

DOI 10.24412/2949-4052-2023-1-11-21

УДК 553.2

ТИПОМОРФИЗМ ХЛОРИТА МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ ПОРОД ВОЗНЕСЕНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЗОЛОТА (ЮЖНЫЙ УРАЛ)

© *Знаменский Сергей Евгеньевич, Знаменская Нина Михайловна*

Институт геологии ФГБНУ «Уфимский федеральный исследовательский центр
Российской Академии наук», г. Уфа, Российская Федерация

Аннотация. Изучен химический состав и температурные условия образования хлорита метасоматических пород Вознесенского месторождения золота, расположенного в зоне Главного Уральского разлома на Южном Урале. Состав хлорита определялся на сканирующем электронном микроскопе Tescan Vega Compact с энерго-дисперсионным анализатором Xplorer 15 Oxford Instruments. Температура образования оценена с помощью хлоритового геотермометра. Показано, что хлорит пропицитов, слагающих внешние зоны окolorудного метасоматического ореола, представлен рипидолитом (5.53–5.59 а.ф.е. Si, 0.46–0.53 Fe/(Fe+Mg)). Температура его кристаллизации составляет 307–313°C, что соответствует диапазону температур образования пропицитов альбит-актинолитовой фации. Хлорит березит-лиственитов, распространенных во внутренних зонах метасоматического ореола, по химическому составу и времени кристаллизации разделяется на две разновидности, ранняя из которых относится к железистому рипидолиту (5.46–5.5 а.ф.е. Si, 0.47–0.65 Fe/(Fe+Mg)), а поздняя – к пикнохлориту (5.75–6.09 а.ф.е. Si, 0.44–0.51 Fe/(Fe+Mg)), 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. Температура кристаллизации рипидолита составляет 333–338°C, пикнохлориты рудных зон – 287–293°C, пикнохлорита, развитого в безрудных интервалах березит-лиственитов – 255–280°C. Полученные данные по температуре свидетельствуют о формировании Вознесенского месторождения на уровне мезозоны.

Ключевые слова: Южный Урал, месторождение золота, рипидолит, пикнохлорит, температура кристаллизации.

TYPMORPHISM OF CHLORITE IN THE METASOMATIC ROCKS OF THE VOZNESENSKOE GOLD DEPOSIT (SOUTHERN URALS)

© *Znamensky Sergey Evgenievich, Znamenskaya Nina Mikhailovna*

Institute of Geology, Ufa Federal Research Center of the Russian Academy
of Sciences, Ufa, Russian Federation

Summary. The chemical composition and temperature conditions for the formation of chlorite from metasomatic rocks of the Voznesenskoye gold deposit located in the zone of the Main Ural Fault in the Southern Urals have been studied. The composition of chlorite was studied using a Tescan Vega Compact scanning electron microscope with an Oxford Instruments Xplorer 15 energy dispersive analyzer. The formation temperature was estimated using a chlorite geothermometer. It

has been shown that the chlorite of propylites composing the outer zones of the near-ore metasomatic aureole is represented by ripidolite (5.53–5.59 a.f.u. Si, 0.46–0.53 Fe/(Fe+Mg)). Its crystallization temperature is 307–313 °C, which corresponds to the temperature range for the formation of propylites of the albite-actinolite facies. The chlorite of beresite-listvenites occurring in the inner zones of the metasomatic aureole is divided into two varieties according to the chemical composition and time of crystallization, the earliest of which belongs to ferruginous ripidolite (5.46–5.5 a.f.u. Si, 0.47–0.65 Fe/(Fe +Mg)), and the later one, to pycnochlorite (5.75–6.09 a.f.u. Si, 0.44–0.51 Fe/(Fe+Mg)) depleted in Fe and enriched in Si. In all likelihood, changes in the composition of chlorite are associated with a drop in temperature during mineral formation, as well as with an increase in the activity of sulfide sulfur. In pycnochlorite, as the distance from the ore bodies increases, the content of Si increases and the amount of Al decreases in the tetrahedral position. Lateral variations in the composition of pycnochlorite are due to a decrease in the temperature of mineral formation. The temperature of crystallization of ripidolite is 333–338°C, pycnochlorites of ore zones – 287–293°C, pycnochlorite developed in barren intervals of beresite–listvenites – 255–280°C. The temperature data obtained indicate the formation of the Voznesenskoye deposit at the mesozone level.

Key words: Southern Urals, gold deposit, ripidolite, pycnochlorite, crystallization temperature.

Введение. Вознесенское месторождение золота, известное в архивных материалах также как Калканское [Бородаевский, 1938ф], расположено в зоне Главного Уральского разлома на северном замыкании Магнитогорской мегазоны Южного Урала, в 10 км северо-западнее города 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; и др.].

Условия образования Вознесенского месторождения изучены слабо. Специальных исследований, направленных на изучение минералогеохимических особенностей руд и околорудных метасоматитов, источников и физико-химических параметров минералообразующих флюидов месторождения, до настоящего времени не проводилось. В опубликованной работе [Знаменский, Знаменская, 2022] нами рассмотрены геологическое строение, геохимия и геодинамические условия образования рудовмещающих пород месторождения.

Цель настоящей статьи – рассмотреть типоморфные свойства хлорита метасоматических пород месторождения.

Краткая геологическая 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 (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.

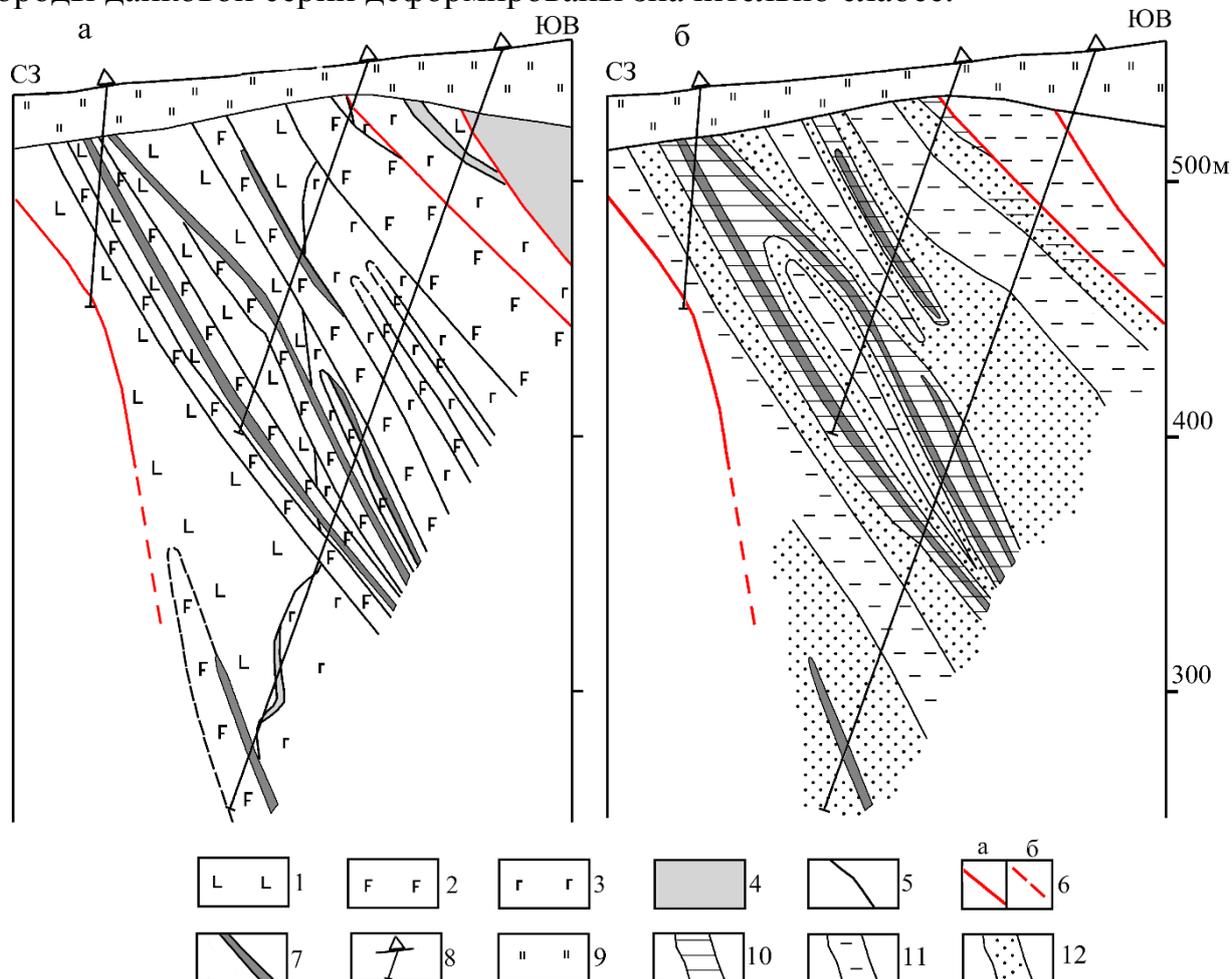


Рис. 1. Геологический разрез (а) Вознесенского месторождения [Знаменский, Знаменская, 2022] и схема метасоматической зональности (б) по профилю 204, где: 1 – долериты, базальты, андезибазальты и их туфы; 2 – габбро-долериты, габбро-диориты и диориты; 3 – такситовые габброиды; 4 – серпентинизированные гарцбургиты и дуниты; 5 – геологические границы установленные (а) и предполагаемые (б); 6 – разломы установленные (а) и предполагаемые (б); 7 – рудные тела; 8 – скважины; 9 – зона окисления; 10 – березит-листвениты; 11 – пропилиты; 12 – пропилиты, содержащие гнезда и прожилки березит-лиственитов.

Габброиды имеют неоднородное шпирово-полосчатое строение, обусловленное чередованием полос и наличием включений, которые сложены габбро-норитами, габбро и их роговообманковые разновидности, 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, 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. 1) и прожилковой сульфидно-кварцевой минерализации, которая концентрируется в дайках и их экзоконтактовых зонах. Контакты даек часто нарушены синрудными разрывами. Количество сульфидов в рудных интервалах не превышает 5–7 об.%. Основными рудными минералами являются пирит (преобладает) и арсенопирит. В незначительных количествах присутствуют также молибденит, халькопирит, тетраэдрит, сфалерит и самородное золото. Содержание Au в рудах не высокое.

По данным геологов ОАО «Башкиргеология», проводивших в 2012–2014 г.г. на месторождении поисковые работы, оно не превышает 3,5 г/т.

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. Хлорит присутствует как в пропилитах, так и березит-лиственитах.

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 энерго-дисперсионным 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 секунд в режиме «Point & ID», диаметр пучка составлял ≈ 3 мкм. При анализе использовался встроенный комплект эталонов Oxford Instruments Standards, представленный природными и синтетическими соединениями.

Результаты исследований. По результатам оптических и электронно-микроскопических исследований, в ореоле пропиловых изменений установлены следующие минералы: амфибол (актинолитовая роговая обманка и актинолит), хлорит, ортоклаз и альбит (рис. 2). В незначительных количествах присутствуют также кварц, титанит, рутил, ильменит, иногда пирит, кобальтин, апатит и карбонат.

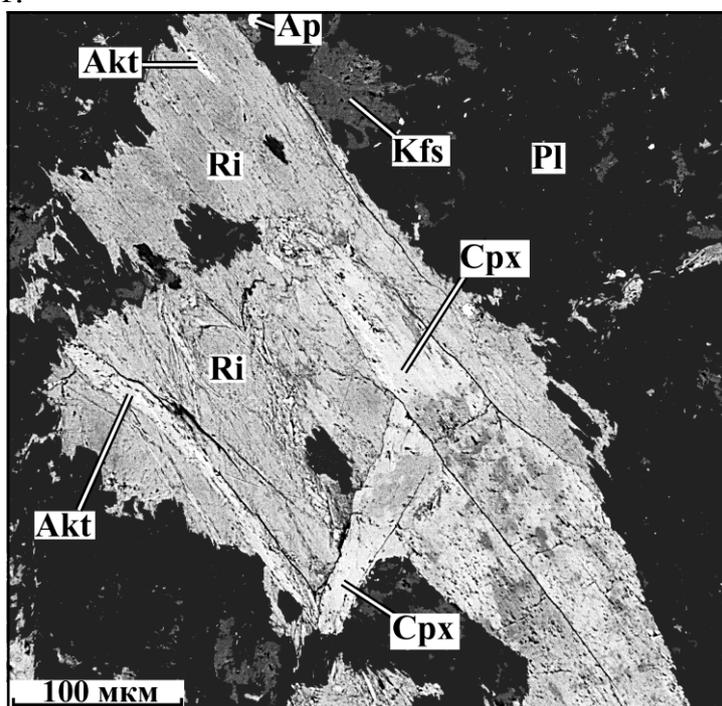


Рис. 2. Минералы пропилов, образовавшиеся в габбро-диорите

по клинопироксену и плагиоклазу. Изображение в обратно рассеянных электронах, где: на рис. 2 и 4: Cpx – клинопироксен, Pl – альбитизированный плагиоклаз, Akt – актинолит, Ab – альбит, Kfs – калиевый полевой шпат, Ri – рипидолит, Pi – пикнохлорит, Ap – апатит, Py – пирит.

Хлорит замещает в пропилах 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., рис.3).

Таблица 1 – Химический состав (масс.%) хлорита пропицитов и березит-лиственитов и его кристаллохимические характеристики

Компонент	Пропилиты		Березит-листвениты					
			В пределах рудных тел				В безрудных зонах	
	Рипидолит		Рипидолит		Пикнохлорит		Пикнохлорит	
	Пределы содержаний и значений	Среднее (n=5 ан.)	Пределы содержаний и значений	Среднее (n=5 ан.)	Пределы Содержаний и значений	Среднее (n=6 ан.)	Пределы содержаний и значений	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 ₂ O 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 ₂ O 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 ₂ O 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
Fe/(Fe+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, °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].

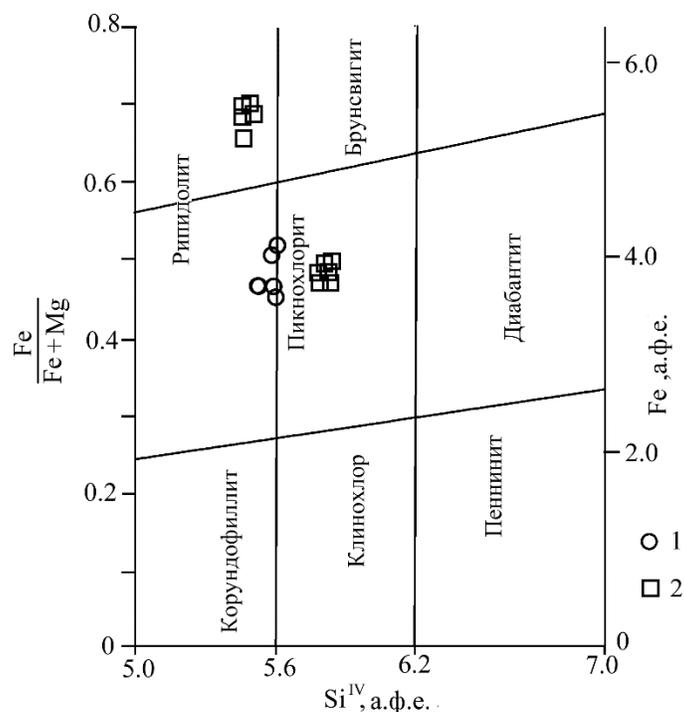


Рис. 3. Классификационная диаграмма [Неу, 1954] для хлорита пропилитов и березит-лишвенитов.

где: хлорит пропилитов (1) и березит-лишвенитов (2).

В небольших количествах в нем присутствуют хром, марганец, кальций и ванадий. Температура образования рипидолита, рассчитанная с помощью хлоритового геотермометра [Kranidiotis., MacLean, 1987], составляет 307–313°C ($T_{\text{средн.}}=311^\circ\text{C}$, $n=5$). Основными породообразующими минералами березит-лишвенитов являются хлорит, светлая слюда мусковит-фенгитового ряда, карбонат, альбит и кварц. В виде редких мелких чешуек присутствует биотит. Акцессорные минералы также как и в пропилитах представлены титанитом, апатитом, рутилом и ильменитом. Кроме того, здесь появляется монацит. Апатит содержится в березит-лишвенитах в значительно большем количестве.

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, 0.47–0.65 Fe/(Fe+Mg)), а поздняя – к пикнохлориту (5.75—6.09 а.ф.е. Si, 0.44–0.51 Fe/(Fe+Mg)) (табл., рис.3). Рипидолит обнаружен только в пределах рудных тел, где он образует редкие гнезда, сложенные агрегатами с мелкочешуйчатым или радиально-лучистым строением (рис. 4).

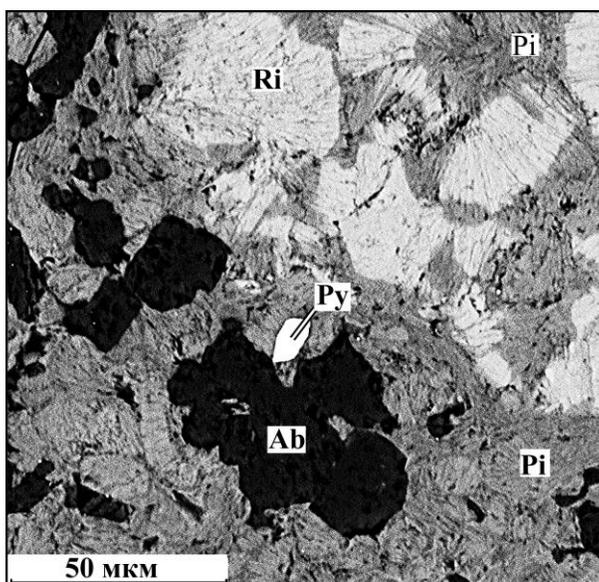


Рис. 4. Сферолитоподобные и радиально-лучистые выделения рипидолита и замещающего его пикнохлорита в березит-лиственитах. Изображение в обратно рассеянных электронах

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 пирите. Его состав варьирует по латерали. Пикнохлорит, кристаллизовавшийся за пределами рудных тел, по сравнению с пикнохлоритом рудных зон характеризуется более высокими содержаниями Si и меньшими значениями Al^{IV} (табл.). Температура образования рипидолита, оцененная с помощью хлоритового геотермометра [Kranidiotis., MacLean, 1987], составляет 333–338 °C ($T_{\text{средн.}}=336^\circ\text{C}$), пикнохлориты рудных зон – 287–293 °C ($T_{\text{средн.}}=287^\circ\text{C}$), пикнохлорита, развитого в безрудных интервалах березит-лиственитов – 255–280 °C ($T_{\text{средн.}}=271^\circ\text{C}$).

Обсуждение результатов. Хлорит пропилитов, по химическому составу отвечающий рипидолиту, образовался при температуре 307–313 °C, что соответствует диапазону температур образования пропилитов альбит-актинолитовой фации [Метасоматизм..., 1998].

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 в уменьшении количества Al в тетраэдрической позиции. Похожие изменения химического состава хлорита выявлены Э.М. Спиридоновым [1991] 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 образования хлорита (рипидолита и пикнохлорита), распространенного в пределах рудных тел, оценивается в 287–333°C, тогда как пикнохлорита, развитого за пределами рудных интервалов –255–280°C.

Выводы. По результатам исследований установлено, что хлорит в пропилитах Вознесенского месторождения (ассоциация: амфибол, ортоклаз, альбит и хлорит) относится к рипидолиту. Температура его кристаллизации составляет 307–313°C, что соответствует диапазону температур образования пропилитов альбит-актинолитовой фации.

Хлорит березит-лиственитов по химическому составу и времени кристаллизации 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.

Финансирование: работа выполнена в рамках программы государственного заказа ИГ УФИЦ РАН № FMRS-2022-0011.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бородаевский Н.И. Материалы по геологии месторождений золота и меди Учалинского и Миасского районов. Башкирский РГФ, 1933. 144 с.
2. Знаменский С.Е. Структурные условия формирования коллизионных месторождений золота восточного склона Южного Урала. Уфа: Гилем, 2009. 348 с.
3. Знаменский С.Е., Знаменская Н.М. Вознесенское золоторудное месторождение (Южный Урал): геологическое строение, геохимия рудовмещающих пород, геодинамические условия образования // Литосфера. 2022. №3. С. 391-403. DOI: 10.24930/1681-9004-2022-22-3-391-403.
4. Марушенко Л.И. Минералогия пропилитов крупного медно-молибден-порфирирового месторождения Песчанка (Западная Чукотка) // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2013. № 4. С. 22-30.
5. Метасоматизм и метасоматические породы // Под ред. В.А. Жарикова. Москва: Научный мир, 1998. 492 с.
6. Савельева Г.Н. Габбро-ультрабазитовые комплексы офиолитов Урала и их аналоги в современной океанической коре. М.: ГИН АН СССР, 1987. 246 с.
7. Сазонов В.Н., Огородников В.Н., Коротеев В.А., Поленов Ю.А. Месторождения золота Урала. Екатеринбург: УГГГА, 2001. 622 с.
8. Серавкин И.Б., Косарев А.М., Салихов Д.Н., Знаменский С.Е., Родичева З.И., Рыкус М.В., Сначев В.И. Вулканизм Южного Урала М.: Наука, 1992. 197 с.
9. Спиридонов Э.М. Закономерность формирования и размещения плутоногенных месторождений золота в северной части Центрального Казахстана: Автореф. дисс. (в форме научного доклада) М., 1991. 78 с.
10. Hey M.H. A new review of the chlorites // Mineralogical Magazine. 1954. V. 30. P. 277-292. DOI: 10.1180/MINMAG.1954.030.224.01
11. Kranidiotis P., MacLean W.H. (1987) Systematics of chlorite alteration at the Phelps Dodge massive sulfide deposit, Matagami, Quebec // Econ. Geol., 1987. V. 82. P. 1898-1911. DOI: 10.2113/GSECONGEO.82.7.1898

REFERENCES

1. Borodaevsky N.I. Materials on the geology of gold and copper deposits of the Uchalinsky and Miass regions. Bashkir RHF, 1933. 144 p.
2. Znamensky S.E. Structural conditions for the formation of collisional gold deposits on the eastern slope of the Southern Urals. Ufa: Gilem, 2009. 348 p.
3. Znamensky S.E., Znamenskaya N.M. Voznesenskoye gold deposit (Southern Urals): geological structure, geochemistry of ore-bearing rocks, geodynamic conditions of formation // Lithosphere. 2022. №3. pp. 391-403. Source: <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2022-22-3-391-403>.

4. Marushenko L.I. Mineralogy of propylites of the large copper-molybdenum-porphyry deposit Peschanka (Western Chukotka) // Vestn. Moscow university Ser. 4. Geology. 2013. No. 4. pp. 22-30.
5. Metasomatism and Metasomatic Rocks, Ed. V.A. Zharikov. Moscow: Scientific world, 1998. 492 p.
6. Savelyeva G.N. Gabbro-ultramafic complexes of Ural ophiolites and their analogues in modern oceanic crust. M.: GIN AN SSSR, 1987. 246 p.
7. Sazonov V.N., Ogorodnikov V.N., Koroteev V.A., Polenov Yu.A. Deposits of gold in the Urals. Ekaterinburg: UGGGA, 2001. 622 p.
8. Seravkin I.B., Kosarev A.M., Salikhov D.N., Znamensky S.E., Rodicheva Z.I., Rykus M.V., Snachev V.I. Volcanism of the Southern Urals, Moscow: Nauka, 1992. 197 p.
9. Spiridonov E.M. Pattern of formation and placement of plutogenic gold deposits in the northern part of Central Kazakhstan: Abstract of the thesis. diss. (in the form of a scientific report) M., 1991. 78 p.
10. Hey M.H. A new review of the chlorites // Mineralogical Magazine. 1954. V. 30. Pp. 277-292. DOI: 10.1180/MINMAG.1954.030.224.01
11. Kranidiotis P., MacLean W.H. (1987) Systematics of chlorite alteration at the Phelps Dodge massive sulfide deposit, Matagami, Quebec// Econ. Geol., 1987. V. 82. Pp. 1898-1911. DOI:10.2113/GSECONGEO.82.7.1898.

Сведения об авторах:

Знаменский Сергей Евгеньевич, заведующий лабораторией палеовулканологии и металлогении, Институт геологии ФГБНУ «Уфимский федеральный исследовательский центр Российской Академии наук», доктор геолого-минералогических наук, г. Уфа, Российская Федерация. E-mail: Znamensky_Sergey@mail.ru

Знаменская Нина Михайловна, младший научный сотрудник, Институт геологии ФГБНУ «Уфимский федеральный исследовательский центр Российской Академии наук», доктор геолого-минералогических наук, г. Уфа, Российская Федерация. E-mail: ninaznam@mail.ru

Author's personal details

Znamensky Sergey Evgenievich, Head of the Laboratory of Paleovolcanology and Metallogeny, Institute of Geology, Federal State Budgetary Scientific Institution "Ufa Federal Research Center of the Russian Academy of Sciences", Doctor of Geological and Mineralogical Sciences, Ufa, Russian Federation, Ufa. E-mail: Znamensky_Sergey@mail.ru

Znamenskaya Nina Mikhailovna, Junior Researcher, Institute of Geology, Federal State Budgetary Scientific Institution "Ufa Federal Research Center of the Russian Academy of Sciences", Ufa, e-mail: ninaznam@mail.ru

© Знаменский С.Е., Знаменская Н.М.