

ОРТИТ В НОРИЛЬСКИХ СУЛЬФИДНЫХ РУДАХ

Ю.Д. Гриценко, Э.М. Спиридонов

Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Геологический факультет;
Минералогический музей им. А.Е. Ферсмана, РАН, Москва, ygritsenko@rambler.ru

И.М. Куликова, О.А. Набелкин

ФГУП Институт минералогии, геохимии и кристаллохимии редких элементов (ИМГРЭ), РАН, Москва,
mulderfw@yandex.com

Л.И. Марущенко

Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Геологический факультет, Москва,
luba.rogacheva@gmail.com

Ортит-(Ce) в норильских сульфидных рудах представлен двумя генерациями. Ортит-I слагает сложно- и осцилляционно-зональные, секториально-зональные кристаллы в ореолах флюидного воздействия на контакте сульфидных руд, содержащих богатую пневматолитовую минерализацию Pt и Pd, с габбро-долеритами. В таких ореолах обычно обилён апатит. В составе ортита-I $Ce > La > Nd \gg Pr$, содержание минала ортита от центра кристаллов к периферии постепенно снижается от 80 до 54%, минала эпидота — от 20% до 13%, минала клиноцоизита повышается от следов до 33%. Источником лантанидов для ортита-I, вероятно, был процесс замещения раннего пневматолитового хлорапатита с 1.5–2.5 мас.% $LREE_2O_3$ более поздним пневматолитовым фторапатитом с 0.5–1 мас.% $LREE_2O_3$. Пневматолитовый ортит-I содержит эпигенетические метасоматические вросстки и просечки хлорита, с которым ассоциируют кварц, корренсит, гидроранат, а также борнит, замещающий халькопирит магматогенных сульфидных руд, и годлевскит, замещающий в них пентландит. Эпигенетическая низкотемпературная гидротермальная минерализация возникла при процессах низкоградного метаморфизма в условиях пренит-пумпеллиитовой фации. Эта минерализация включает ортит-II, обычно слагающий просечки, прожилки и каймы обрастания на ортите-I. Выделения ортита-II незональные. Ортит-II относительно беден лантанидами и железом, обогащен водой. Источником лантанидов для метаморфогенно-гидротермального ортита-II, вероятно, был процесс замещения хлорапатита и фторапатита метаморфогенно-гидротермальным гидроксилapatитом, содержащим следы лантанидов.

В статье 3 таблицы, 4 рисунка, список литературы из 25 названий.

Ключевые слова: ортит-(Ce) пневматолитовый, ортит-(Ce) метаморфогенно-гидротермальный, алланит-(Ce), EBSD-анализ, послерудный низкоградный метаморфизм.

Ортит — синоним алланита. Ортит свое название получил из-за прямоугольной формы кристаллов. К подгруппе ортита в настоящее время относят богатые лантанидами минералы группы эпидота с кристаллохимической формулой $(A1A2)_{\Sigma 2}(M1M2M3)_{\Sigma 3}T(O_4)(O10)$, $T = [SiO_4] + [Si_2O_7]$ (Хвостова, 1963; Армбрустер и др., 2006; Fleischer's glossary..., 2014) (табл. 1).

Кристаллы ортита практически повсеместно имеют зональное строение, лантанидами обогащены их ядерные части, нередко постепенные переходы от ортита к эпидоту и клиноцоизиту (Хвостова, 1963).

Ортит — распространенный акцессорный минерал гранитов и их пегматитов, сиенитов и их пегматитов, диоритов и габбро-диоритов, монзонитов, кремнекислых вулканических пород, метаморфических пород фации голубых сланцев, эпидот-амфиболитовой, амфиболитовой, гранулитовой и эклогитовой фаций (Giere, Sorensen, 2004; Philpotts, Ague, 2009). В альпийских жилах наряду с ортитом широко развит ферриалланит. Ортит

иногда образует значительные скопления в высоко- и среднетемпературных гидротермальных метасоматитах — скарнах и пропилитах.

Обычно редкоземельный состав ортита устойчив — $Ce > La > Nd \gg Pr > Sm > Gd$. Содержания иных лантанидов, иттрия и урана обычно ничтожные; содержания тория — от следов до 1 мас.%, редко выше. Ортиты, обогащенные La или Nd, а также Th, а нередко и U, развиты в дифференцированных гранитных пегматитах; ядра кристаллов таких ортитов обычно метамиктные (Hanson, 2012; и др.).

Методы исследований

Химический состав норильского ортита изучен с помощью электронно-зондового микроанализатора Camebax-microbeam с волновой дисперсией; ускоряющее напряжение 20 кВ, ток пучка 30 нА; эталоны — синтетические фосфаты лантанидов. Расчет концентраций элементов проводился в программе

Таблица 1. Наполнение кристаллохимических позиций в структурах клиноцоизита и минералов подгруппы ортита (Giere, Sorensen, 2004; Армбрустер и др., 2006; Fleischer's glossary..., 2014)

Минералы	A1	A2	M1	M2	M3	T	O4	O10
клиноцоизит	Ca ²⁺	Ca ²⁺	Al ³⁺	Al ³⁺	Al ³⁺	Si ₃ O ₁₁	O	ОН
ортит-(Ce)	Ca ²⁺	Ce ³⁺	Al ³⁺	Al ³⁺	Fe ²⁺	Si ₃ O ₁₁	O	ОН
ортит-(La)	Ca ²⁺	La ³⁺	Al ³⁺	Al ³⁺	Fe ²⁺	Si ₃ O ₁₁	O	ОН
ортит-(Nd)	Ca ²⁺	Nd ³⁺	Al ³⁺	Al ³⁺	Fe ²⁺	Si ₃ O ₁₁	O	ОН
ортит-(Y)	Ca ²⁺	Y ³⁺	Al ³⁺	Al ³⁺	Fe ²⁺	Si ₃ O ₁₁	O	ОН
диссакисит-(Ce)	Ca ²⁺	Ce ³⁺	Al ³⁺	Al ³⁺	Mg ²⁺	Si ₃ O ₁₁	O	ОН
диссакисит-(La)	Ca ²⁺	La ³⁺	Al ³⁺	Al ³⁺	Mg ²⁺	Si ₃ O ₁₁	O	ОН
ферриалланит-(Ce)	Ca ²⁺	Ce ³⁺	Fe ³⁺	Al ³⁺	Fe ²⁺	Si ₃ O ₁₁	O	ОН
ферриалланит-(La)	Ca ²⁺	La ³⁺	Fe ³⁺	Al ³⁺	Fe ²⁺	Si ₃ O ₁₁	O	ОН
оксиалланит	Ca ²⁺	REE ³⁺	Al ³⁺	Al ³⁺	Fe ³⁺	Si ₃ O ₁₁	O	O
долласеит-(Ce)	Ca ²⁺	Ce ³⁺	Mg ²⁺	Al ³⁺	Mg ²⁺	Si ₃ O ₁₁	F	ОН
христовит-(Ce)	Ca ²⁺	Ce ³⁺	Mg ²⁺	Al ³⁺	Mn ²⁺	Si ₃ O ₁₁	F	ОН
андросит-(Ce)	Mn ²⁺	Ce ³⁺	Mn ³⁺	Al ³⁺	Mn ²⁺	Si ₃ O ₁₁	O	ОН
андросит-(La)	Mn ²⁺	La ³⁺	Mn ³⁺	Al ³⁺	Mn ²⁺	Si ₃ O ₁₁	O	ОН
ванадоандросит-(Ce)	Mn ²⁺	Ce ³⁺	V ³⁺	Al ³⁺	Mn ²⁺	Si ₃ O ₁₁	O	ОН
ванадоандросит-(La)	Mn ²⁺	La ³⁺	V ³⁺	Al ³⁺	Mn ²⁺	Si ₃ O ₁₁	O	ОН
уэдаит-(Ce)	Mn ²⁺	Ce ³⁺	Mn ³⁺	Al ³⁺	Fe ²⁺	Si ₃ O ₁₁	O	ОН

CalcZaf v.8.46 с использованием модели коррекции PAP (Pouchou and Pichoir), аналитики (ИМГРЭ) И.М. Куликова и О.А. Набелкин (Куликова, Набелкин, 2014). Химический состав сопутствующих сульфидов и силикатов изучен с помощью электронно-зондового микроанализатора Camebax-microbeam с энергодисперсионным Si(Li)-детектором и системой анализа INCA Energy Oxford, аналитик Ю.А. Гриценко.

Изучение спектров комбинационного рассеяния (КР) света проведено в лаборатории кафедры минералогии геологического факультета МГУ им. М.В. Ломоносова на КР спектрометре EnSpectr R532 с использованием лазера с длиной волны 532 и 735 нм.

Анализ методом дифракции отраженных электронов (EBSD-анализ) проведен в лаборатории локальных методов исследования вещества кафедры петрографии МГУ с помощью сканирующего электронного микроскопа Jeol JSM-6480LV, снабженного детектором дифракции обратно рассеянных электронов – NordlysMax, аналитик Л.И. Марущенко. EBSD-анализ осуществлялся при помощи программного обеспечения «Aztec» (Oxford Instruments). Изображения картин дифракции Кикучи получены при ускоряющем напряжении 25 кВ и силе тока 10 нА. В качестве стандарта использован особо чистый кремний. EBSD-анализ крайне чувствителен к качеству поверхности исследуемого образца. Поэтому образец после стандартной шли-

фовки и полировки обработан в течение 45 минут на коллоидном кремнеземе на шлифовальном станке с невысокой скоростью (40 – 50 оборотов в минуту).

Месторождения Норильского рудного поля

Норильское рудное поле расположено в СЗ углу древней Восточно-Сибирской платформы, в зоне краевых дислокаций. Его месторождения размещены в плитном чехле платформы, который слагают ангидрит-карбонатно-терригенные толщи V – С (~7 км), угленосная карбонатно-терригенная толща С – Р (до 1 км), платобазальты трапповой формации P₂ – T₁ (до 4 км) (Геология..., 1966). Трапповая формация включает серию интрузивов и даек долеритов и габброидов. Месторождения сульфидных Pt-Pd-Co-Ni-Cu руд сопряжены с Норильскими, Талнахским и Таймырским интрузивами оливиновых габбро-долеритов – троктолитов – анортзитов – габбро-диоритов (Годлевский, 1959; Генкин и др., 1981). Возраст трапповой формации и месторождений Норильского рудного поля 251 ± 1 – 3 млн. лет (Naldrett, 2004). Сульфидные агрегаты образуют вкрапленность в рудоносных интрузивах, а также залежи, жилы и импреняции обычно в нижней части этих интрузивов и в подстилающих роговиках. Первичные руды сложены продуктами превращений моносльфидного (Mss) и проме-

жуточного (Iss) твердых растворов кристаллизовавшихся из сульфидных Ni-Cu-Fe расплавов. Это моноклинный и промежуточные пирротины, троилит, кубанит, халькопирит, пентландит, талнахит, моихукит, пугоранит (Годлевский, 1959; Рябов, Золотухин, 1977; Изоитко, 1978; Генкин и др., 1981) и магнетит.

Основная масса благородных металлов в норильских рудах представлена собственными минералами, меньшая их часть рассеяна в ведущих сульфидах руд (некоторая часть Pd в пентландите и т.п.). Выделения минералов элементов платиновой группы (PGM) — метакристаллы, образовавшиеся при послемагматических процессах при формировании флюидов (Спиридонов, 2010). Они формируются путем замещения сульфидных руд и прилегающих пород на пневматолитовом послемагматическом этапе. В частности, в экзоконтактах сульфидных тел в силикатной матрице роговиков и ороговикованных пород вне сульфидов установлены метакристаллы Au-Pt атокита, тетраферроплатины, Au-Pd рустенбургита, палларстаниды, гуанглинита, Pb-содержащего майченерита, сперрилита (до 8 мм), золота, электрума, маякита, полярита, паоловита; их размер обусловлен масштабом тел сульфидов.

Ореолы флюидного воздействия около тел магматических сульфидов слагают агрегаты титанистого биотита, ангидрита, титаномагнетита, ильменита с ламеллями бадделлита, хлорапатита, хлорфторопатита, фторопатита, низкотитанистого корсунита, хлорсодержащих гастингсита и эденита, джерфишерита, бартонита (Генкин и др., 1981; Mashkina, Spiridonov, 2014). Хлорапатит содержит до 2.5 мас.% легких лантанидов, фторопатит — до 1% (Mashkina, Spiridonov, 2014). Минералы платиноидов — интерметаллиды Pd и Pt — слагают метасомы и метакристаллы в сульфидных агрегатах и в ореолах флюидного воздействия около тел сульфидов (Спиридонов, 2010).

Трапповая формация Восточно-Сибирской платформы и подтрапповые толщи были захвачены процессами эпигенетического метаморфизма погружения в условиях цеолитовой, затем пренит-пумпеллиитовой и далее вновь цеолитовой фации (Спиридонов и др., 2000). Rb/Sr датировки начала процессов эпигенетического метаморфизма 232 млн. лет, окончания — 122 млн. лет (Спиридонов, Гриценко, 2009). Процессы эпигенетического низкоградного метаморфизма в заметной степени преобразовали руды Норильского рудного поля. Любой образец норильских руд содержит прожилки гидротермальных

магнетита и макинавита, чем обусловлен кажущийся «гидротермальный» изотопный состав кислорода магматогенных норильских руд.

В магматогенных сульфидных рудах локально, вдоль трещин и зон дробления, отдельными пятнами, гнездами, микро- и макропрожилками, нередко захватывая крупные блоки рудных тел, развиты пирит, графические сростания пирит — магнетит, бравоит, марказит, магнетит, халькопирит (без пластин распада кубанита), миллерит, борнит, макинавит, валлерит, пирротин (без структур распада пентландита и халькопирита), низкий халькозин, хизлеводит, годлевскит, сфалерит, вюртцит, галенит, игольчатый кубанит, полидимит, виоларит, зигенит, гематит, мушкетовит, точилит, кобальтпентландит, купропентландит, аргентопентландит, паркерит, гаухекорнит, лепидокрокит, гётит, вяльсовит, самородные серебро, медь, мышьяк и висмут, ртутистое серебро, молибденит, арсениды и сульфоарсениды Fe-Ni-Co (лёллингит, арсениопирит, никелин, маухерит, герсдорфит, раммельсбергит, крутовит, никельскуттерудит, орселит, кобальтин, саффорит, скуттерудит, ферроскуттерудит), алабандин, клаусталит, касситерит, станин, тетраэдрит, штроейерит, аргентопирит, науманнит, уранинит. Обычно с ними ассоциируют ангидрит, кальцит, доломит, анкерит, кварц, пренит, гидроранаты, серпентины и хлориты, брусит, халцедон, ксонотлит, монтмориллонит, сапонит, сепиолит, пектолит, тунгусит, датолит, апофиллит, гизингерит, ильваит, ломонтит, стильбит и другие цеолиты, окенит, тальк, минералы группы гидроталькита, гидроксилпатит, таумасит, родохрозит, флюорит, барит, целестин, айоваит, битумы, озокерит (Годлевский, 1959; Кулагов и др., 1969; Изоитко, 1978; Генкин и др., 1981; Рябов, Золотухин, 1977; Туровцев, 2002; Гриценко и др., 2004; Гриценко, Спиридонов, 2005; Спиридонов, Гриценко, 2009).

Последовательность эпигенетических посттрапповых рудных образований: 1 — халькопирит + миллерит + пирит ± гриналит (цеолитовая фация); 2 — халькопирит + пирротин + ангидрит + стильномелан (пренит-пумпеллиитовая фация); 3 — ассоциации с борнитом, магнетитом, ангидритом (пренит-пумпеллиитовая фация); 4 — ассоциации с халькозином и хизлеводитом (цеолитовая фация); 5 — валлеит + магнетит + Ni пирит + карбонаты + корренсит (цеолитовая фация); 6 — U-Ag-Bi-Ni-Co формация с арсенидами и антимонидами (цеолитовая фация); 7 — ассоциации с марказитом, кварцем, каль-

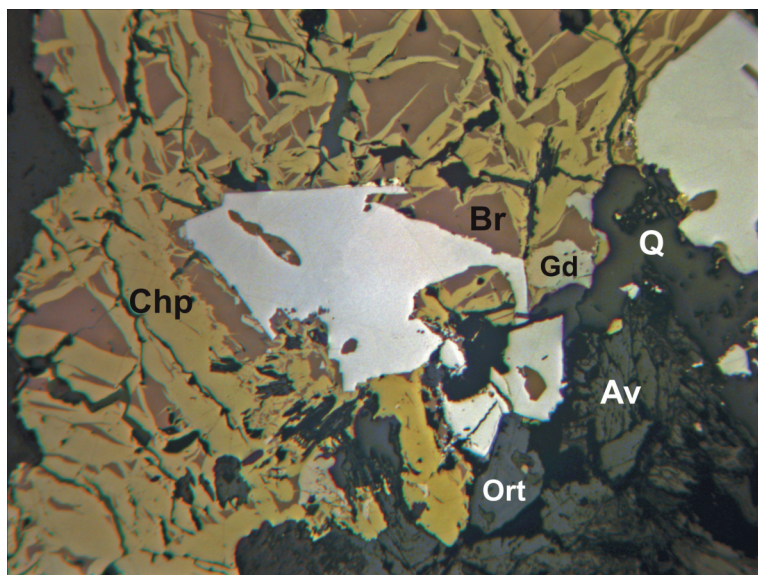


Рис. 1. Ортит (Ort) на контакте пентландит-халькопиритовых руд (Chp), содержащих пневматолитовый рустенбургит (белый), метаморфогенные борнит (Br), годлевскит (Gd), и габбро-долеритов с реликтовым авгитом (Av), кварцем (Q), гидрогранатом, корренситом и хлоритом (темно-серые). Таймырское месторождение. Рудник Октябрьский. Полированный шлиф при 1 никеле. Ширина поля зрения 3 мм.

цитом, гизингеритом, миллеритом, точилинитом (низкотемпературная часть цеолитовой фации).

Не содержащий лантанидов метаморфогенно-гидротермальный гидроксилapatит (Mashkina, Spiridonov, 2014) слагает псевдоморфозы по хлорапатиту, содержащему до 2.5 мас.% $LREE_2O_3$, и по фторапатиту, содержащему до 1 мас.% $LREE_2O_3$. Это наиболее вероятный источник легких лантанидов, фиксированных в составе талнахского метаморфогенного ортита.

Ортит Норильского рудного поля

В Норильском рудном поле ортит установил Е.В. Середа, а впоследствии и А.А. Машкина и Н.Н. Жуков во вкрапленных сульфидных рудах Талнахского месторождения, рудник Маяк.

Изученный нами ортит развит в ореолах флюидного воздействия на контакте сульфидных руд, содержащих богатую пневматолитовую палладиевую и платиновую минерализацию Таймырского месторождения (рудник Октябрьский), и метаморфизованных габбро-долеритов с хлоритом, корренситом, гидрогранатом, кварцем (рис. 1).

В этом участке первичные пентландит-халькопиритовые руды содержат отдельные метакристаллы пневматолитовых PGM – рустенбургита ($Pd_{1.88-1.98}Pt_{1.78-1.87}Ni_{0.11-0.12}Cu_{0.11-0.15}Au_{0-0.07}S_{3.04-3.08}Sn_{0.92-0.96}$, паоловита, электрума, паркерита. При процессах низкоградного метаморфизма халькопирит частично замещён борнитом $Cu_{4.96-5}Fe_{0.96-1}S_{4-4.09}$, пент-

ландит полностью замещен годлевскитом $Ni_{8.72}Fe_{0.31}S_{7.97}$, ферроавгит $Ca_{1.02-1.08}(Fe_{0.54-0.58}Mg_{0.30-0.46}Ti_{0.04})(Si_{1.65-1.69}Al_{0.37-0.46})_2O_6$ габбро-долеритов частью заместили кварц, железистые хлорит и корренсит (рис. 1). Корренсит – упорядоченный смешанно-слоистый 1:1 вермикулит-хлорит, один из характерных минералов метабазитов. Состав талнахского железистого корренсита, мас.%: SiO_2 24.69–24.49; Al_2O_3 17.23–18.19; Fe_2O_3 5.89–6.83. FeO 26.11–33.17; MnO 0–0.58; MgO 3.15–8.76; CaO 0–0.48; его формула $Mg_{0.33}(Fe_{4.42-5.88}Mg_{0.62-2.22}Al_{1.32-1.35}Fe_{0.94-1.04}Mn_{0-0.10}Ca_{0-0.11})_9[(Si_{4.98-5.05}Al_{2.95-3.02})_8O_{20}](OH)_{10.4}H_2O$.

Ортит-(Ce) в норильских сульфидных рудах представлен двумя генерациями. Ортит-I образует сложно- и осцилляционно-зональные, секториально-зональные кристаллы размером до 0.4 мм (рис. 2). Центр кристалла имеет секториально-зональное строение. Ортит-I центральной части, слагающий более светлые участки на фотографиях в отраженных электронах, содержит меньше H_2O , сумма анализов близка к 95%, избыток кремнезема в нем невелик: $Si = 3.08-3.09$ атомов в формуле (а.ф.) (табл. 2, ан. 1, 3–6). Содержание лантанидов и железа в ортите этих зон наиболее высокие – 21.1–21.9 мас.% REE_2O_3 и 10.3–13.9 мас.% $FeO + Fe_2O_3$, причем в них много как двух-, так и трехвалентного железа; содержание минала ортита 77–80%, эпидота – 20–23%. Ортит, слагающий более темные зоны, обогащен водой, суммы анализов близки к 92% (табл. 2, ан. 2, 7). Такой ортит содержит существенный избыток кремнезема ($Si = 3.22-3.33$ а.ф.), 18.1–18.8 мас.% REE_2O_3 ,

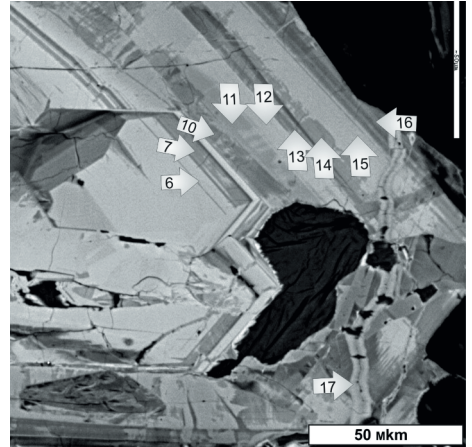
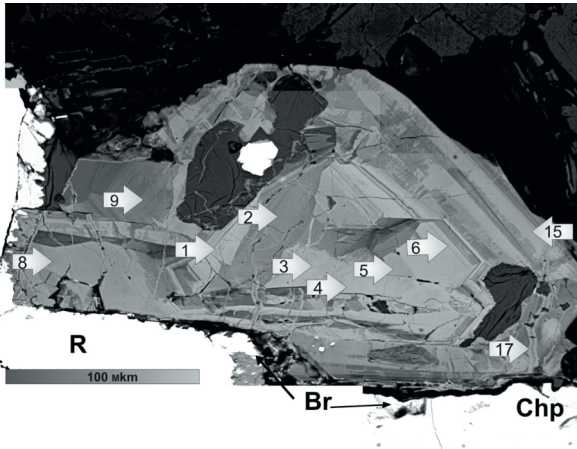


Рис. 2. Сложно-зональный кристалл ортита-I с тонкими прожилками ортита-II и эпигенетическими включениями хлорита (темно-серые) на контакте метаморфизованных пентландит-халькопиритовых (Chp) руд, содержащих пневматолитовый рустенбургит (R), метаморфогенный борнит (Br), и метаморфизованных габбро-долеритов (черное). Стрелки с цифрами – места и номера микрозондовых анализов. Рудник Октябрьский, Норильское рудное поле. В отраженных электронах (BSE).

Рис. 3. Фрагмент рисунка 2. Тонко-зональная внешняя зона кристалла ортита-I (10–16) с тонкими прожилками ортита-II (17) и хлорита, эпигенетическими включениями хлорита (темно-серые). Стрелки с цифрами – места и номера микрозондовых анализов. В отраженных электронах (BSE).

при повышенной доле неодима; 67–74% минала ортита, 14–19% минала эпидота, 3–15% минала клиноцоизита.

Тонко-зональная внешняя зона кристалла ортита-I содержит эпигенетические метасомы хлорита (рис. 3). Ортит более светлых зон внешней части кристалла (табл. 3, ан. 8, 11, 12, 15) обогащен лантанидами и содержит меньше воды, чем ортит более темных зон; включает 68–75% минала ортита, до 27% минала эпидота, 8–16% минала клиноцоизита. Ортит-I более темных зон обеден лантанидами и обогащен водой (табл. 3, ан. 9, 10, 13, 14, 16), содержит 54–68% минала ортита, 15–26% минала эпидота, 10–20% минала клиноцоизита. Ближе к краю кристалла ортита содержание в нем минала ортита понижается до 54%, минала эпидота – до 13%, содержание минала клиноцоизита повышается до 33%. В целом, внешняя зона кристалла сложена более глиноземистым ортитом, чем централь-

ная зона. В ортите внешней зоны отмечается повышенное содержание минала клиноцоизита, алюминий здесь полностью занимает позиции M1 и M2, частично M3.

Кристалл ортита-I рассечен тонкими (5–7 мкм) прожилками, выполненными ортитом второй генерации. Выделения ортита-II незональные. Ортит-II относительно беден лантанидами и железом (содержание лантанидов 16–17 мас.%), обогащен водой, с наибольшим дефицитом суммы (88.5 мас.%). В составе ортита-II 63% минала ортита, 10% минала эпидота, 23% минала клиноцоизита.

Содержания Th, U, Zr, Ba и Ti в изученном метаморфогенном ортите крайне низкие. Для всей выборки анализов ($n = 25$) коэффициенты парной корреляции содержаний REE и Fe = +0.71; Si и REE = -0.83.

В составе талнахского ортита наблюдается избыток кремнезема (Si – 3.08–3.33 а.ф.); местами отмечается существенное количест-

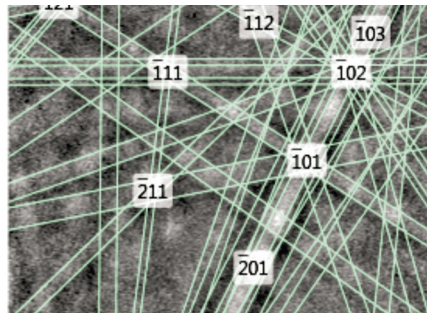
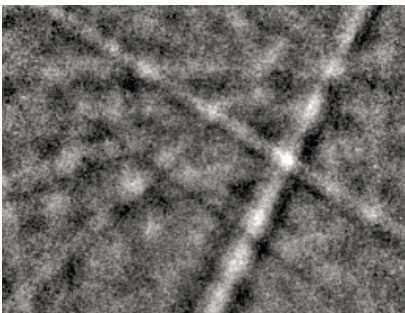


Рис. 4. Картины EBSD талнахского ортита. Слева – картина дифракции отраженных электронов Кикучи (EBSD). Справа – индексация картины EBSD.

во воды, судя по суммам анализов — до 10 мас.% H₂O, что, возможно, свидетельствует о позднем изменении минерала.

Повышенное количество воды в изученном минерале мы вначале попытались объяснить тем, что это не ортит, а редкоземельная разновидность пумпеллита. Для проверки этого предположения были сняты спектры комбинационного рассеяния света (КРС). Такие спектры для центральных частей кристалла, более светлых на фотографиях в отраженных электронах, соответствуют спектрам ортита (Liebscher, 2004). Зоны изученного кристалла, обогащенные водой, неустойчивы под действием лазерного луча с длинами волн 532 и 735 нм. При этом ортит этих зон обладает сильной люминесценцией, так что снять спектры КРС этих участков не представилось возможным.

Нами были получены четкие картины дифракции Кикучи в отраженных электронах с разных участков кристалла ортита (рис. 4). Картины дифракции Кикучи отраженных электронов образуются на люминофорном экране в результате дифракции стационарного пучка электронов высокой энергии, отраженных из объема кристаллического материала до глубины порядка 20 нм от поверхности образца. Характерной особенностью картины дифракции Кикучи на отражение является наличие на ней регулярной структуры в виде светлых полос, окруженных непрерывным фоном. Пересечения полос Кикучи образуют контрастные и четкие оси зон (Шварц и др., 2014). Углы между проецируемыми плоскостями соответствуют межплоскостным углам, а угловая ширина полосы Кикучи $\{hkl\}$ является удвоенным брэгговским углом θ_{hkl} . Таким образом, ширина полос связана с межплоскостным расстоянием d_{hkl} .

Программа Aztec фирмы Oxford Instruments позволяет автоматически проводить индентификацию изображений Кикучи на отражение и диагностировать фазу. В результате автоматической идентификации фазы по данным EBSD-анализа светлые участки кристалла на фотографии рисунка 2 (участки анализов 3 и 8) соответствуют ортиту при количестве совпавших полос Кикучи 8 и 9; степень сходимости СУО (MOD) 0.22–0.23. Более темные зоны кристалла на фотографии рисунка 2 (участки анализов 2 и 9) также соответствуют ортиту такой же ориентации; количество совпавших полос Кикучи 7 и 8 соответственно, степень сходимости СУО (MOD) несколько хуже и отвечает 0.25–0.42.

Общий вид спектров распределения лантанидов в ортитах близок к таковым для вмес-

Таблица 2. Химический состав ортита-I ядерной части кристалла, мас.%

№ ан.	1	2	3	4	5	6	7
CaO	11.36	11.20	11.27	11.11	11.05	11.33	13.39
SrO	0.07	0.07	0.02	0.01	0.04	0.03	0.12
La ₂ O ₃	6.41	5.40	7.35	7.38	5.44	5.14	6.21
Ce ₂ O ₃	12.60	10.09	11.35	12.16	12.78	12.54	9.94
Pr ₂ O ₃	0.50	0.79	0.60	0.75	0.52	0.74	0.28
Nd ₂ O ₃	1.96	2.71	1.50	1.44	2.32	2.34	1.61
Sm ₂ O ₃	нпо	0.33	0.29	0.09	0.32	0.32	0.10
Gd ₂ O ₃	следы	нпо	нпо	нпо	0.25	следы	нпо
Tb ₂ O ₃	нпо	следы	нпо	0.09	0.11	следы	нпо
Lu ₂ O ₃	нпо	следы	следы	нпо	нпо	нпо	нпо
Y ₂ O ₃	0.10	0.60	0.09	0.07	0.27	0.37	0.07
ThO ₂	0.02	нпо	нпо	0.02	0.07	нпо	0.05
Na ₂ O	нпо	0.07	нпо	0.02	0.02	0.02	нпо
Al ₂ O ₃	15.44	16.99	15.20	14.80	16.51	16.82	17.95
Fe ₂ O ₃	1.33	-	3.27	3.24	1.22	0.55	2.81
FeO	11.60	10.26	10.41	10.68	10.52	11.33	8.60
MnO	нпо	0.16	0.10	0.02	0.08	0.09	0.05
MgO	0.10	0.08	0.09	0.10	0.10	0.10	0.08
TiO ₂	1.23	0.11	0.77	0.80	0.40	0.62	0.31
SiO ₂	31.47	31.88	31.42	31.03	31.30	31.64	32.33
P ₂ O ₅	0.02	нпо	0.11	0.08	нпо	0.02	нпо
Сумма	94.21	90.74	93.84	93.89	93.32	94.00	93.90

Количество атомов в формуле в расчете на 8 катионов

№ ан.	1	2	3	4	5	6	7
Ca	1.19	1.19	1.19	1.18	1.17	1.18	1.36
Sr	-	-	-	-	-	-	0.01
La	0.24	0.21	0.28	0.28	0.21	0.21	0.23
Ce	0.44	0.36	0.39	0.43	0.45	0.44	0.34
Pr	0.02	0.03	0.02	0.03	0.02	0.02	0.01
Nd	0.07	0.09	0.06	0.05	0.08	0.08	0.05
Sm	-	0.01	0.01	-	0.01	0.01	-
Gd	-	-	-	-	0.01	-	-
ΣREE	0.77	0.70	0.76	0.79	0.78	0.75	0.63
Y	0.01	0.03	-	-	0.01	0.02	-
Na	-	0.01	-	-	-	-	-
Al	1.78	1.99	1.76	1.73	1.92	1.93	2.01
Fe ³⁺	0.10	-	0.24	0.24	0.09	0.04	0.20
Fe ²⁺	0.97	0.85	0.85	0.88	0.86	0.92	0.68
Mn	-	0.01	0.01	-	0.01	0.01	-
Mg	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.02	0.01
Ti	0.09	0.01	0.06	0.06	0.03	0.05	0.02
Si	3.09	3.17	3.09	3.08	3.09	3.08	3.07
P	-	-	0.01	0.01	-	-	-

Примечание. нпо — содержание элемента ниже предела обнаружения. Eu, Dy, Ho, Er, Tm, Yb не обнаружены. Содержание Fe²⁺ и Fe³⁺ рассчитаны по стехиометрии из суммарного содержания Fe₂O₃.

Таблица 3. Химический состав ортита-I внешней зоны кристалла (№ 8–16) и ортита-II секущих прожилков (№ 17), мас.%

№ ан.	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
CaO	11.90	12.78	13.51	12.07	12.53	12.23	12.89	12.39	12.46	12.70
SrO	0.30	0.22	0.02	следы	0.02	0.04	0.03	0.07	0.35	0.19
La ₂ O ₃	4.98	6.77	6.09	8.32	7.15	7.63	8.49	8.35	7.85	6.28
Ce ₂ O ₃	9.80	8.99	10.10	11.07	9.94	9.59	9.97	10.10	9.88	8.82
Pr ₂ O ₃	0.45	0.39	0.40	0.39	0.41	0.31	0.31	0.52	0.32	0.43
Nd ₂ O ₃	3.40	1.19	1.41	1.35	1.41	1.07	0.77	1.06	1.43	1.43
Sm ₂ O ₃	0.40	0.09	следы	нпо	0.18	0.12	0.08	0.32	0.21	следы
Eu ₂ O ₃	0.24	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо	0.32	нпо
Gd ₂ O ₃	0.49	нпо	0.13	нпо	нпо	нпо	нпо	следы	нпо	нпо
Tb ₂ O ₃	следы	следы	нпо	следы	нпо	следы	нпо	нпо	следы	нпо
Lu ₂ O ₃	нпо	следы	следы	следы	нпо	следы	0.10	нпо	нпо	следы
Y ₂ O ₃	0.78	0.02	0.07	0.06	0.06	0.05	нпо	нпо	0.35	0.32
ThO ₂	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо	0.15	0.03	0.05	нпо	нпо
Na ₂ O	0.04	0.10	0.11	нпо	нпо	0.12	0.02	0.04	0.04	0.10
Al ₂ O ₃	19.37	19.82	18.04	17.17	17.71	17.63	17.89	17.89	17.74	17.52
Fe ₂ O ₃	–	2.44	3.09	1.80	–	–	1.94	0.98	1.78	–
FeO	8.86	8.52	8.23	9.74	10.22	9.65	8.86	9.78	9.01	8.38
MnO	0.17	0.26	0.20	следы	0.09	0.18	следы	0.12	0.19	0.26
MgO	следы	0.15	0.12	0.07	0.10	0.14	0.08	0.11	0.10	0.13
TiO ₂	0.06	0.18	0.37	0.27	0.15	0.12	0.11	0.09	0.24	0.18
SiO ₂	32.66	32.71	32.45	31.89	32.53	33.22	31.87	32.23	31.60	31.72
P ₂ O ₃	0.10	следы	0.02	0.07	0.05	0.02	0.04	0.05	0.02	0.06
Сумма	94.00	94.63	94.36	94.27	92.55	92.00	93.48	94.15	93.89	88.52

Количество атомов в формуле в расчете на 8 атомов

№ ан.	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
Ca	1.22	1.27	1.36	1.25	1.3	1.27	1.33	1.27	1.29	1.36
Sr	0.02	0.01	–	–	–	–	–	–	0.02	0.01
La	0.18	0.23	0.21	0.30	0.26	0.27	0.30	0.29	0.28	0.23
Ce	0.34	0.32	0.36	0.39	0.35	0.34	0.35	0.36	0.35	0.32
Pr	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.02
Nd	0.12	0.04	0.05	0.05	0.05	0.04	0.03	0.04	0.05	0.05
Sm	0.01	–	–	–	0.01	–	–	0.01	0.01	–
Eu	–	–	–	–	–	–	–	–	0.01	–
Gd	0.02	–	–	–	–	–	–	–	–	–
ΣREE	0.69	0.60	0.63	0.75	0.68	0.66	0.69	0.72	0.71	0.62
Y	0.04	–	–	–	–	–	–	–	0.02	0.02
Na	0.01	0.02	0.02	–	–	0.02	–	0.01	0.01	0.02
Al	2.18	2.17	2.00	1.96	2.02	2.02	2.03	2.02	2.01	2.06
Fe ³⁺	–	0.17	0.22	0.13	–	–	0.14	0.07	0.13	–
Fe ²⁺	0.71	0.66	0.65	0.78	0.83	0.78	0.71	0.78	0.73	0.70
Mn	0.01	0.02	0.02	–	0.01	0.01	–	0.01	0.02	0.02
Mg	–	0.02	0.02	0.01	0.01	0.02	0.01	0.02	0.01	0.02
Ti	–	0.01	0.03	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01
Si	3.11	3.04	3.06	3.08	3.14	3.21	3.07	3.09	3.04	3.16
P	0.01	–	–	0.01	–	–	–	–	–	0.01

Примечание. нпо – содержание элемента ниже предела обнаружения. Dy, Ho, Er, Tm, Yb не обнаружены. Содержания Fe²⁺ и Fe³⁺ рассчитаны по стехиометрии из суммарного содержания Fe₂O₃.

щающих их горных пород (Giere, Sorensen, 2004). При этом, спектры для ортита характеризуются более крутым наклоном от более легких лантанидов к более тяжелым, чем спектры для вмещающих горных пород. В большинстве случаев, если в горных породах установлена отрицательная европиевая аномалия, такая же аномалия присуща и ортиту данных горных пород.

Похожая картина наблюдается и для ортита Норильского рудного поля (рис. 5), по сравнению со спектрами распределения лантанидов в габбро-долеритах рудоносных интрузивов, по данным Н.А. Кривоуцкой и А.В. Рудакова (2009), ортит в них в большей степени обогащен легкими лантанидами.

Закключение

Ортит-(Ce) в норильских сульфидных рудах представлен двумя генерациями. Ортит-I слагает сложно- и осцилляционно-зональные, секториально-зональные кристаллы в ореолах флюидного воздействия на контакте сульфидных руд, содержащих богатую пневматолитовую минерализацию Pt и Pd, и габбро-долеритов. В таких ореолах обычно обитен апатит. В составе ортита-I $Ce > La > Nd \gg Pr$, содержание минала ортита от центра кристаллов к периферии постепенно снижается от 80 до 54%, минала эпидота — от 20% до 13%, минала клиноцоизита повышается от следов до 33%. Источником лантанидов для ортита-I, вероятно, был процесс замещения раннего пневматолитового хлорапатита с 1.5–2.5 мас.% $LREE_2O_3$ более поздним пневматолитовым фторапатитом с 0.5–1 мас.% $LREE_2O_3$. Пневматолитовый ортит-I содержит эпигенетические метасоматические вроски и просечки хлорита, с которым ассоциируют кварц, корренсит, гидрогранат, а также борнит, замещающий халькопирит магматогенных сульфидных руд, и годлевскит, замещающий в них пентландит. Эпигенетическая низкотемпературная гидротермальная минерализация возникла при процессах низкотемпературного метаморфизма в условиях пренит-пумпеллитовой фации. Эта минерализация включает ортит-II, обычно слагающий просечки, прожилки и каймы обрастания на ортите-I. Выделения ортита-II не зональные. Ортит-II относительно беден лантанидами и железом, обогащен водой. Источником лантанидов для метаморфогенно-гидротермального ортита-II, вероятно, был процесс замещения хлорапатита и фторапатита метаморфогенно-гидротермальным гидроксилapatитом, содержащим следы лантанидов.

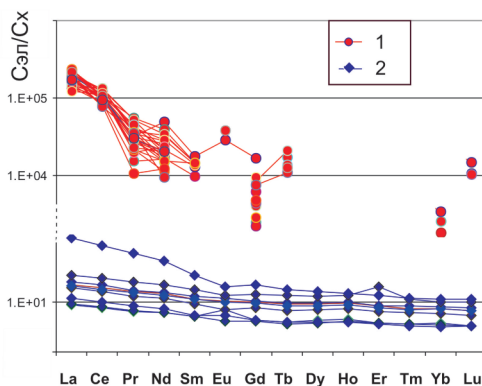


Рис. 5. Спектры распределения редкоземельных элементов, нормированных по хондриту: 1 — ортита; 2 — габбро-долеритов интрузива Норильск-1 (Кривоуцкая, Рудаков, 2009).

Авторы благодарны В.Ю. Карпенко и Л.А. Паутову за помощь в получении высококачественных фотографий в отраженных электронах, анализах образцов и пробоподготовке для EBSD анализа.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант № 05-13-00839).

Литература

- Армбрустер Т., Бонацци П., Акасака М., Берманец В., Шопен К., Жире Р., Хеус-Ассбихлер С., Лейбшер А., Менчетти С., Пан Я, Мазеро М. Рекомендуемая номенклатура минералов группы эпидота // Зап. РМО. 2006. Ч. 135. № 6. С. 19–23.
- Генкин А.Д., Дистлер В.В., Филимонова А.А., Евстигнеева Т.Л., Коваленкер В.А., Вьясов Л.Н., Лапутина И.П., Смирнов А.В., Гроховская Т.А. Сульфидные медно-никелевые руды Норильских месторождений. М.: Наука. 1981. 234 с.
- Геология Сибирской платформы / Ред. И.И. Краснов, М.Л. Лурье, В.Л. Масайтис. М.: Недра. 1966. 447 с.
- Годлевский М.Н. Траппы и рудоносные интрузии Норильского района. М.: Госгеолтехиздат. 1959. 89 с.
- Гриценко Ю.Д., Спиригонов Э.М. Минералы непрерывных рядов раммельсбергит — лёллинит и раммельсбергит — саффлорит в метаморфогенно-гидротермальных антимонидно-арсенидно-карбонатных жилах Норильского рудного поля // Зап. РМО. 2005. Ч. 134. Вып. 1. С. 53–68.
- Гриценко Ю.Д., Спиригонов Э.М., Виноградова Р.А. Новые данные о минералах ряда лёллинит — раммельсбергит // Докл. РАН. 2004. Т. 399. № 4. С. 1–4.

- Изоитко В.М.* О рудах медно-никелевых месторождений Норильского района // Петрология и перспективы рудоносности траппов севера Сибирской платформы. Новосибирск. **1978**. С. 196–216.
- Кривоуцкая Н.А., Рудаков А.В.* Строение и геохимические особенности пород трапповой формации Норильской мульды (СЗ Сибирской платформы) // Геохимия. **2009**. № 7. С. 675–698.
- Кулагов Э.А., Евстигнеева Т.Л., Юшко-Захарова О.Е.* Новый сульфид никеля – голдлевскит // Геол. рудн. мест. **1969**. Т. 11. № 3. С. 115–121.
- Куликова И.М., Набелкин О.А.* Рентгеноспектральный микроанализ (РСМА) минералов, содержащих редкоземельные элементы // Заводская лаборатория. Диагностика материалов. **2014**. № 4. Т. 80. С. 20–27.
- Рябов В.В., Золотухин В.В.* Минералы дифференцированных траппов. Новосибирск: Наука. **1977**. 392 с.
- Спиридонов Э.М.* Рудно-магматические системы Норильского рудного поля // Геология и геофизика. **2010**. Т. 51. № 9. С. 1356–1378.
- Спиридонов Э.М., Гриценко Ю.Д.* Низкоградный метаморфизм и Co-Ni-Sb-As минерализация в Норильском рудном поле. М.: Научный мир. **2009**. 218 с.
- Спиридонов Э.М., Ладыгин В.М., Симонов О.Н., Анастасенко Г.Ф., Кулагов Э.А., Люлько В.А., Середя Е.В., Степанов В.К.* Метавулканиты пренит-пумпеллиитовой и цеолитовой фаций трапповой формации Норильского района Сибирской платформы. М.: МГУ. **2000**. 212 с.
- Туровцев Д.М.* Контактный метаморфизм Норильских интрузий. М.: Научный Мир. **2002**. 319 с.
- Хвостова В.А.* Об изоморфизме эпидота и ортита // Докл. АН СССР. **1963**. Т. 141. С. 1307–1309.
- Шварц А., Кумар М., Агамс В., Филд Д.* Метод дифракции отраженных электронов в материаловедении. М.: Техносфера. **2014**. 360 с.
- Fleischer's glossary of mineral species 2014. The Mineralogical Record. Inc. Tucson **2014**. 420 p.
- Giere R., Sorensen S.S.* Allanite and other REE-rich epidote-group minerals // Epidotes. Rev. Mineral. Geochem. **2004**. Vol. 56. P. 431–493.
- Hanson S.L.* Allanite-(Nd) from the Kingman feldspar mine, Mojave pegmatite district, northwestern Arisona, USA // Canad. Mineral. **2012**. Vol. 50. № 4. P. 815–824.
- Liebscher A.* Spectroscopy of epidote minerals // Epidotes. Rev. Mineral. Geochem. **2004**. Vol. 56. P. 125–170.
- Mashkina A.A., Spiridonov E.M.* Three types of apatite from the Norilsk sulfide ores // XII International Platinum Symposium. Ekaterinburg: IGG UB RAS, UFU. **2014**. P. 111–112.
- Naldrett A.J.* Magmatic sulfide deposits. Geology, geochemistry and exploration. Berlin-Heidelberg-N.Y.: Springer. **2004**. 727 p.
- Palme H., Beer H.* Abundances of the elements in the solar system // Landolt-Bornstein, Group VI: Astronomy and Astrophysics: Instruments; Methods; Solar System. Berlin: Springer. **1993**. Vol. 3(a). P. 196–221.
- Philpotts A.R., Ague J.J.* Principles of igneous and metamorphic petrology. Cambridge: Cambridge University Press. **2009**. 667 p.