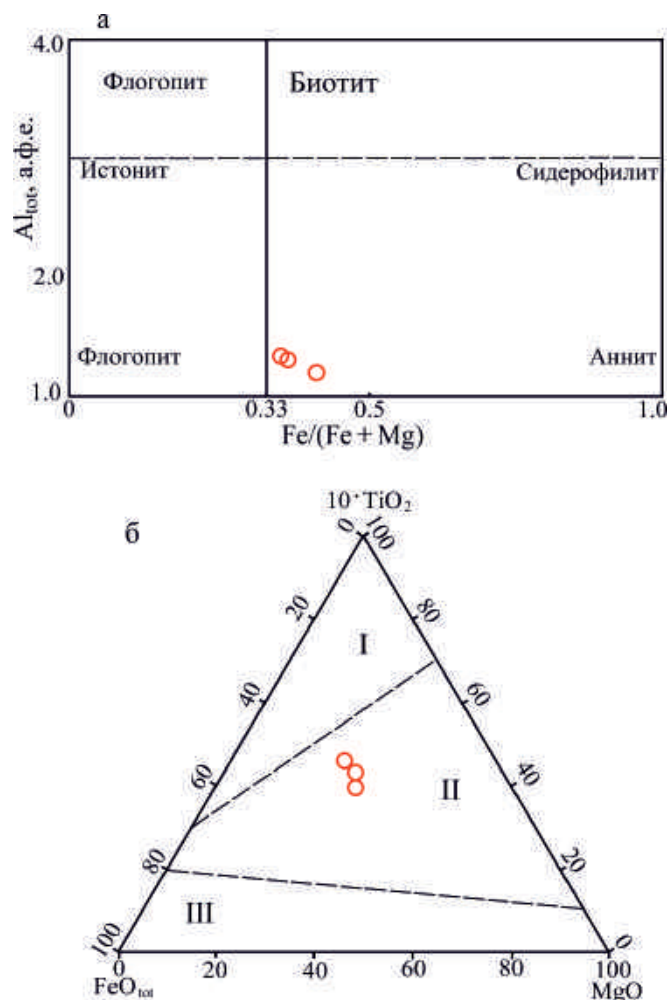


Рис. 9. Диаграммы (Al–Fe)–(Fe + Mg) (a) (Shabani et al., 2003) и FeO–10·TiO₂–MgO (б) (Nachit et al., 2005) для биотита.

На диаграмме (б) поля составов магматического (I), гидротермально измененного первично-магматического (II) и гидротермального (III) биотита.

Fig. 9. Diagrams (Al–Fe)–(Fe + Mg) (a) (Shabani et al., 2003) and FeO–10·TiO₂–MgO (б) (Nachit et al., 2005) for biotite.

Diagram (б) shows the compositional fields of igneous (I), hydrothermally altered primary igneous (II), and hydrothermal (III) biotite.

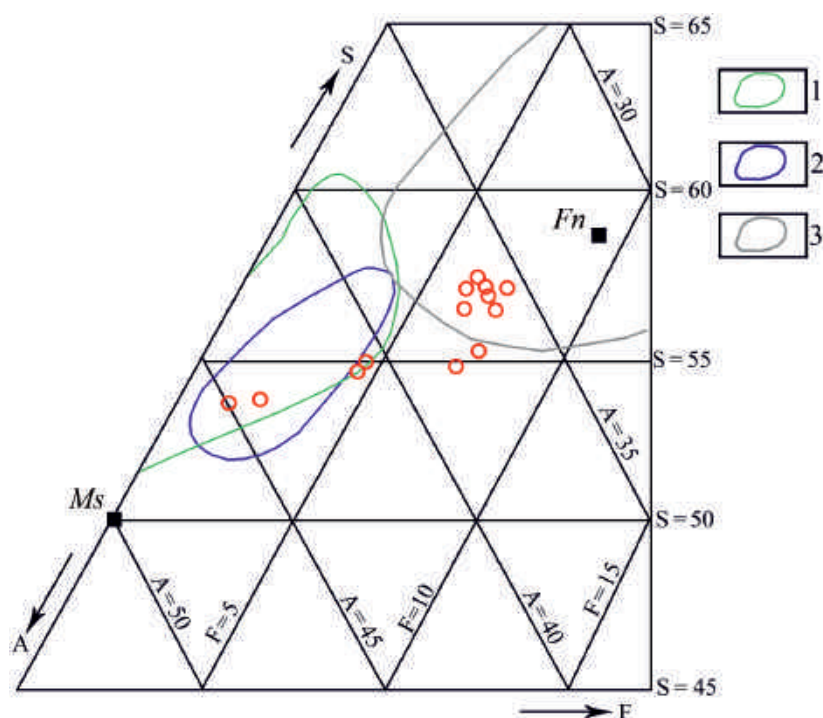
те по сравнению с роговой обманкой и особенно ее магнезиальной разновидностью. Согласно экспериментальным исследованиям и эмпирическим наблюдениям (Femenias et al., 2006; Ridoifi et al., 2004; Прибавкин, 2019; и др.), содержание Ti в амфиболе является функцией температуры и уменьшается при ее падении. Близкие вариации состава амфибола установлены в пропилитах медно-порфировых месторождений Баимской рудной зоны Чукотки (Марушенко, 2013; Нагорная, 2013).

Таблица 4. Химический состав фенгита и серицита (мас. %) и их кристаллохимические характеристики**Table 4.** Chemical composition of phengite and sericite (wt %) and their crystal chemical characteristics

Компонент	Серицит		Фенгит	
	Пределы	Среднее (n = 5 ан.)	Пределы	Среднее (n = 8 ан.)
SiO ₂	46.38–49.85	48.73	49.24–51.75	50.83
TiO ₂			0–0.19	0.11
V ₂ O ₃			0–0.47	0.3
Al ₂ O ₃	29.53–35.5	32.29	27.06–28.88	28.13
FeO	1.25–2.75	2.16	2.27–3.8	2.63
MnO	0–0.19	0.04		
MgO	0.1–3.05	1.32	2.63–3.69	2.87
K ₂ O	10.05–10.49	10.36	8.52–10.86	10.12
Сумма	93.61–95.64	94.8	93.22–96.6	94.94
Si	3.03–3.31	3.2	3.37–3.44	3.39
Al	2.34–2.82	2.53	2.13–2.29	2.21
Fe ²⁺	0.08–0.16	0.13	0.13–0.22	0.16
Mg	0.01–0.32	0.14	0.27–0.38	0.3
Mn	0–0.012	0.002		

Примечание. Формульные коэффициенты рассчитаны на 11 (O).

Note. Formula coefficients are calculated for 11 (O).

**Рис. 10.** Диаграмма A(Al)–S(Si)–F(Fe + Mg + Mn) для светлых слюд.

Поля составов светлых слюд: 1 – аргиллизитов, 2 – березитов, 3 – эпигенетических осадочных отложений (Метасоматизм..., 1998). *Ms* – мусковит, *Fn* – фенгит.

Fig. 10. A(Al)–S(Si)–F(Fe + Mg + Mn) diagram for light micas.

Fields of compositions of light micas: 1 – argillicites, 2 – beresites, 3 – epigenetic sedimentary deposits (Metasomatism..., 1998). *Ms* – muscovite, *Fn* – phengite.

Таблица 5. Химический состав карбоната и P-T параметры его образования

Table 5. Chemical composition of carbonate and P-T parameters of its formation

№ парагенезиса	Минерал	Состав, мас. %					Параметры парагенезиса			
		MgO	CaO	MnO	FeO	SrO	Mg' _k	K _{Fe}	T°, C	P, kbar
1	Ca	0.35	53.67	0.75	0.69	0.25	0.011	0.08	300	0.48
	Dl	13.23	31.27	0.72	8.63					
2	Ca	0.40	54.45	0.86	0.86	0.19	0.012	0.093	310	0.65
	Dl	10.77	35.1	0.91	9.25					
3	Ca	0.40	54.49	1.1	0.73	0.23	0.012	0.098	309	0.7
	Dl	10.46	36.27	0.75	7.45	—				
4	Ca	0.33	53.83	0.69	0.74	0.27	0.01	0.076	288	0.5
	Dl	12.48	31.98	0.66	9.72					
5	Ca	0.37	52.25	0.97	0.69	0.22	0.011	0.098	296	0.72
	Dl	12.01	32.96	0.7	7.03					
6	Ca	0.48	53.62	0.83	0.59		0.014	0.086	334	0.55
	Dl	8.33	32.0	1.01	6.87					
7	Ca	0.43	55.11	0.22	0.96	0.26	0.012	0.092	321	0.61
	Dl	13.44	29.73	1.57	10.38					
8	Ca	0.41	51.44	0.51	1.19	0.18	0.013	0.08	326	0.5
	Dl	11.21	28.5	0.77	14.01					

Примечание. Mg'_k – приведенная магниальность кальцита, $Mg'_k = Mg_k(1 + 11.5Fe_k + 5Fe_k^2 + 5.50Fe_k^3 + 8Mn_k - 50Mn_k^2)$, где Mg_k, Fe_k, Mn_k – мольные доли указанных компонентов в кальците, K_{Fe} – отношение содержания Fe в кальците к содержанию Fe в доломите (Таланцев, 1981). Ca – кальцит, Dl – доломит-анкерит.

Note. Mg'_k – the reduced magnesian content of calcite, $Mg'_k = Mg_k(1 + 11.5Fe_k + 5Fe_k^2 + 5.50Fe_k^3 + 8Mn_k - 50Mn_k^2)$, where Mg_k, Fe_k, Mn_k are the molar fractions of the indicated components in calcite, K_{Fe} is the ratio of the Fe content in calcite to the Fe content in dolomite (Talansev, 1981). Ca – calcite, Dl – dolomite-ankerite.

Хлорит пропилитов, по химическому составу отвечающий рипидолиту, кристаллизовался при температуре 307–313°C, что соответствует диапазону температур образования пропилитов альбит-актинолитовой фазии (Метасоматизм..., 1998).

Березит-листвениты представлены ассоциацией кварца, альбита, хлорита, светлой слюды и карбоната. Кроме того, в зонах березит-лиственитовых изменений диагностирован магниальный биотит, генетическая природа которого неясна и требует дальнейшего изучения. На классификационной диаграмме FeO–10TiO₂–MgO (см. рис. 9б) фигуративные точки его состава попадают в поле гидротермально измененного первично-магматического биотита. Однако при изучении слабоизмененных разностей эффузивных и интрузивных пород с помощью поляризационного и сканирующего электронного микроскопов биотит в них не обнаружен.

Хлорит березит-лиственитов по химическому составу и времени кристаллизации разделяется на две разновидности, ранняя из которых представлена железистым рипидолитом, а поздняя – пикнохлоритом, обедненным Fe и обогащенным Si. Скорее всего, такое изменение состава хлорита объясняется падением температуры в процессе минералообразования и, возможно, ростом активности

сульфидной серы во флюиде, обусловившем преимущественное вхождение Fe не в хлорит, а в сульфидные минералы. С ростом активности сульфидной серы в минералообразующем флюиде Л.И. Марушенко с соавторами (2015) связывают эволюцию состава хлорита от шамозита к клинохлору в серицит-кварцевых метасоматитах порфирового месторождения Песчанка.

По сравнению с хлоритом пропилитов рипидолит березит-лиственитов существенно обогащен Fe и обеднен Mg и имеет более высокую температуру формирования. Химический состав рипидолита, по-видимому, может использоваться на Вознесенском месторождении в качестве индикатора типа метасоматических изменений. Установлены вариации состава пикнохлорита по латерали, выражающиеся в увеличении в нем по мере удаления от рудных тел содержания Si и уменьшении количества Al в тетраэдрической позиции. Похожие изменения химического состава хлорита выявлены Э.М. Спиридоновым (1991, 2010) для метасоматитов березит-лиственитовой формации плутоногенных месторождений золота северной части Центрального Казахстана. Латеральная зональность по составу пикнохлорита связана с падением температуры на периферии ореолов березит-лиственитовых изменений. Температура образо-

вания хлорита (рипидолита и пикнохлорита), распространенного в пределах рудных тел, оценивается в 287–338°C, тогда как пикнохлорит, развитый за пределами рудных интервалов, формировался при 255–280°C (см. табл. 2).

Следует отметить, что рассчитанные величины температуры отложения хлорита рудных зон совпадают с модельными величинами температуры образования доломит-анкерит-кальцитового парагенезиса тех же зон (288–334°C) (см. табл. 5). Это дает основание полагать, что эти значения близки к истинной температуре минералообразования. Таким образом, наиболее высокотемпературная обстановка в процессе березитизации-лиственитизации существовала в рудовмещающих дайках и их экзоконтактовых зонах, нарушенных разрывами.

Полученные данные по температуре и давлению свидетельствуют о формировании Вознесенского месторождения в мезотермальных условиях (Старостин, 1988). Значения давления (0.48–0.72 кбар) были использованы нами для примерной оценки глубины формирования месторождения. С учетом повышенной плотности мафит-ультрамафитовых пород зоны Главного Уральского разлома она при литостатических условиях может составлять 1.5–2.5 км.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

По результатам исследований установлено, что метасоматические породы Вознесенского месторождения представлены пропилитами и березит-лиственитами. Золоторудная минерализация концентрируется в метасоматитах березит-лиственитового состава.

Основными минералами пропилитов, составляющих внешние зоны метасоматического ореола, являются амфибол, ортоклаз, альбит и рипидолит. Амфибол представлен по крайней мере двумя генерациями, к ранней из которых относятся магнезиальная и актинолитовая роговая обманка, а к поздней – актинолит. Температура кристаллизации рипидолита пропилитов (307–313°C) соответствует диапазону температур образования пропилитов альбит-актинолитовой фации.

Березит-листвениты (ассоциация: кварц, альбит, хлорит, светлая слюда и карбонат) сформировались при температуре 255–338°C и давлении 0.48–0.72 кбар. Золоторудная минерализация концентрировалась в наиболее высокотемпературных зонах ореола березит-лиственитовых изменений. Такие температурные условия существовали в дайках и их экзоконтактовых зонах, нарушенных разрывами. Светлая слюда в березит-лиственитах представлена серицитом и фенгитом, карбонат – парагенезисом кальцита и доломит-анкерита. Хлорит по химическому составу и времени кристалли-

зации разделяется на две разновидности, ранняя из которых относится к железистому рипидолиту, а поздняя – к пикнохлориту, обедненному Fe и обогащенному Si. По всей вероятности, изменения состава хлорита связано с падением температуры в процессе минералообразования, а также с ростом активности сульфидной серы. В пикнохлорите по мере удаления от рудных тел увеличивается содержание Si и уменьшается количество Al в тетраэдрической позиции. Вариации состава пикнохлорита по латерали обусловлены снижением температуры минералообразования.

Полученные данные по температуре и давлению свидетельствуют о формировании Вознесенского месторождения на уровне мезозоны.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Бородаевский Н.И. (1933) Материалы по геологии месторождений золота и меди Учалинского и Миасского районов. Башкирский РГФ. 144 с.
- Знаменский С.Е. (2009) Структурные условия формирования коллизионных месторождений золота восточного склона Южного Урала. Уфа: Гилем, 348 с.
- Знаменский С.Е., Знаменская Н.М. (2022) Вознесенское золоторудное месторождение (Южный Урал): геологическое строение, геохимия рудовмещающих пород, геодинамические условия образования. *Литосфера*, 22(3), 391–403. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2022-22-3-391-403>
- Латыпов Ф.Ф. (2014) Окончательный отчет по объекту: “Поиски золоторудных месторождений в пределах Калканской площади с целью подготовки объектов для лицензирования (Республика Башкортостан)” за 2012–2014 гг. Башкирский РГФ, 338 с.
- Марушенко Л.И. (2013) Минералогия пропилитов крупного медно-молибден-порфирового месторождения Песчанка (Западная Чукотка). *Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология*, (4), 22–30.
- Марушенко Л.И., Бакшеев И.А., Нагорная Е.В., Читалин А.Ф., Николаев Ю.Н., Калько И.А., Прокофьев В.Ю. (2015) Кварц-серицитовые метасоматиты и аргиллизиты Au-Mo-Cu месторождения Песчанка (Чукотка). *Геология рудн. месторождений*, 57(5), 232–252. <https://doi.org/10.7868/S001677701503003X>
- Месторождения золота России. (2010) (Под ред. М.М. Константинова). М.: Акварель, 365 с.
- Метасоматизм и метасоматические породы. (1998) (Под ред. В.А. Жарикова). М.: Науч. мир, 492 с.
- Нагорная Е.В. (2013) Минералогия и зональность молибден-медно-порфирового рудного поля Находка, Чукотка. Автореф. дис... канд. геол.-мин. наук. М., 28с.
- Прибавкин С.В. (2019) Амфибол и биотит меланократовых пород из гранитоидных массивов Урала: состав, взаимоотношения, петрогенетические следствия. *Литосфера*, 19(6), 902–918. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2019-6-902-918>
- Савельева Г.Н. (1987) Габбро-ультрабазитовые комплексы офиолитов Урала и их аналоги в современной океанической коре. М.: ГИН АН СССР, 246 с.
- Сазонов В.Н., Огородников В.Н., Коротеев В.А., Поленов Ю.А. (2001) Месторождения золота Урала. Ека-

теринбург: УГГА, 622 с.

- Серавкин И.Б., Косарев А.М., Салихов Д.Н., Знаменский С.Е., Родичева З.И., Рыкус М.В., Сначев В.И. (1992) Вулканизм Южного Урала М.: Наука, 197 с.
- Скотт С.Д. (1984) Использование сфалерита и арсенопирита для оценки температур и активности серы в гидротермальных месторождениях. *Физико-химические модели петрогенеза и рудообразования*. Новосибирск: Наука, 41-49.
- Спиридонов Э.М. (1991) Закономерность формирования и размещения плутоногенных месторождений золота в северной части Центрального Казахстана: Автореф. дис. (в форме науч. докл.) М.: МГУ, 78 с.
- Спиридонов Э.М. (2010) Обзор минералогии золота в ведущих типах Au минерализации. *Золото Кольского полуострова и сопредельных регионов*. Апатиты: КНЦ РАН, 143-171.
- Старостин В.И. (1988) Палеотектонические режимы и механизмы формирования структур рудных месторождений. М.: Недра, 256 с.
- Таланцев А.С. (1981) Геотермобарометрия по доломит-кальцитовым парагенезисам. М.: Наука, 136 с.
- Féménias O., Mercier Jcc., Nkono C., Diot H., Berza T., Tatu M., Demaiffe D. (2006) Calcic amphibole growth and compositions in calc-alkaline magmas: Evidence from the Motru Dike Swarm (Southern Carpathians, Romania). *Amer. Miner.*, **91**, 73-81. <https://doi.org/10.2138/am.2006.1869>
- Hey M.H. (1954) A new review of the chlorites. *Miner. Magaz.*, 1954. 30, 277-292. <https://doi.org/10.1180/MINMAG.1954.030.224.01>
- Kranidiotis P., MacLean W.H. (1987) Systematics of chlorite alteration at the Phelps Dodge massive sulfide deposit, Matagami, Quebec. *Econ. Geol.*, **82**, 1898-1911. <https://doi.org/10.2113/GSECONGEO.82.7.1898>
- Latypov F.F. (2014) Final report on the object: "Prospecting for gold deposits within the Kalkanskaya area in order to prepare objects for licensing (Republic of Bashkortostan)" for 2012-2014. Bashkirian RGF, 338 p. (In Russ., unpublished)
- Leake B.E. (1978). Nomenclature of amphiboles. *Amer. Miner.*, **63**, 1023-1052. <https://doi.org/10.1180/MINMAG.1978.042.324.21>
- Marushchenko L.I. (2013) Mineralogy of propilites of the large porphyry copper-molybdenum deposit Peschanka (Western Chukotka). *Vestn. Mosc. Univ., Ser. 4. Geol.*, (2), 22-30. (In Russ.)
- Marushenko L.I., Baksheev I.A., Nagornaya E.V., Chitalin A.F., Nikolaev Yu.N., Kal'ko I.A., Prokof'ev V.Yu. (2015) Quartz-sericite metasomatites and argillisites Au-Mo-Cu of the Peschanka deposit (Chukotka). *Geol. Rudn. Mestorozhd.*, **57**(4), 232-252. (In Russ.) <https://doi.org/10.7868/S001677701503003X>
- Metasomatism and metasomatic rocks, (1998) (Ed. V.A. Zharikov) Moscow, Nauchnyi Mir Publ., 492 p. (In Russ.)
- Nachit H., Ibhi A., Abia E.H., Ohoud M.B. (2005) Discrimination between primary magmatic biotites, reequilibrated biotites and neoformed biotites. *Comptes Rendus Geosci.*, **337**, 1415-1420. <https://doi.org/10.1016/j.crte.2005.09.002>
- Nagornaya E.V. (2013) Mineralogy and zoning of the molybdenum-copper-porphyry ore field Nakhodka, Chukotka. Diss. cand. geol.-min. nauk. Moscow, 28 p. (In Russ.)
- Pribavkin S.V. (2019) Amphibole and biotite of melanocratic rocks from the Ural granitic massifs: composition, relationship, petrogenetic consequences. *Lithosphere (Russia)*, **19**(6), 902-918. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2019-19-6-902-918>
- Ridolfi F., Renzulli A., Puerini M. (2010) Stability and chemical equilibrium of amphibole in calc-alkaline magmas: an overview, new thermobarometric formulations and application to subduction-related volcanoes. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **160**(1), p. 45-66. <https://doi.org/10.1007/s00410-009-0465-7>
- Shabani A.T., Lalonde A.E., Whalen J.B. (2003) Composition of biotite from granitic rocks of the Canadian Appalachian orogen: a potential tectonomagmatic indicator? *Canad. Mineral.*, **41**(6), 1381-1396. <https://doi.org/10.2113/GSCANMIN.41.6.1381>
- the Motru Dike Swarm (Southern Carpathians, Romania). *Amer. Miner.*, **91**, 73-81. <https://doi.org/10.2138/am.2006.1869>
- Hey M.H. (1954) A new review of the chlorites. *Miner. Magaz.*, 1954. 30, 277-292. <https://doi.org/10.1180/MINMAG.1954.030.224.01>
- Kranidiotis P., MacLean W.H. (1987) Systematics of chlorite alteration at the Phelps Dodge massive sulfide deposit, Matagami, Quebec. *Econ. Geol.*, **82**, 1898-1911. <https://doi.org/10.2113/GSECONGEO.82.7.1898>
- Leake B.E. (1978). Nomenclature of amphiboles. *Amer. Miner.*, **63**, 1023-1052. <https://doi.org/10.1180/MINMAG.1978.042.324.21>
- Nachit H., Ibhi A., Abia E.H., Ohoud M.B. (2005) Discrimination between primary magmatic biotites, reequilibrated biotites and neoformed biotites. *Comptes Rendus Geosci.*, **337**, 1415-1420. <https://doi.org/10.1016/j.crte.2005.09.002>
- Ridolfi F., Renzulli A., Puerini M. (2010) Stability and chemical equilibrium of amphibole in calc-alkaline magmas: an overview, new thermobarometric formulations and application to subduction-related volcanoes. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **160**(1), 45-66. <https://doi.org/10.1007/s00410-009-0465-7>
- Russian gold deposits (2010). Ed. M.M. Konstantinov. Moscow, Aquarelle Publ., 365 p. (In Russ.)
- Savel'eva G.N. (1987) Gabbro-ultramafic complexes of Ural ophiolites and their analogues in modern oceanic crust. Moscow, GIN AN SSSR, 246 p. (In Russ.)
- Sazonov V.N., Ogorodnikov V.N., Koroteev V.A., Polenov Yu.A. (2001) Ural gold deposits. Ekaterinburg, US-AMG Publ., 622 p. (In Russ.)
- Seravkin I.B., Kosarev A.M., Salikhov D.N., Znamenskii S.E., Rodicheva Z.I., Rykus M.V., Snachev V.I. (1992) Volcanism of the Southern Urals. Moscow, Nauka Publ., 197 p. (In Russ.)
- Shabani A.T., Lalonde A.E., Whalen J.B. (2003) Composition of biotite from granitic rocks of the Canadian Ap-

REFERENCES

- Borodaevskii N.I. (1933) Materials on Au and Cu deposits in Uchaly and Miass areas. Bashkirian RGF, 144 p. (In Russ., unpublished)
- Féménias O., Mercier Jcc., Nkono C., Diot H., Berza T., Tatu M., Demaiffe D. (2006) Calcic amphibole growth and compositions in calc-alkaline magmas: Evidence from

- palachian orogen: a potential tectonomagmatic indicator? *Canad. Mineral.*, **41**(6), 1381-1396. <https://doi.org/10.2113/GSCANMIN.41.6.1381>
- Scott SD (1984) The use of sphalerite and arsenopyrite to estimate temperatures and sulfur activity in hydrothermal deposits. *Physical and chemical models of petrogenesis and ore formation*. Novosibirsk, 41-49. (In Russ.)
- Spiridonov E.M. (1991) Pattern of formation and placement of plutogenic gold deposits in the northern part of Central Kazakhstan: Diss. dokt. geol-min nauk (in the form of a scientific report) Moscow, 78 p. (In Russ.)
- Spiridonov E.M. (2010) Review of gold mineralogy in the leading types of Au mineralization. *Gold of the Kola Peninsula and adjacent regions*. Apatity, KSC RAS, 143-171. (In Russ.)
- Starostin V.I. (1988) Paleotectonic regimes and mechanisms of formation of structures of ore deposits. Moscow, Nedra Publ, 256 p. (In Russ.)
- Talantsev A.S. (1981) Geothermobarometry on dolomite-calcite parageneses. Moscow, Nauka Publ., 136 p. (In Russ.)
- Znamensky S.E. (2009) Structural conditions for the formation of collision gold deposits on the eastern slope of the Southern Urals. Ufa, Gilem Publ, 348 p. (In Russ.)
- Znamensky S.E., Znamenskaya N.M. (2022) Voznesenskoe gold ore deposit (Southern Urals): Geological structure, ore-bearing rock geochemistry, geodynamic formation conditions. *Lithosphere (Russia)*, **22**(3), 391-403. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2022-22-3-391-403>