

УДК 549.623.7

ТИПОМОРФИЗМ ХЛОРИТОВ СУХАРИНСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ

Е.М. Лупак

Томский политехнический университет

E-mail: planet@sibmail.com

Изучены хлориты из руд и метасоматитов скарново-магнетитового, с наложенной золото-сульфидной минерализацией, Сухаринского рудного поля (Горная Шория). Выделены две разновидности хлоритов: метасоматические и прожилковые, приведены данные об их типоморфных особенностях; установлена зависимость железистости метасоматического хлорита от состава замещаемых минералов; установлено возрастание железистости всех типов хлоритов по мере удаления от Тельбесского гранитоидного массива, что указывает на парагенетическую связь гидротермальной минерализации с гранитоидным магматизмом.

Ключевые слова:

Золоторудные месторождения, типоморфизм минералов, хлорит, зональность.

Key words:

Gold-ore layers, the genetic properties of minerals, chlorite, the zonality.

Введение

Хлориты являются распространенными и информативными вторичными минералами околорудных пород различных месторождений. Изменения в составе, морфологии, физических свойствах данного минерала могут дать существенную генетическую информацию и служить типоморфными признаками, познание которых необходимо для детальной характеристики минералогической зональности и разработки критериев поисков и разведки рудных объектов [1, 2].

Автором выполнены комплексные исследования хлоритов из руд, метасоматитов и вмещающих пород Сухаринского рудного поля (Горная Шория). Цель исследования – изучение типоморфных свойств хлоритов, выявление их зональности в пределах рудного поля и взаимоотношений с золоторудной минерализацией.

Изучение типоморфных свойств хлоритов на территории рудного поля проводится нами впервые. Вопросам изучения типоморфизма метасоматических минералов, сопровождающих золоторудную минерализацию, должного внимания прежде не уделялось, поскольку гидротермальное золотое оруденение, представляющее промышленный интерес, выявлено в Сухаринском рудном поле работами ООО «Тэтис-Т» (г. Новокузнецк) только в последние годы, а ранее все месторождения этой территории эксплуатировались как железорудные, скарново-магнетитовые.

В процессе работ решались следующие основные задачи: изучение химического состава и оптических свойств хлоритов, выявление отличительных особенностей хлоритов продуктивных минеральных ассоциаций, зональности типоморфных свойств хлоритов в пределах Сухаринского рудного поля.

Краткий очерк геологического строения рудного поля

Сухаринское рудное поле расположено в западной части Тельбесского железорудного района Горной Шории. В его геологическом строении глав-

ную роль играют известняки сухаринской свиты и диориты, диоритовые порфириды тельбесского комплекса [3]. Эти рудовмещающие карбонатные и интрузивные породы повсеместно в той или иной степени испытали воздействие гидротермальных процессов.

В порядке возрастной последовательности в рудном поле можно выделить следующие метасоматические формации: кварц-полевошпатовые метасоматиты, известковые скарны, пропилиты и березиты.

Кварц-полевошпатовые метасоматиты отмечаются в апикальной части Тельбесского интрузива и развиваются по кварцевым диоритам и гранодиоритам. Типоморфными минералами метасоматитов являются кварц, альбит, реже калиевый полевой шпат. Наиболее распространены кварц-альбитовые метасоматиты. При их формировании исходный андезин гранитоидов замещается альбитом и серицитом, а биотит и роговая обманка – хлоритом и мусковитом.

Известковые скарны на площади рудного поля проявились в связи с процессами послемагматической деятельности гранитоидной интрузии. Возникли они на контактах алюмосиликатных и карбонатных пород, состоят преимущественно из граната и пироксена. Для околоскарновых пород типичны актинолит, хлорит, кальцит и эпидот.

Скарнирование завершается формированием околоскарновых пропилитов с сопряженным сульфидно-магнетитовым оруденением. Пропилиты и пропилитизированные породы сложены эпидотом, актинолитом, хлоритом, альбитом, кальцитом, кварцем. Обычно в них присутствует пирит либо магнетит. В результате пропилитизации формируется вертикальная зональность, в которой глубинная зона, ближайшая к интрузии, сложена эпидот-актинолитовыми пропилитами, а верхняя, удаленная от контакта, – эпидот-хлоритовыми или альбит-кальцит-хлоритовыми пропилитами. Жильная фация пропилитов представлена кварц-эпидотовыми, кварц-эпидот-кальцитовыми и сульфидными прожилками.

Зоны линейных пропилитов, связанные с новым импульсом тектоно-магматической активизации региона, образовались по вулканитам андезит-базальтового состава после околоскарновых пропилитов. Линейные пропилиты по минералогическому составу существенно не отличаются от околоскарновых, но во внутренней зоне обычно имеют постепенные переходы в хлорит-карбонат-серицит-кварцевые метасоматиты, вплоть до серицит-кварцевых пород, которые по строению метасоматической колонки отнесены нами к березитам.

Березиты сопровождают жильные и прожилково-вкрапленные руды, а также образуют самостоятельные жильообразные тела и контролируются разрывными нарушениями и зонами трещиноватости. Они состоят из кварца, серицита, кальцита (анкерита). Отдельные зоны березитов обычно имеют достаточно четкие границы. Внутренняя зона имеет кварц-слюдистый состав, промежуточная — кварц-слюдисто-карбонатный, внешняя — преимущественно слудисто-карбонатный.

Золоторудная минерализация Сухаринского рудного поля представлена многочисленными сульфидными, кварцево-сульфидными, сульфидно-хлоритовыми, кварцево-карбонатно-хлоритовыми прожилками, которые накладываются на метасоматические породы.

Процесс формирования руд можно разделить на три стадии минералообразования (в порядке их формирования): 1) пирротиновая; 2) арсенопирит-пиритовая; 3) полиметаллическая. Данные ассоциации отражают эволюцию единого потока флюидов, формирующего золото-сульфидное оруждение. Из сульфидов первыми образуются пирротин, затем высокотемпературный арсенопирит, далее относительно низкотемпературные халькопирит, сфалерит, галенит и теллуриды Pb, Bi, Ag, Au. В завершающую стадию, в обстановке резко повышенного окислительного потенциала, появляется незначительное количество гематита. Самородное золото отлагалось в течение всего рудного этапа, но основными продуктивными минеральными ассоциациями являются арсенопирит-пиритовая и полиметаллическая.

Хлорит является характерным минералом как околорудных метасоматитов, так и руд, отражая в своих типоморфных особенностях эволюцию условий минералообразования во времени и пространстве.

Методы исследования

Оптические характеристики хлоритов Сухаринского рудного поля изучались на микроскопе ПОЛАМ Л-213М. Иммерсионным методом были определены показатели преломления. Структурные изменения в составе хлоритов исследовались с помощью инфракрасных спектров на установке IR Prestige-21. Вышеперечисленные анализы были выполнены автором работы в Лаборатории геологии золота ТПУ.

Минеральные микроримеси в хлоритах диагностировались электронно-зондовым рентгеноспектральным методом на электронном сканирующем микроскопе Hitachi S3400N с энергодисперсионным спектрометром EDX Bruker XFlash 4010 в лаборатории электроннооптической диагностики Международного инновационного научно-образовательного центра «Урановая геология» кафедры геоэкологии и геохимии ТПУ, аналитик С.С. Ильенко.

Химические составы хлоритов определялись электроннозондовым методом на установке JXA-8100 с приставкой CAMEBAX-Micro в Аналитическом центре Института геологии и минералогии СО РАН (г. Новосибирск), аналитик О.С. Хмельникова.

Формульные количества рассчитаны в соответствии с методикой [4].

Полученные результаты и их обсуждение

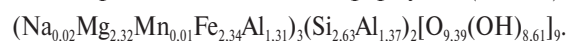
По данным микрозондового анализа хлориты Сухаринского рудного поля относятся к группе магнезиально-железистых. На классификационной диаграмме [5] среди них обособляются представители двух рядов: псевдотюрингит-брунсвит и тюрингит-делессит (рис. 1). Для всех исследуемых минералов были подсчитаны формульные количества, наиболее представительные приведены в табл. 1.

Хлориты различаются не только по составу, но и по оптическим свойствам. Определенный вид хлорита тесно связан с характерным минералогическим парагенезисом и геологической обстановкой.

В слабо затронутых процессами метасоматоза породах хлорит вместе с карбонатом, кварцем и серицитом развивается по трещинкам и границам зерен амфиболов, плагиоклазов, по вулканическому стеклу. В околорудных метасоматитах тонкошелушчатые, спутанно-волокнистые агрегаты или неправильные зерна хлорита полностью замещают темноцветные минералы (рис. 2, а) и, частично, полевой шпат в ассоциации с актинолитом, иногда с эпидотом и кварцем.

Изучение хлоритов околорудных метасоматитов показало принадлежность их к ряду псевдотюрингит-брунсвит. Это фиксируется по оптическим параметрам хлорита и данным определения его химического состава. В проходящем свете минерал характеризуется различными оттенками зеленого цвета, серыми и серо-синими цветами интерференции, повышенными показателями преломления ($n_g=1,630...1,650$). В редких случаях минерал под микроскопом обладает оливково-зеленым цветом, а в скрещенных николях маркируется чуть более светлой окраской (рис. 2, б).

Состав типичного представителя хлоритов околорудных метасоматитов иллюстрируется рассчитанной кристаллохимической формулой (табл. 1):



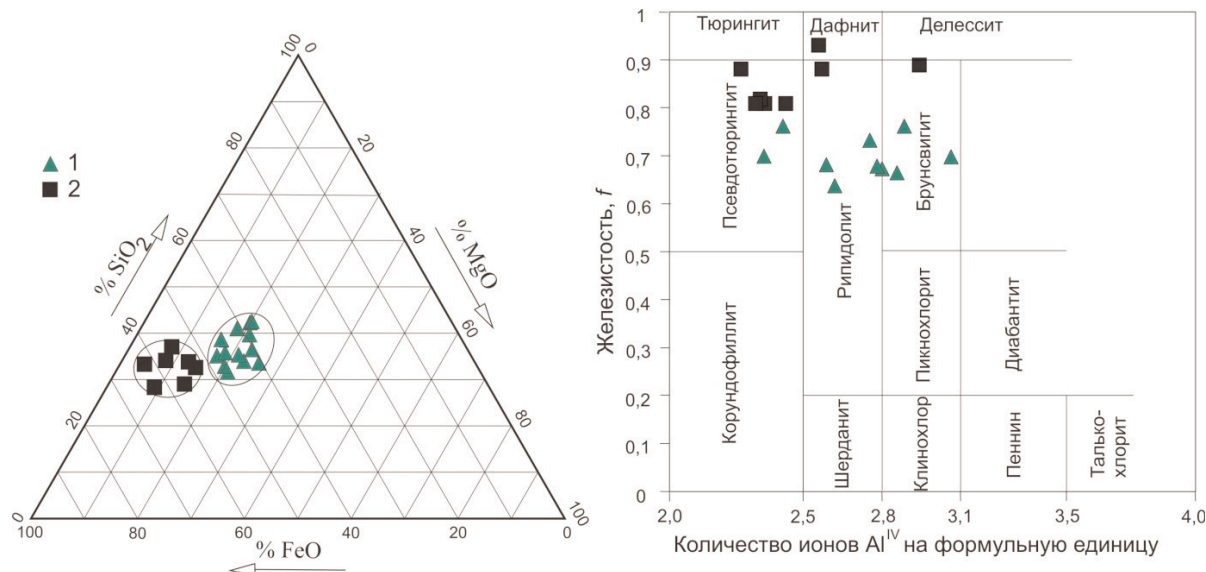


Рис. 1. Диаграмма FeO – SiO₂ – MgO и точки составов хлоритов на диаграмме: 1) околорудные метасоматиты; 2) прожилки

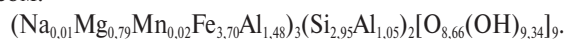
Таблица 1. Формульные количества хлоритов Сухаринского рудного поля

Субстрат	Замещающий минерал, ассоциация	Al	Al ^{IV}	Si	Fe	Ti	Mn	Mg	Ca	Na	K	OH	f
Пропилиты	Полевые шпаты	2,68	1,37	2,63	2,34	0,00	0,01	2,32	0,00	0,02	0,00	8,61	0,64
		2,71	1,21	2,79	2,10	0,23	0,00	1,98	0,06	0,00	0,13	8,71	0,65
	Вулканическое стекло	2,49	1,14	2,86	2,39	0,00	0,01	2,20	0,01	0,02	0,01	8,67	0,66
	Амфиболы	2,31	1,41	2,59	2,60	0,08	0,00	2,25	0,05	0,00	0,12	8,72	0,66
		2,35	1,25	2,75	2,72	0,22	0,01	1,83	0,00	0,01	0,11	8,91	0,73
Прожилки	С кварцем и карбонатом	2,60	1,67	2,33	3,23	0,25	0,00	1,51	0,00	0,00	0,08	9,08	0,81
		2,60	1,65	2,35	3,52	0,00	0,00	1,46	0,07	0,00	0,00	9,09	0,81
	С сульфидами	2,27	1,73	2,27	4,24	0,00	0,00	1,05	0,17	0,00	0,00	9,39	0,88
		2,53	1,05	2,95	3,70	0,00	0,02	0,79	0,00	0,01	0,00	9,34	0,89

Al^{IV} – содержание Al в четверной координации; f – железистость.

В сульфидных рудах, где отмечаются поздние секущие прожилки хлорита (рис. 2, в, г), он соответствует ряду тюрингит-делессита (рис. 1). Это подтверждается оптическими характеристиками: плеохроирует от зеленого до бледно-желтого и бесцветного, характеризуется лавандово-синими, синими и серыми (пестрыми) цветами интерференции, высокой железистостью ($f=81...93$, $n_g=1,650...1,675$).

Кристаллохимическая формула типичного представителя хлоритов из прожилков, рассчитанная по данным табл. 1, выглядит следующим образом:



Большинство изученных хлоритов находится в смешанно-слоистых сростках с мусковитом и одновременно содержит примесь карбонатов. Лишь небольшая их часть оказалась однородной в отношении механических примесей.

Намечается зависимость состава хлоритов от состава первичных (замещающих) минералов. Так, по полевым шпатам развиваются хлориты

с показателями железистости 0,64...0,65, по вулканическим стеклам – 0,66...0,67, по амфиболам – 0,66...0,75. Наиболее железистый (0,79...0,93) хлорит отмечается в прожилках в ассоциации с кварцем, карбонатами, сульфидами.

Результаты инфракрасной спектроскопии (табл. 2) также указывают на принадлежность хлоритов к магнезиально-железистым разновидностям, так как в области 500...850 см⁻¹ выявилось несколько полос поглощения, характерных лишь для хлоритов, содержащих в октаэдрических структурных позициях значительное количество Fe⁺³ и Fe⁺² [4]. При этом заметные изменения в спектре происходят при увеличении содержания Al. Поглощение близ 1000 см⁻¹ в хлоритах с Al^{IV}<1,2 обнаруживает 2–4 максимума, при более высоких содержаниях Al^{IV} – проявляется в виде одиночной полосы. У магнезиально-железистых хлоритов с Al^{IV}=1,2...1,3 максимум поглощения находится при 999...984 см⁻¹, при увеличении содержания Fe²⁺ – при 986...978 см⁻¹.

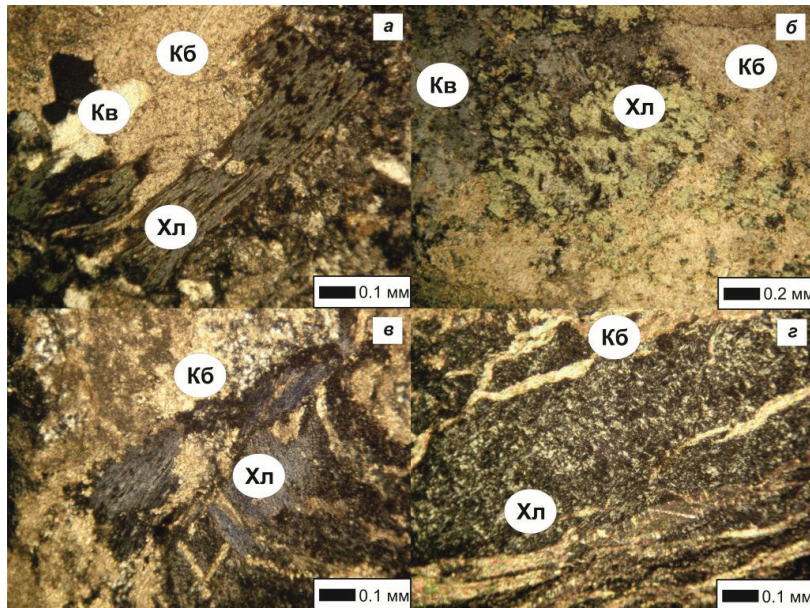


Рис. 2. Микрофотографии хлоритов (Хл): а, б) из околорудных метасоматитов; в, г) из прожилков; Кб – карбонат; Кв – кварц

Таблица 2. Значения полос поглощения в ИК-области, см^{-1}

Хлориты	Si-O	Si-O _{деф}	Si-O-R ^{vi}					Si-O _{вал}	ОН _{вал} хлорита
Из метасоматитов	411	428	–	648	667	752	841	982	3418, 3543
Из прожилков	422	448	536	635	667	777	–	988	3420, 3545

Si-O_{вал} – валентные колебания Si-O-связи, Si-O_{деф} – деформационные колебания Si-O-связи, ОН_{вал} – валентные колебания ОН-связи.

По мере удаления от Тельбесского интрузивного массива, с востока на запад рудного поля, отмечается увеличение железистости (на 0,05...0,10 ед.) и снижение содержания магния во всех типах хлоритов, что свидетельствует о нарастании кислотных свойств растворов. Подобная зависимость доказана экспериментально и была неоднократно установлена на других месторождениях [6–10].

На изученной территории возрастание железистости хлоритов коррелируется с увеличением доли кислотных метасоматитов и возрастанием их рудоносности – с юго-востока на северо-запад Сухаринского рудного поля.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Современные методы минералого-геохимических исследований как основа выявления новых типов руд и технологии их комплексного освоения / Отв. ред. Ю.Б. Марин. – СПб.: СПО ВМО, 2006. – 218 с.
2. Роль минералогии в познании процессов рудообразования: Матер. годичной сессии Московского отделения РМО. – М.: ИГЕМ РАН, 2007. – 347 с.
3. Железорудные месторождения Алтае-Саянской горной области / под ред. И.П. Бардина. – М.: Изд-во АН СССР, 1959. – Т. 1. – Кн. 2. – 602 с.
4. Борнеман-Старынкевич И.Д. Руководство по расчету формул минералов. – М.: Наука, 1964. – 224 с.
5. Минералы: справочник / под ред. Ф.В. Чухрова, Э.М. Бонштедт-Куплетской. – М.: Изд-во АН СССР, 1992. – Т. 4. – Вып. 2. – 661 с.
6. Кольцов А.Б. Условия образования слюд и хлоритов переменного состава в метасоматических процессах // Геохимия. – 1992. – № 6. – С. 846–856.
7. Вахрушев В.А. Минералогия, геохимия и образование месторождений скарново-золоторудной формации. – Новосибирск: Наука, 1972. – 238 с.
8. Подлесский К.В. Скарны и околорудные метасоматиты железорудных месторождений Урала и Кавказа. – М.: Наука, 1979. – 204 с.
9. Синяков В.И. Основы теории рудогенеза. – Л.: Недра, 1987. – 191 с.
10. Округин В.М. Родниковое месторождение // Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России / Отв. ред. А.И. Ханчук. – Владивосток: Дальнаука, 2006. – Кн. 1. – С. 702–705.

Поступила 12.05.2012 г.