ISSN-0203-5626

Академия наук СССР



Новые данные о минералах



ИЗДАТЕЛЬСТВО •НАУКА•

АКАДЕМИЯ НАУК СССР МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЙ МУЗЕЙ им. А.Е. ФЕРСМАНА

ЛАБОРАТОРИЯ МИНЕРАЛОГИИ Л.ПАУТОВАИК°

НОВЫЕ ДАННЫЕ О МИНЕРАЛАХ

Выпуск 33



МОСКВА "НАУКА" 1986

Новые данные о минералах. М.: Наука, 1986, вып. 33.

Статьи сборника посвящены различным вопросам минералогии и генезиса минералов. Они содержат новые данные о хромсодержащих хлоритах — кочубеите и кеммерерите, минералах висмута, битуминозного вещества в лабрадорите, себоллите. Ряд статей посвящен минералогии и генезису различных генетических типов (олово-серебряному, страиформно-скарновому, боралюмосиликатной минерализации, редкометальной минерализации карбонатов). Дается геолого-минералогическая характеристика некоторых месторождений Японии: Pb—Zn и Ag—Pb—Zn, а также марганцевой минерализации областей активного вулканизма страны. Освещаются особенности образования агатов в базальтоидах и ряд других вопросов.

Сборник представляет интерес для минералогов, геохимиков, петрографов, геологов.

Редакционная коллегия:

Проф. А.А. ГОДОВИКОВ, д-р геол.-минерал. наук М.Д. ДОРФМАН (ответственные редакторы выпуска), канд. геол.-минерал. наук В.А. КОРНЕТОВА, ханд геол.-минерал. наук М.Б. ЧИСТЯКОВА, канд. геол.-минерал. наук М.Е. ЯКОВЛЕВА, А.Н. ПЕТРОПАВЛОВСКАЯ (секретарь)

НОВЫЕ ДАННЫЕ О МИНЕРАЛАХ Выпуск 33

Утверждено к печати Минералогическим музеем им. А.Е.Ферсмана АН СССР

Редактор В.И.Бондаренко. Художественный редактор М.Л.Храмцов Технические редакторы Н.А.Торгашова, Г.А.Фетисова Корректор Г.В.Дубовицкая

Набор выполнен в издательстве на наборно-печатающих автоматах

ИБ № 31197

Подписано к печати 27.06.86. Т. — 15115. Формат 70 × 100 1/16 Бумага офестная № 1. Гарнитура Универс. Печать офестная Усл.печ.л. 13,7. Усл.кр.-отт. 14,0. Уч.-изд.л. 16,4. Тираж 800 экз. Тип. зак. 493. Цена 2 р. 50 к.

Ордена Трудового Красного Знамени издательство "Наука" 117864 ГСП-7, Москва В-485, Профсоюзная ул., д. 90

Ордена Трудового Красного Знамени 1-я типография издательства "Наука" 199034, Ленинград В-34, 9-я линия, 12

С Издательство "Наука", 1986 г.

УДК 549(2)

А.А. ГОДОВИКОВ

ОСНОВНЫЕ ГЕОЛОГО-МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ ЧЕРТЫ НЕКОТОРЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЯПОНИИ

В сентябре 1984 г. я побывал на некоторых рудных месторождениях, расположенных в Северо-Восточной Японии. (о-в Хонсю) и на о-ве Хоккайдо. Каждое из этих месторождений — типичный представитель своеобразных вулканогенных месторождений, общие черты которых рассмотрены Т. Тацуми, Й. Секине и К. Канехира [7]. Мне удалось собрать коллекцию ряда минералов, отсутствовавших в Музее или имеющихся, но лишь в виде нескольких низкокачественных образцов. Кроме того, эти месторождения не очень хорошо известны в СССР, хотя и являются важными в цепи общих представлений о минерало- и рудообразовании, генезисе некоторых крупных промышленных месторождений. В связи с этим представляется целесообразным дать их краткую характеристику. Первоначально описываются Аg—Pb—Zn- и Pb—Zn-месторождения, приуроченные к формации зеленых туфов, среди них в первую очередь жильные месторождения кальдерного типа (Тойоха), затем — стратиформные месторождения типа Куроко, представленные месторождением Фуказава. После этого описываются месторождения марганца разного типа, в том числе приуроченные к формации зеленых туфов.

I. Ад-РЬ--Zn-ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ КАЛЬДЕРНОГО ТИПА

Введение

Из месторождений этого типа мне удалось посетить месторождение Тойоха.

Горнометаллургический комбинат Тойоха принадлежит компании Тойоха Майнес К°, Лтд. (Тоуоћа Mines Co., Ltd.), выделившейся из Ниппон Майнинг К°, Лтд. в 1973 г. В настоящее время он является одним из крупнейших в Японии по производству Ag-, Pb- и Zn-концентратов. Так, в 1982 г. он поставил 19% Ag, 19% Pb и 14% Zn от всей продукции Японии.

Комбинат базируется на эпитермальном вулканогенном месторождении Тойоха, из которого до 1982 г. было извлечено 12 млн. т руды и получено 1400 т Ag, 300 000 т Pb и 780 000 т Zn; кроме того, из этих же руд извлекается Au (с 1937 по 1977 г. – 3200 кг). Оставшиеся запасы руд на январь 1983 г. оценивались в 13 млн. т при среднем содержании 124 г/т Ag, 2,1% Pb и 7% Zn. За последнее время ежегодная добыча руды превысила 400 000 т (табл. 1).

Рудник Тойоха находится в 43 км к юго-западу от г. Саппоро по дороге № 230. Административное здание рудника расположено на высоте 550 м над уровнем моря. Описания разработок в этом районе появляются с 1890-х годов, когда здесь уже существовал небольшой карьер, вскрывавший жилу Харима. В 1915–1921 гг. рудник разрабатывался преимущественно на серебро, а затем велась его комплексная разработка. В 1944 г. работы на руднике были приостановлены из-за затопления выработок водами р. Шираи, в 1950 г. – возобновлены.

Рудные залежи Тойоха принадлежат к жильному типу Ag—Pb—Zn-месторождений¹ и характеризуются высокосортной Ag-рудой. Обнаружено и эксплуатируется более 40 жил, распределенных на площади 3,6 (СЗ—ЮВ) × 1,2 км (СВ—ЮЗ). Горные выработки достигли отметки —450 м ниже поверхности, которая находится на высоте 550 м выше уровня моря; скважины достигли отметки —600 м.

¹ Ранее этот рудник описывался лишь как Pb—Zn без акцента на серебряную минерализацию [8]; общая характеристика вулканогенных жил Японии дана Т. Накамурой и М. Хунахаси [6].

Таблица 1

Продукция горнометаллургического комбината Тойоха (в тыс. т)

Продукция	Год			Продукция	Год		
	1980	1981	1983		1980	1981	1983
Исходная руда	404	414	441	цинковый концентрат	56	53	60
Свинцовый кон- центрат	15	13	12	Пиритовый концентрат	36	35	40

Судя по результатам бурения и изучению измененных зон на поверхности, жильная система, возможно, распространена более широко, чем это предполагалось.

Общие сведения о месторождении Тойоха содержатся в [8], ниже дается в основном новый материал по нему.

Геологический очерк

Рудник Тойоха расположен в формации зеленых туфов (рис. 1) на юго-западе о-ва Хоккайдо. К ней приурочено большое число месторождений и рудопроявлений, характеризующихся грубозональным распределением: в центре находятся Pb-Zn-месторождения, затем идет обрамляющий пояс Au-Ag-месторождений и внешний пояс месторождений типа Куроко. Рудник Тойоха находится в центральной части одной из таких областей.

Вулканогенно-осадочные отложения, к которым приурочены рудные жилы, имеют неогеновый возраст.

Продуктивными являются формации Коянагизава, Мотояма и Нагато, находящиеся в основании стратиграфической колонки (рис. 2). Кратко их характеристика сводится к следующему.

Формация Коянагизава обнажается в восточной части рудного поля и установлена на горизонте —300 м. Она представлена в основном андезитовой и базальтовой лавами, а вблизи верхней части установлен купол дацитовой лавы. Мощность отложений этой формации более 1000 м.

Андезитовая и базальтовая лавы представляют собой плотные, твердые породы темно-зеленого и черного цвета. Лавовые потоки, разделяющиеся прослойками туфа, подразделяются на несколько пачек. Верхняя часть потоков обычно имеет мозаичную тек-

Рис. 1. Область распространения формации зеленых туфов на Японских островах и основные рудные месторождения, связанные с этой формацией [24]

1 — в основном субаквальные вулканиты, мощные, измененные; 2 — формация "зеленых туфов",
в основном осадочные породы, мощные; 3 — зона измененных субаэральных вулканитов (недостаточно обнаженная); 4 — в основном субаэральные вулканиты, маломощные, неизмененные; 5 — субаэральные риолиты, неизмененные; 6 — в основном осадочные отложения, маломощные; 7 — осадки молассового типа; 8 — граниты; 9—16 — типы месторождений: 9 — типичные месторождения сульфидными рудными телами; 12 — гипсовые месторождения типа Куроко; 13 — дитто со стратиформными сульфидными рудными телами; 12 — гипсовые месторождения типа Куроко; 13 — дитто с заметным количеством сульфидов; 14 — баритовые месторождения типа Куроко; 15 — золото- (пиритовые месторождения типа Куроко; 15 — золото- (пиритовые) месторождения типа Куроко; 15 — отару-Матсукура; 6 — Кунитоми; 7 — Мейджи; 8 — Дайкиу; 9 — Тойя; 10 — Минами-Шираои; 11 — Дате; 12 — Хоробетсу; 13 — Кагенозава; 14 — Камеда; 15 — Аомори; 16 — Оаге; 17 — Абеширо; 18 — Таишо, Нишимата; 19 — Камиисо; 20 — Камикита; 21 — Чуя; 22 — Мизусава; 23 — Тсубаки; 24 — Фуказава; 29 — Комаки; 30 — Ханава; 31 — Омаки; 32 — Казино, Таносава, Коваризава; 33 — Бабаме; 34 — Осава, Шимотаи; 35 — Коеагучи; 36 — Маки, Омаки; 37 — Домори; 38 — Тсучихата; 39 — Ивасава; 40 — Йошино; 41 — Тагонаи; 42 — Матсуска; 43 — Хатано; 44 — Фукуфуне; 45 — Миязаки; 46 — Акаяма; 47 — Йошино; 48 — Акаяма; 49 — Широиши; 50 — Фукуска, Катта; 51 — Огуни; 52 — Тсугава; 53 — Каратоя; 54 — Йонаихата; 55 — Кано; 56 — Одояма; 57 — Гошо; 58 — Нишикава; 59 — Оишида; 60 — Кариизава; 67 — Асахи; 64 — Канарар; 75 — Сузаки; 76 — Нишикава; 77 — Удо; 78 — Шикота; 57 — Гошири; 64 — Мокота; 65 — Омия; 66 — Таджима; 67 — Асахи; 81 — Сасака; 77 — Ханаоки; 46 — Акаяма; 47 — Йошино; 48 — Акаяма; 49 — Широиши; 50 — Фукуска, Катта; 51 — Огуни; 52 — Тсугава; 53 — Каратоя; 54 — Йонаихата; 55 — Кано; 56 — Одояма; 57 — Гошо; 58 — Нишикава; 59 — Оишида; 60 — Кариизава; 67 — Асахи; 68 — Канаямазава; 69 — Асака; 70 — Кошиджи; 71 — Омине; 72 — Джизо; 73

4



.1

Период		Стратиграфия		Kagauka			
		Ют. Хаккайдо	Р-к Тойоха	NUSIDIAL	<i>\ u u u u</i>		
Четвертичный		Новейшие андезиты		An	"Двупироксеновая андезитовая лава Кварцсодержащая двупироксеновая андезитовая лава		
	Плиоцен	Форм. Сетана	Форм. Суберизава	vvvvvv vvvvvv	Дацитовая лава, туф, туфовенные песча- ники и аргиллиты		
		Форм. Кураматсунац	Форм. Осяма	^^^^A	Пироксеновая андезитовая лава и пирокласты		
H b! 1		Форм. Якумо	Форм. Санбонмата		Аргиллит (с прослойкамь лигнита) и песчаники Дацитовый туф Роговообманковый дацит и пирокласты		
	Muquer		Форм. Ощидоризава	NNNNNNNNNNNNN	Измененный кислый туф Твердый сланец		
n	тиоцел	Форм. Куннуи	Форм. Нагато	$\frac{\vee \vee An \vee \vee}{L L L L L L} L L L L$	Андезитовая лава и пирокласты Стратифицированный тонкий туф		
e m			Форм. Мотоямо		Аргиляит, туфогенный алевролит и песчаник Конгломерат (подобный вулканогенному конгло- мерату),карбонатные прослойки		
TP		Форм. Йошиока					
		Форм. Фукуяма	Форм. Коянагизава	L L Dc L × × × × × Bt × × × × × × × × × × × × × ×	Купол дацитовой лавы сваренный туф и анде- зитовая лава Базальтовая лава Андезитовая и дацитовая лавы		
Доп	претичный	·					

Рис. 2. Стратиграфическая колонка района рудника Тойоха [14]

14

стуру и отличается розовой или зеленовато-пурпурной окраской. В верхней части лавового потока выделяется аргиллитизированная зона с гематитом мощностью 50 м. Она рассматривается как результат поверхностного выветривания.

Дацитовый купол наблюдается только в подземных выработках. Вершина купола, вытянутая в СЗ—ЮВ направлении, находится к северу от жилы Таджима и занимает площадь примерно З X 2 км. Мощность этого лавового купола около 500 м в центре, но быстро уменьшается к периферии. В краевой части купола дацитовый туф обычно отличается сплавленной текстурой.

Формация Мотояма несогласно перекрывает предыдущие и представлена конгломератами (в нижней части), песчаниками, аргиллитами. В подземных выработках она распределяется в основном между горизонтами —150 и —300 м. Ее мощность около 600 м. Конгломераты состоят из зеленоватой грубой основной массы песчаника и округлых или полуокатанных обломков и гальки базальтовой или андезитовой лавы формации Коянагизава. Кроме того, эти же породы тонкой оторочкой окружают купол дацитовой лавы.

Песчаники и аргиллиты обычно представляют собой коричневато-серые илистые отложения и характеризуются тонкими прослойками черного пелитового (глинистого) материала.

Формация Ногато состоит из андезитовой лавы и туфа и встречается в подземных выработках выше горизонта —150 м. Ее мощность более 700 м.

Андезит образует несколько лавовых куполов и в краевых частях обнаруживает автобрекчированную текстуру, что доказывает субаквальный характер подобной вулканической активности. Это так называемые пропилиты зеленовато- или голубовато-серой окраски. В нижних частях лавовых куполов подземными выработками и при бурении обнаружены плотные и массивные андезитовые дайки, возможно, являющиеся подводными каналами интрузии. Андезитовый туф, в основном от тонко- до грубозернистого, образует пропластки в лаве. Эта формация залегает согласно на предыдущей. С другой стороны, эти две формации обнаруживают взаимопроникающие соотношения на западе района Тойоха.

Геологическая структура

Рассматриваемая площадь в основном контролируется кальдерой проседания вокруг конуса дацитовой лавы поздней стадии Коянагизава. Андезитовая и базальтовая лавы формации Коянагизава образуют подкововидную структуру (рис. 3) на площади около 5 X 4 км. В центре находится дацитовый лавовый конус, а осадочные отложения формации Мотояма покрывают эту пониженную область. Конгломераты располагаются по окраине, а вдоль восточного крыла их мощность достигает 200 м.

Песчаники и аргиллиты формации Мотояма также заметно колеблются по мощности. Предполагалось, что это результат разрывной и купольной структур. Однако эти изменения в мощности вызваны главным образом условиями осадконакопления. В настоящее время считают, что крупные разрывные движения после стадии Мотояма не очень значительны.

Рудные залежи

Рудовмещающие трещины. Рудные жилы месторождения Тойоха, более 40 из которых считаются главными, группируются четырьмя основными системами трещин: а) широтной (жилы Ошима-Шитабан-Таджима-Харима), б) северо-западной-юго-восточной (жила Соя), в) восток-западной (жила Изума) и г) меридиональной (жила Сорачи).

Общая картина этих жильных систем, направление разрывов и сдвигов соответствуют структуре кальдеры (так же как изопахиты разрывов купола дацитовой лавы). Глубина и масштаб смещения уменьшаются к центру структуры.

Кальдерное проседание с куполом дацитовой лавы в центре произошло после проседания купола дацитовой лавы. Его мощность около 5 X 4 км, центр отвечает 600 м относительно края. Для него характерна форма подковы, открытой к западу. Трещины, формирующиеся в эту эпоху, имеют падение около 60° и располагаются вокруг центра проседания. Они сохраняются как базовая картина в рассматриваемой области и контролировали жилы месторождения Тойоха.



Рис. 3. Геологическая карта (горизонт — 300 м ниже уровня моря) и разрезы района месторождений Тойоха

1 — андезитовая лава (формация Нагато) и андезитовые дайки; 2 — туф (формация Нагато); 3 — аргиллиты и песчаники (формация Мотояма); 4 — конгломераты (формация Мотояма); 5 — спеченный туф (формация Коянагизава); 6 — купол дацитовой лавы (формация Коянагизава); 7 — базальтовая и андезитовая лавы (формация Коянагизава); 8 — дацитовые дайки; 9 — рудные жилы [14]

В стадию Мотояма эта кальдера была скрыта нормальными осадочными породами, затем в стадию Нагато, главным образом в западной части района, проявилась вулканическая активность андезитов, сформировавших некоторые лавовые конусы, которые вызвали тектонические напряжения в районе и проявление новых трещин, унаследовавших древнюю трещинную систему. В результате образовались сложные трещинные системы.

Рудные залежи образованы во время или после стадии Ошидоризава. Не ясно, как трещины открывались в стадию Ошидоризава. Первоначально они возникли в конце стадии Коянагизава, а затем — во время стадии Нагато. В стадию Ошидоризава этот район был приподнят. В условиях распространения поля напряжений старые трещины должны были вновь открываться и должна была восстанавливаться старая кальдера проседания (рис. 4). Затем сформировалась циркулирующая система гидротермальных растворов и, наконец, в каждой из жил отлагалась рудная минерализация.

Основные черты минерализации. Минерализация рудных жил месторождения Тойоха достаточно разнообразна (табл. 2). При этом, несмотря на некоторые местные вариации состава, все жилы по типу минерализации можно подразделить на две крупные группы — жилы типа Таджима и жилы типа Изумо.



Рис. 4. Схема формирования трещинной системы в кальдере Тойоха [14]

1 — андезит (формация Нагато); 2 — туф (формация Нагато); 3 — аргиллиты-песчаники (формация Мотояма); 4 — конгломераты (формация Мотояма); 5 — сваренный туф (формация Коянагизава); 6 — купол дацитовой лавы (формация Коянагизава); 7 — андезит-базальтовая лава (формация Коянагизава); 6 — купол дацитовой лавы (формация Коянагизава); 7 — андезит-базальтовая лава (формация Коянагизава); 1 — выветривание (гематитизация); 2 — сваренная часть; 3 — туф; 4 — заполнение осадочными отложениями; 5 — появление трещин; 6 — конгломераты (пограничные); 7 — андезитовый вулканизм; 8 — извержение андезит-базальтовой лавы (плоское лавовое плато); 9 — выветривание с гематитизацией на поверхности; 10 — дацитовый вулканизм (образование купола); 11 — появление трещин кальдерного просидания; 12 — образование первичной системы трещин; 13 — андезитовый вулканизм (в основном в западной части); 14 — отложение конгломератов аргиллитов (из прилегающего морского бассейна); 15 — заполнение опускающейся части; 16 — консолидация осадков; 17 — включение в поле подъема (под действием сил сжатия); 18 — образование жильных трещин; 19 — жила Таджима; 20 — жила Изумо

Группа Таджима. Жилы этой группы характеризуются массивными рудами и содержат в качестве главного жильного минерала кварц, в котором находятся вкрапления галенита, сфалерита и пирита с подчиненным количеством гематита и магнетита, развивающегося по гематиту. Типоморфные минералы этих жил — арсенопирит (в восточной) и гематит (в западной части этой группы жил), мелкие вкрапления пирротина в сфалерите и пирите, графита в сфалерите, самородное серебро в галените и волосовидное или проволочное серебро в пустотах, аргентит (акантит). Для жил характерна Таблица 2 Минералы рудных жил месторождения Тойоха [6]

Оксиды

- 0 Гематит - Fe, O,
- (+) Касситерит SnO,
- Магнетит Fe₃O₄ 0
- (+) Mn-ферберит (Fe, Mn) WO₄

Сульфиды

- Акантит α-Ag, S
- (+) Антимонит Sb₂ S₃
- 0 Αρгентит β-Ag, S
- (+) Ад-In-S-минерал -(Ag, Cu) (Zn, Fe)₂ (In, Sn)S₄ Арсенопирит — FeAsS Борнит — Cu₅ FeS₄ 0
 - Вюртцит β-ZnS
- Галенит PbS n Ховеллин - CuS Марказит - FeS
- (+) Окартит Ag, FeSnS₄ Пирит - FeS₂ 0
- Пирротин Fe_{1 x}S
- (+) Станнин Cu₂ FeSnS₄ Сфалерит – α-ZnS n
 - Халькозин Cu, S Халькопирит — CuFeS, Zn-In-S-минерал — (Cu, Ag) InS, (?)

Сульфосоли

- (+) Бертьерит - FeSb₂S₄
- Буланжерит Pb₅Sb₄S₄ (+)
- (+) 0 Диафорит Pb2 Ag3 Sb3 S8
- (+) Джемсонит — Pb₄ FeSb₆S₁₄
- (+) Канфильдит — Ag, SnS,
- (+) Матильдит - AgBiS,
- (+) Миаргирит - AgSbS,
- (+)0 Пираргирит Ag₃SbS₃
- (+)Пирсеит — (Ag, Cu), As, S,
- Полибазит (Ag, Cu)₁₆Sb₂S₄ (+)
- (+) Прустит - Ag₃ AsS₃ (+)Стефанит - Ag, SbS, Теннантит — (Cu, Fe)₁₂ As₄ S₁₃ Тетраэдрит — (Cu, Fe)12 Sb4 S13
- (+) Фрайбергит - (Ag, Cu, Fe)12 Sb4 S13. Энаргит - Cu₃ AsS₄

Самородные металлы

Примечание. 0 – типичные минералы; (+) – минералы II стадии минерализации (жилы группы Изума); кроме перечисленных минералов, для рудных жил характерны кварц (жильный минерал) и родохрозит (поздний).

мощная зона гидротермально измененных пород. Типичными представителями этой группы являются жилы Таджима и Харима, простирающиеся от центра к северо-западной части месторождения Тойоха.

Группа Изумо. Для жил этой группы характерны плотные руды с полосчатой текстурой тонкозернистого галенита, сфалерита, пирита с небольшим количеством опала и серицита в качестве жильных минералов. Типоморфными для этих жил являются пирротин, графит¹, сульфосоли Ag (в основном сурьмяные), касситерит, станнин, вольфрамит в южной части этой группы жил, карбонаты и минералы Sb — в северной части. Зона гидротермально измененных пород вокруг жил выражена слабо.

Типичные представители этой группы — жилы Изумо и Сорачи.

Обе группы жил характеризуются высококачественной серебряной минерализацией. При этом для жил группы Таджима свойственны самородное серебро и аргентит (акантит), для жил группы Изумо — в основном сульфосоли, относящиеся к системе Ад-Sb-S (диафорит). Большое внимание привлекают недавно обнаруженные минералы Sn и In. Они найдены только в жилах группы Изумо.

Распространение рудных элементов в жилах.Распространение Pb, Zn, Ag, S и отношение содержаний отдельных элементов различны для жил каждой из групп. Так, жилы группы Таджима отличаются максимальной концентрацией Pb, Zn, Ад и S на горизонте -150 м (содержание S, Zn, Ад и Pb около 31; 25; 24,5 и 23,5% соответственно), тогда как на горизонте -30 м их содержание близко к нулю; быстро снижается содержание этих элементов и с глубиной (на горизонте -300 м содержание Рb, Ад и S около 7,5; 7 и 6,5% соответственно, а на горизонте —450 м оно еще ниже). В жилах группы Изумо максимальные содержания установлены на горизонте — 300 м (содержания S, Ag и Pb отвечают примерно 30, 28 и 25,5% соответственно) и быстро падают с глубиной и к поверхности. Типохимичны для каждой из серий жил величины

⁰ Серебро самородное — Аа Электрум - (Ац, Ад)

¹ Графит возникает за счет переработки угольного вещества (в том числе обломков) из вмещающих аргиллитов.

общего содержания S и отношений Pb/Zn. Так, для жил группы Таджима S находится в пределах 30—50%, для жил группы Изумо — 55—75%, а Pb/Zn — 40—75 и 10—45% соответственно. Величины ΣS увеличиваются в направлении ЮВ → C3, а Pb/Zn уменьшаются в этом же направлении как в пределах полей каждой группы жил, так и при переходе от жил группы Таджима к жилам группы Изумо.

Жилы группы Таджима секутся жилами группы Изумо, т. е. являются более ранними. В соответствии с этим жилы группы Таджима относятся к I стадии, а жилы группы Изумо — ко II стадии минерализации. Иногда минерализация II стадии накладывается на минерализацию I стадии. Еще позже отлагались минералы Mn, наиболее характерные для западной части месторождений Тойоха.

Генезис рудных жил

Минерализация месторождения Тойоха тесно связана с интрузией кварцевого порфира третичного возраста, вокруг которой наблюдается зональное распределение ее отдельных типов. Кварцевые порфиры стерильны по отношению к минерализации, которая рассматривается как более молодая, но не очень удаленная от времени образования интрузива, возраст которого, определенный методом плавления, отвечает 8,5 млн. лет [26].

Гидротермальные растворы возникли в результате просачивания метеорных вод, вскипания их на глубине и отложения рудного выполнения при подъеме их к поверхности. Они закладывались на глубине к юго-востоку от рудника и двигались в северозападном направлении. Первые отложения минералов возникли в трещинах широтной системы. Затем восстающие растворы делились в двух направлениях: СЗ-ЮВ и С-Ю. Из растворов, двигавшихся в северном направлении, отлагались жилы Сорачи, Ишикари и Немуро, тогда как из растворов, двигавшихся в северо-западном направлении, были образованы жилы Изумо, Сойя и т. п. (рис. 5).

Исследование газово-жидких включений в сфалерите и кварце [32] показало за-



Рис. 5. Схема формирования отдельных жил месторождения Тойоха и особенности их минерализации *py* – пирит; *asp* – арсенопирит; *sp* – сфалерит; *gn* – галенит; *mia* – сульфосоли Ag; *po* – пирротин; *stn* – станнин; *cs* – касситерит; *wo* – вольфрамит; *hm* – гематит; *mt* – магнетит; *qz* – кварц; *carb* – карбонаты [32] кономерное увеличение термпературы образования и солености рудообразующих растворов от ранней (верхней в разрезе) стадии формирования жил к поздней, что видно по результатам, полученным для главной стадии минерализации отдельных жил:

Жила	Температуразаполнения включений,°С	Соленость растворов, %		
Таджи ма	250-150	1.5-0.2		
Хари ма	250-200	2,2-1,0		
Изумо	300-200	4.2-1.0		

Температура заполнения включений в сфалерите и кварце, ассоциирующих с графитом, находится в узком интервале — 220–230° С.

Температура образования гематита составляет 150–200°С; магнетитизация гематита происходила при несколько более высокой температуре.

Температура образования кварц-кальцитовых жилок, содержащих бертьерит, отвечает 175–210°С, т. е. концу II (поздней) стадии минерализации. Аргентит был образован при несколько более высокой температуре.

Геотермальная система района месторождения Тойоха

Исследование тепловых потоков на западном Хоккайдо [32] позволило выявить три области с чрезвычайно высокими тепловыми аномалиями — в районе Шикотсу, Тойа и Нисеко, которые находятся в резком контрасте с областью очень низкого теплового потока, почти полностью покрывающей пояс низменностей Саппоро—Томакомаи. Считается [12], что тепловая аномалия Западного Хоккайдо генерируется активностью известных в этом районе "зеленых туфов" миоценового возраста, и установлено, что даже в настоящее время на глубине 15 км в области между Нисеко и Шикотсу находится источник тепла с температурой более высокой, чем точка плавления пород. В районе тепловой аномалии Тойоха на глубине 1000 м под руслом р. Юнозава, расположенной примерно в 3 км от рудника, установлена температура в 300° С [28].

Эта геотермальная область, по-видимому, относится к типу горячих сухих пород. Об этом свидетельствуют: 1) отсутствие ее связи с четвертичным вулканизмом как непосредственным источником геотермального тепла, 2) незначительное число горячих источников и паровых струй (фумарол) в округе, 3) отсутствие данных о подземном резервуаре горячей воды.

Распределение температуры подчиняется концентрической структуре, температура имеет отчетливую тенденцию повышаться к периферии (рис. 6), а также с погружением. В настоящее время температура пород в некоторых выработках близка к 100°С. и в





ближайшее время разработка месторождения достигнет области еще более высоких температур. Поэтому одной из важнейших задач является снижение температуры при подземных разработках. В будущем планируется также использование и геотермальных ресурсов. Для этой цели предпринимаются наблюдения за поведением этой системы, анализ геотермальной структуры, расчет теплового баланса в выработках.

Некоторые личные впечатления от посещения рудника Тойоха

При посещении рудника Тойоха мне было показано несколько забоев, вскрывающих жилы типа Изумо на горизонте —450 м. Температура породы в этих забоях 40—60°С. Эксплуатация их производится при обильном орошении воздуха холодной водой из мощных распылителей, устанавливаемых по обе стороны основания выработок. Из-за этого в выработках создается высокая влажность.

При посещении месторождения собраны образцы сплошных и кокардовых сульфидных руд, а также образцы с корками мелких (до 1–2 мм) кристалликов родохрозита, покрывающих сульфиды (в основном пирит) в пустотах рудных тел.

В подземных выработках местами имеются горячие источники с небольшим дебитом и капе́ль горячей сильно минерализованной воды. В последнем случае на стенках и потолке образуются сферолитовые корки и сталактиты, иногда причудливой формы, длиной до 20-25 см и диаметром у основания 1-1,5 см. Они состоят главным образом из сульфатов железа и марганца (в основном маловодных типа йококуита – Mn [SO₄] · 5H₂O, иллезита – Mn [SO₄] · 4H₂O, ссмикита – Mn [SO₄] · H₂O, ссмолнокита – Fe [SO₄] · H₂O и т. п., часть из которых удалось собрать) и в зависимости от состава имеют белый, розоватый и голубоватый цвет. В нижних частях выработок, главным образом в местах соединения стенок с полом, отлагаются корки пиккерингита¹ MgAl₂ [SO₄] · 22H₂O, отличающиеся белым цветом и тонковолок инстым строением. Их мощность местами доходит до 20-25 см. Несколько образцов тиккерингита также привезено в Музей.

Оценка перспектив месторождения Тойоха

Недавно при колонковом бурении обнаружена новая серия рудных жил в 3 км к юговостоку от разработок. К северо-западу от месторождения расположена область гидротермально измененных пород площадью 3 × 6 км, выходящих на поверхность. Эта область трудно доступна для детального исследования, но тут могут быть обнаружены новые рудные залежи.

Поскольку рудное поле возникло в результате развития трещиноватости в кальдере проседания с закономерным распределением отдельных жил и их групп, представляется, что северная окраина этой структуры также перспективна для обнаружения новых рудных тел. В 1979 г. здесь начато бурение.

Исследование распределения богатых участков залежей (бонанц) в жилах и отдельных элементов в них позволяет также предсказывать новые богатые участки. При этом установлено, что бонанцы серебра образуют горизонтально расположенную фигуру в узкой части жилы, особенно в жилах группы Таджима, что необходимо учитывать при разведке прилегающих площадей бурением. Это уже привело к обнаружению новых серебряных бонанц.

¹ Диагностика пиккерингита требует уточнения, поскольку здесь могут быть и представители рядов твердых растворов — пиккерингит-галотрихит и пиккерингит-апджонит (дитрихит).

II. СТРАТИФОРМНЫЕ ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ТИПА КУРОКО

Введение

Месторождения типа Куроко [5], которыми славится Япония, наиболее широко распространены в северо-восточной части о-ва Хонсю; в меньшем числе они известны на о-ве Хоккайдо. Мне удалось побывать на месторождении Фуказава (см. рис. 1).

Месторождение Фуказава находится в рудном округе Хокуроку префектуры Акита, в северо-восточной части о-ва Хонсю. Округ Хокуроку — наиболее продуктивный горный округ Японии, в нем сосредоточено около 85% всех запасов полиметаллических руд Японии (табл. 3).

Таблица З

Общая характеристика основных месторождений типа Куроко горного округа Хокуроку [15]

Рудник	Рудная залежь	Год открытия	Размер залежи, м	
Козака	Мотояма	1861	300×700×50	
	Ушинотаи-Ниши	1959	400×350×20	
	Ушинотаи-Хигаши	1960	300×400×16	
	Увамуки			
	Nº 1	1962	150×100×7	
	Nº 2	1965	200×150×40	
	Nº 3	1966	350×100×17	
Ханаока	Тсутсумизава	1885	350×120×120	
	Дойяшики	1916	600×350×20	
	Камияма	1919	260×60×40	
	Ошиаизава	1942	150×100×30	
	Матсумаине	1963	800×800×30	
Фуказава	Канайамазава	1969	210×90×8	
	Манзаку	1969	190×190×13	
	Тсунокакезава	1970	480×400×24	
Ханава	Мотояма	После 1960	120×100×150	
	Сандаира	1951	180 × 70 × 190	
	Аджиро	1957	130 × 40 × 100	
	Акедоши	1962	650 × 150 × 8	
	Осаки	1965	70×30×45	
Шаканаи	Рудное тело			
	Nº 1	1962	300×150×12	
	Nº 3	1963	400×120×6	
	Nº 4	1963	400 × 300 × 40	
	Nº 5	1964	350 × 70 × 13	
	Nº 7	1965	350×70×13 350×250×15 430×170×40	
	Nº 8	1965		
	Nº 11	1967	400×110×10	
Фурутобе	Юнозава	1959	250×100×15	
	Дайкокузава-Хигаши	1959	100×80×20	
	Дайкокузава-Ниши	1960	250 × 70 × 60	
	Магариязава	1962	200 × 150 × 10	
	Хигашиматазава	1968	150×50×10	
Матсуки	Такадате	1963	540×120×10	
	Матсуки	1964	400×100×10	
Аинаи	Юнозава	1942	150×200×50	
	Суехиро	1955	40×50×30	
	Дайкоку	1956	80×180×50	
	Бентен	1957	60×200×20	
	Йокодавара	1960	150 × 80 × 20	
	Varanasa	1003	130/00/20	

Рудный округ Хокуроку находится на месте вулканогенно-осадочного бассейна среднемиоценового возраста, в котором отложились светлые толщи кислых вулканических пород (риолитов, пемз) и аргиллитов мощностью до 1000 м.

Почти все месторождения округа Хокуроку типа Куроко приурочены к периферической части этого бассейна (рис. 7), и лишь месторождение Фуказава находится в его центральной части. В этом округе известно также большое число рудных жил, встречающихся как в пределах рассматриваемого бассейна, так и за ними. Общие черты геологии рудного округа Хокуроку описаны Ф. Сато и др. [24].

3

Месторождения Куроко являются массивными стратиформными сульфид-сульфатными месторождениями, ассоциирующимися с подводным вулканизмом миоценового возраста — отложениями так называемого района зеленых туфов (см. рис. 1). Они рассматриваются как прототип метаморфизованных и деформированных массивных

Содержание по	лезных компоне	Добыча руды в ме-	Запасы рудни-		
Cu	Pb	Zn	S	сяц, т (1972 г.)	ка, млн. т
2,2	0,8	4,5	23,7		1
2,8	1,1	4,0	19,8		
2,0	1,5	4,4	15,6	45 000	25
0.6	42	11.5	4.7		
0.8	1.8	7.8	8.8		
0,8	2,8	8,3	6,3		
1,2	0,7	1,9	Не опр.	Медных руд	
2,5	0,5	1,8	"	25 000	1
1,5	0,7	4,1	"	Пиритовых руд	35
2,4	1,5	5,9	"	10 000	
3,2	0,8	2,5	23,9	50 000	
1,6	6,8	19,0	Не опр.		
1,0	1,5	10,1	"	10 000	8
1,1	3,2	15,9	"		
0,6	-	0,3	24,0		
0,4	-	0,3	23,0		
0,8	-	2,5	15,0	11 000	2
1,5	3,5	10,0	12,0		
2,0	0,5	3,0	23,0		
	2.0	14.0	14.0		
2,3	3,2	14,0	14,0		
1,1	0,2	10,0	12,0		
1,7	0,7	2,9	22,0	25.000	10
1,9	1,0	3,4	17,0	35 000	10
1,3	0,9	3,2	20,0		
1,9	3,4	11.8	18.0		2
19	0.9	43	20.0		
28	14	6,2	28.0		
1 1	0.1	1.0	17.6	15.000	7
19	0.3	21	20.8	13 000	,
23	1.0	29	23.0		
3,0	1.0	2.0	23.0		
				10 000	10
0,7	_		25,0		
4,7	1,7	8,3	20,0		
2,2	1,3	5,1	18,5		
1,9	1,2	3,1	18,0	9 000	10
2,0	0,7	2,9	21,0		
	0 5 5	40.0	00.0		

15



Рис. 7. Расположение основных месторождений типа Куроко в горном округе Хокуроко [24] 1 — главные разломы; 2 — антиклиналь; 3 — синклиналь; 4 — граница среднемиоценового бассейна осадконакопления; 5 — граница позднемиоценового бассейна осадконакопления; 6 — интрузивная зона; 7 — залежи Куроко; 8 — штокверковые залежи; 9 — рудные жилы

сульфидных (колчеданных) месторождений палеозойского и докембрийского возраста, связанных со щелочно-кальциевым вулканизмом, известных во многих частях света [10, 15, 23, 25].

Поскольку отдельные месторождения типа Куроко имеют много общих черт [3, 5, 9], ниже приводится описание месторождения Фуказава на фоне обобщенного описания месторождений этого типа.

Геология месторождения Фуказава

В районе месторождения Фуказава домиоценовый фундамент не был вскрыт даже при бурении. Миоценовые и четвертичные отложения в этом районе делятся на четыре основные формации (рис. 8), которые кратко можно охарактеризовать следующим образом (снизу вверх):



Рис. 8. Схематическая стратиграфическая колонка района месторождения Фуказава [29]

Формация Меапаишизава — измененные пирокластические породы андезитового состава и песчаники. Они вскрыты к югу от рудника Такаракура бурением.

Формация Юкисава, возможно, несогласно залегает на предыдущей и представлена в основном вулканогенным материалом. Дацитовые лавы этой формации обнажаются к юго-западу от Такаракура-Ишинозавского разлома (см. рис. 8). Они же подстилают залежи Куроко в горном округе Хокуроку. Породы формации находятся на месторождении Фуказава под рудными залежами на глубине 350–500 м от поверхности (рис. 9). Поверхность этой лавы имеет отчетливо брекчированную текстуру, которую связывают с подводным вулканизмом. Бурением вскрыты три или четыре брекчированные зоны, что говорит о нескольких самостоятельных вулканогенных пачках.

Породы представлены порфировыми дацитами с фенокристаллами плагиоклаза. Местами обнаружены стекловидные породы с флюидальной текстурой, имеющие зеленый цвет, но вокруг рудных тел цвет изменяется от светло-зеленого до белого или светло-серого. Микроскопические исследования обнаруживают серицитизацию и резорбцию зерен плагиоклаза и кварца.

К этой формации относятся и туфобрекчии типа Увамуки. Это так называемые "туфы рудного горизонта", они настолько похожи на аналогичные туфы месторождения Касака, что им дано то же название. Туфобрекчии указанного типа встречаются в округе Хокуроку только там, где есть рудные залежи Куроко, т.е. они не имеют регионально-площадного распространения. Их максимальная мощность в районе Фуказава достигает 160 м. Туфобрекчии состоят из измененных лаппилиевых туфов, вулканической брекчии и пемзового туфа. В основании их находятся уплотненные литифицированные туфы, в верхней части — слоистые туфы. Литифицированные туфы состоят в основном из фрагментов дацитовой лавы Фокисава с небольшим количеством аргиллитов и пемзы. Обломки от угловатой до полуугловатой формы и в основном хорошо отсортированы. Они могут образовываться при возникновении оползней с поверхности брекчированных дацитовых лав или являться нагромождением материала в результате паровых взрывов дацита.

Слоистые туфы содержат много пемзовых обломков, вытянутых параллельно наслоению. Отчетливая двойственная грануляция в этих породах указывает на то, что они были отложены из пирокластических потоков в подводных условиях. Местами присутствуют гематит-кварцевые прослойки типа Тетсу-Секиеитаи. Вблизи рудных тел для этих туфов характерно присутствие мелкозернистого пирита и серицитизация.

Формация Кагоя сложена в основном измененными аргиллитами и пемзовыми туфами, согласно налегающими на породы формации Юкисава. В пределах этой же форма-



4

Рис. 9. Геологическая карта района месторождения Фуказава [29] 1 — аргиллиты (формация Шигенаи); 2 — туф Шинсава; 3 — туфобрекчия Шигенаи; 4 — туф Кагоя; 5 — дацит Юкисава; 6 — дацит Зогакура; 7 — андезит Фуказава; 8 — Куроко; 9 — Кейко; 10 — рудные жилы. Цифры в кружках — названия рудников: 1 — Хаулаге; 2 — Манзаку; 3 — Зодакура; 4 — Канайамазава; 5 — Тсунокакезава; 6 — Такаракура; 7 — Сарума

ции находится небольшое лакколитоподобное тело базальтов, залегающее на туфобрекчии типа Увамуки. Максимальная мощность базальтов достигает 140 м. Имеются отчетливые доказательства, что это подводные лавовые потоки. Их базальная часть раздроблена, тогда как срединная — массивная, верхняя часть брекчирована с увеличивающейся интенсивностью кверху. Самая верхняя часть базальтов постепенно переходит в основной туф. Базальты местами хлоритизированы и эпидотизированы, в некоторых местах в них находятся гематитовые штокверки или вкрапленники пирита. В базальной части обнаружены обломки руд Куроко, указывающие на то, что базальтовая лава захватывала поверхностные части рудных тел, когда перетекала через них. К югу от рудной залежи Тсунокакезава обнаружено большое число базальтовых даек, внедрившихся в породы формации Юкисава, что позволяет предполагать в этом месте эруптивный центр.

10

Формация Шигенаи согласно перекрывает породы формации Кагоя. Она обнажается во многих местах района месторождения и представлена переслаивающимися пачками андезитовых туфобрекчий, пемзовых туфов и аргиллитов.

Интрузивные породы района месторождения Фуказава представлены в основном андезитами или дацитами. Андезиты обнаружены в виде силлов в отложениях формаций Кагоя и Шигенаи вблизи рудных тел Манияку и Канаямазава. Они имеют порфировую структуру и содержат фенокристаллы измененного плагиоклаза и хлоритизированного пироксена в голубоватом до темно-зеленого афонитовом матриксе. В андезитах и вблизи них находятся халькопирит-галенит-сфалерит-глинисто-минеральные прожилки. Дацит внедряется в породы тех же формаций. Породы имеют светло-зеленый или розоватый цвет, очень тонкозернистые, но содержат фенокристы плагиоклаза.

Геологическая структура

Фундаментальной особенностью района месторождения Фуказава являются разломы Такаракура и Ишинозава, состоящие из ряда трещин С-Ю и В-З простирания (рис. 9, 10). Осадочные породы северного блока слегка смяты и погружаются к югу под небольшим углом. Осадочные породы непосредственно к востоку от разлома Ишикава смяты и круто (70-75°) падают на восток.

Юго-западный блок разлома поднят по крайней мере на 400 м относительно северовосточного. Первый из этих блоков состоит в основном из дацита формации Юкисава и содержит жильные залежи рудников Загакура и Такаракура, состоящие из халькопирита, пирита, халькозина, сфалерита, вюртцита, глинистого материала (серицита) и кварца. Жилы первого из этих рудников параллельны северо-южным разломам, последнего — восток-западным.

Строение рудных тел и текстура руд

Рудные тела месторождений Куроко имеют сходное строение, которое схематично можно представить следующим образом (рис. 11). Зональные массивные стратиформные рудные тела, обычно овальной формы в плане, переходят книзу в менее богатые штокверковые руды, наследующие форму подводящих каналов и представляющие вкрапленное и мелкопрожилковое оруденение в окремнелых участках фельзитовой лавы (так называемых белых риолитах) и пирокластических отложений. Небольшие линзы и пропластки ожелезненных кремнистых пород либо непосредственно перекрывают рудные тела, либо находятся в туфовой кровле. В большинстве случаев встречаются также горизонтальные слоистые или неправильные массы гипса и/или ангидрита.

Границы между рудными телами и кровлей (туфы или аргиллиты) обычно резкие. Точно так же рудные тела резко оканчиваются и в основании, хотя на некоторых месторождениях отмечаются небольшие отдельные линзы или округлые вкрапленники руды в блоковых породах. Рудный штокверк, находящийся книзу от залежи, постепенно переходит в неминерализованные лавы и туфы.

 Отдельные рудные тела характеризуются отчетливой вертикальной зональностью слагающих минералов, которая выражается (снизу вверх) следующей схемой.

Силицифицированные руды (Кейко): пирит-халькопирит-кварцевый рудный штокверк. Структура исходных вулканитов иногда сохраняется, а иногда маскируется развивающимся криптокристаллическим кварцем.



Рис. 10. Геологические разрезы района месторождения Фуказава [29] Обозначения те же, что на рис. 9

Гипсовые руды (Секкоко): гипс-ангидритовые-(пирит-халькопирит-сфалерит-галенит-кварц-глинисто-минеральные) стратиформные руды¹; менее обычны прожилки. Здесь же в небольших количествах отмечены мирабилит и тенардит. Руды могут встречаться кверху или в сторону от силицифицированных руд либо в стороны от желтых руд (Око).

Пиритовые руды (Райукако): пиритовые (халькопирит-кварцевые) руды, обычно стратиформные, но иногда встречаются в виде прожилков и вкрапленников.

Желтые руды (Око): пирит-халькопиритовые-(сфалерит-барит-кварцевые) стратиформные руды. В некоторых месторождениях в небольших количествах отмечаются Cu,Pb,Bi,Sb-сульфосоли, флюорит и борнит.

Черные руды (Куроко): сфалерит-галенит-халькопирит-баритовые стратиформные руды. В верхних частях встречаются блеклые руды. В некоторых месторождениях отмечено значительное количество борнита, в других в небольших количествах присутствуют электрум, штромейерит, аргентит, самородное серебро, штернбергит, пирар-

¹ В некоторых случаях гипс-ангидритовые руды представляют самостоятельный промышленный интерес [3].



Рис. 11. Схематическое сечение типичного месторождения типа Куроко [24]

1 — баритовые руды; 2 — галенит-сфалерит-барит-(халькопирит-пиритовые) руды (Куроко); 3 — пирит-халькопиритовые руды (Око); 4 — пирит-халькопирит-кварцевые руды; штокверковые руды; 5 — гипсовые руды; 6 — глина; 7 — кислый түф; 8 — купол "белого риолита"; 9 — пиритхалькопирит-кварцевые прожилки; 10 — зона ожелезненных кровельных сланцев; 11 — брекчия взрыва; 12 — брекчия кислых туфов

гирит, ялпаит, халькозин, ковеллин, энаргит, сульванит, германит, ваэсит, миллерит, бетехтинит, кальцит, сидерит и диаспор.

Баритовые руды: тонкослоистые хорошо стратифицированные баритовые залежи, содержащие иногда кальцит, доломит, сидерит.

Ожелезненные кремнистые породы: тончайшие пропластки криптокристаллических кварца и гематита. Часто содержат немного пирита и глинистых минералов, реже — магнетита и браунита.

Относительное развитие отдельных зон различно на разных месторождениях, некоторые из них могут отсутствовать вовсе. Не постоянны и взаимоотношения рудных залежей со штокверками.

В окремнелых штокверковых рудах пирит обычно отмечается в виде идиоморфных кристаллов (часто размером более 1 мм), но в случае ассоциации с криптокристаллическим кварцем оказывается очень мелкозернистым и колломорфным. Халькопирит в основном встречается между индивидами и частично их замещает.

Ангидрит ограничен центральной частью гипс-ангидритовых руд. Иногда наблюдается оолитовая и параллельно-полосчатая текстура, но основная масса сульфатов рекристаллизована. Вероятно, ангидрит был основным первичным минералом, который затем интенсивно гидратировался.

В пиритовой зоне желтых руд пирит и хальпирит относительно более мелкозернистые, чем в окремнелых рудах, за исключением некоторых грубокристаллических прожилков, возможно, являющихся питающими каналами, по которым поднимались гидротермальные растворы. Их текстура массивная, но на некоторых месторождениях имеется рудная брекчия, или сыпучая порошковая руда. Брекчиевые руды представляют собой обломки существовавших ранее рудных тел, которые возникли в результате оползней и/или вулканических взрывов на поздней стадии, отложенные механическим путем.

В зоне черных руд минералы обычно тонкозернистые (менее 200—300 мкм) и руды имеют массивную текстуру. Иногда отмечаются колломорфные текстуры, особенно характерные для пирита и сфалерита верхней части этих зон. Они выражаются фромбоидальными, комковатыми, концентрически-зональными структурами и текстурами усадки. Иногда черные руды содержат обогащенные халькопиритом прослойки и линзы, обычно параллельные слоистости вмещающих туфов и осадочных отложений. Некоторые из тел черных руд отвечают фациям морской брекчии, стратифицированным по плотности обломков и их величине. В редких случаях отмечаются месторождения с относительно небольшой зоной черных руд, проникающих в покрывающие аргиллиты, содержащие тонкие согласные прослойки сульфидов.

В районе месторождения Фуказава известны три обособленные крупные рудные

залежи, сменяющие друг друга с северо-запада на юго-восток в такой последовательности: Манияку, Канаямазава и Тсунокакезава, а также ряд мелких залежей, приуроченных к верхнему горизонту туфобрекчий Увамуки и находящихся в пределах площади 1500 (направление СЗ-ЮВ) × 800 м (направление СВ-ЮЗ). Каждая из залежей состоит в основном из руд Куроко. Силицифицированная зона развита в северозападной части рудного тела Канаямазава и в южной – Тсунокакезава.

Руды типа Куроко представлены массивным брекчированным и вкрапленным типами, причем первый из них более распространен. Они стратиформны и находятся в слоистых туфах туфобрекчий типа Увамуки. Вверху залежей руды наиболее тонкозернисты; книзу их зернистость увеличивается. Верхняя часть залежей обогащена Au, Ag и Ba. Здесь преобладают тетраэдрит и барит, тогда как в нижней части рудных тел – халькопирит.

Брекчированные руды Куроко встречены только на ограниченных участках юговосточной и западной частей рудного тела Тсунокакезава. Они состоят из угловатых до сглаженных обломков руд Куроко до 10 см в поперечнике и матрицы из частиц руд Куроко размером в песчинку, а также небольшого количества глинистых минералов. Местами отмечается складчатость, возможно, связанная с оползанием массивного рудного тела до его захоронения.

Вкрапленные руды Куроко обнаружены в восточной части рудного тела Тсунокакезава и у небольших рудных тел к востоку от рудного тела Канаямазава. Они приурочены к более низкому горизонту, чем горизонт сплошных руд. Сфалерит и галенит вкраплены в аргиллитизированный туф и замещают матрицу литифицированного туфа.

Окремнелые руды преобладают в рудном теле Канаямазава и представлены халькопиритовыми и пиритовыми вкрапленниками или штокверками в литифицированном туфе и брекчированном даците. Вмещающие породы также сильно силицифицированы и пиритизированы. Эти руды имеют форму вулканического канала. Книзу количество вкрапленников и штокверков сульфидов уменьшается и они заменяются на редкие халькопирит-пиритовые жилы, разбросанные во вмещающей породе.

В компактных рудах Куроко под микроскопом часто видны колломорфные и фромбоидальные структуры пирита, кольцеобразные структуры галенита. Минеральная ассоциация плотных руд сходна с таковой типичных руд Куроко, хотя тетраэдрит преобладает. В рудной залежи Тисанокакезава обнаружен первичный борнит.

Происхождение минерализации

Большинство японских геологов рассматривают генезис месторождений Куроко в соответствии с результатами работ Т. Татсуми и Т. Ватанабе [30]. Согласно этим взглядам, штокверковая минерализация имеет эпигенетическое происхождение и связана с гидротермальными флюидами, проникавшими через брекчированные лавовые купола и туфы. Перекрывающая их стратиформная минерализация рассматривается как сингенетичная, связанная с подводными рудными эманациями. Последнее подтверждается а) четкими и согласными контактами стратиформных рудных тел с покрывающими и подстилающими породами; б) правильной стратиграфической последовательностью стратиформных рудных тел; в) типично осадочными чертами рудных тел, такими, как оседание (оползни) пластов и угол их наклона; г) колломорфными текстурами, позволяющими допустить кристаллизацию в свободном пространстве; д) присутствием остатков фораминифер и радиолярий в ожелезненных силицифицированных породах.

Небольшое число массивных сульфидных руд имеет относительно высокое содержание глинистых минералов, которые, возможно, отложились в еще неконсолидировавшихся осадках на морском дне.

Температуры гомогенизации включений в кварце и сфалерите различных рудных залежей обычно находятся в пределах 200–250°С, барита – 100–250°С.

Исследование включений в кварце и барите месторождения Косака показало, что их соленость в NaCl-эквиваленте составляла 2,1—8,4 мас.%, а температура заполнения 150—300° С. Из этого следует, что температура рудообразующих растворов была около 250—300° С, а соленость намного превышала таковую морской воды. Желтые, черные и силицифицированные руды отлагались из разбавленных растворов с соленостью, близкой к солености морской воды. Подобные растворы должны были вскипать

на глубине менее 780 м, хотя прочие данные, в том числе геологические о мощности осадков, говорят, что глубина моря в момент образования рудных залежей вряд ли превышала 500 м.

10

Большинство исследователей считают, что растворы образовались кислой (риолитовой) магмой, являющейся продуктом дифференциации крупного магматического очага, происходившей в земной коре, и поднявшейся в раннем миоцене до глубины 5–10 км под формацией зеленых туфов. Вскоре после формирования риолитовых куполов начали функционировать горячие подводные источники, из которых изливались рудообразующие растворы высокой солености; иногда их активности предшествовали паровые взрывы, приводившие к образованию брекчии. Главными факторами отложения руд являлись: 1) снижение температуры растворов, 2) повышение окислительного потенциала, '3) снижение рН почти до нейтрального за счет смешения с морской водой. Я полагаю, что был еще и 4-й фактор – снижение давления.

Повышение окислительного потенциала вызывало образование пирита за счет $H_2S : Fe^{2^+} + 2H_2S + 1/2O_2 \rightarrow FeS_2 + 2H^+ + H_2O$, повышение же концентрации H^+ приводило к гидролизу серицита, образованию гидротермально измененных зон с каолинитом¹:

2КАІ₂ (OH) ₂ [AISi₃O₁₀] + 2H⁺ + 3H₂O \rightarrow 3AI₂ (OH) ₄ [Si₂O₅] + 2K⁺. серицит каолинит

Поисковые критерии залежей типа Куроко

Учитывая особенности залегания руд Куроко, специфику их генезиса, результаты изучения минерального и элементного состава, японские исследователи разработали следующие критерии поиска новых залежей.

1. Поиски могут быть ограничены областью преимущественного распространения кальциево-щелочных кислых лав и пирокластических пород, связанных с подводным вулканизмом среднемиоценового возраста. Базальтовые породы в этих областях представлены толеитовыми и высокоглиноземистыми типами.

2. Стратиформные залежи ограничены в основном узким временным интервалом образования и возникают в заключительную (затухающую) стадию цикла кислого вулканизма. Во многих случаях они перекрываются непосредственно аргиллитами или иными осадочными породами суразличными вулканогенными компонентами.

 Стратиформные залежи часто (на Фуказава это закономерно) приурочены к пониженным частям дна среднемиоценовых морских бассейнов.

4. В непосредственном соседстве со стратиформными отложениями находятся брекчированные фельзитовые лавы и/или брекчии фельзитовых туфов.

5. На некотором расстоянии от основания рудных залежей развита (в разной степени) штокверковая минерализация. В кровле отмечается непостоянная незначительная вкрапленность пирита и в меньшей мере халькопирита, сфалерита и галенита. На различном расстоянии от стратиформных залежей могут быть обнаружены рудные жилы, тяготеющие, однако, к нижнему стратиграфическому горизонту.

6. Стратиформные и жильные залежи проявляют тенденцию встречаться группами. Обычно они приурочиваются к разрывам или к направлению вытянутости лавовых потоков.

7. Породы вблизи стратиформных залежей серицитизированы и хлоритизированы и заметно обогащены К и Na. Хороший признак, когда содержание Na в измененных андезитовых лавах >2%. Силицификация наиболее ярко проявляется книзу от залежей.

8. Вблизи рудных залежей магнетит базальтов замещается пиритом.

Иногда используются и другие поисковые признаки. Так, месторождение Фуказава было обнаружено по примесям мелких зерен руд Куроко и глинистых частиц в питьевой воде артезианских источников из скважин, пробуренных в этом районе на воду.

Именно прогресс в понимании условий образования месторождений типа Куроко привел к стремительному росту их разведанных запасов и открытию многих новых залежей, особенно бурному в 60-е годы.

¹ Физико-химические ограничения формирования руд Куроко с термодинамических позиций рассмотрены И. Кадзиварой [4].

В заключение следует сказать, что если месторождения типа Куроко послужили исходным материалом при формировании многих более древних рудных, прежде всего колчеданных, месторождений, о чем речь шла уже в начале этого раздела, то условия локализации самих месторождений Куроко, особенности их минерализации и околожильных изменений проявляют отчетливую связь с образующимися в настоящее время рудными залежами, в частности во впадинах Красного моря [1].

III. ПРОЯВЛЕНИЯ МАРГАНЦЕВОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ

В Японии, особенно на о-ве Хоккайдо и в северо-восточной части о-ва Хонсю, известно большое число месторождений и рудопроявлений, содержащих различные минералы марганца. По типу минерализации их можно объединить в следующие группы: 1) отложения горячих и холодных источников, связанных с современным вулканизмом; 2) вулканогенно-осадочные стратиформные залежи; 3) марганцевая минерализация Pb-Zn- и Ag-Pb-Zn-гидротермальных рудных месторождений; 4) метаморфогенные марганцевые ассоциации; 5) морские марганцевые конкреции. Во время пребывания в Японии я смог познакомиться с примерами первых четырех типов марганцевой минерализации. Их краткая характеристика приводится ниже.

Марганцевые отложения

из горячих и холодных вулканогенных источников

Минеральные отложения горячих и холодных источников были представлены отложениями из источников, выходящих на поверхность у основания горы Меакан, примерно в 2 км к югу от южного берега оз. Акан на территории, входящей в Национальный парк Акан в восточной части о-ва Хоккайдо (в северной части префектуры Куширо).

В кратере горы Акан находятся действующие фумаролы, отлагающие самородную серу, а у подножия мы посетили два источника, находящихся всего на расстоянии около 2 км друг от друга, но существенно отличающихся по своей температуре и минеральному составу отложений.

Первый из них представлен холодными ключами, бьющими на берегу небольшого озерка и отлагающими бурые гидроксиды железа, которые образуют валики вокруг ключей и сплошные волнистые отложения, покрывающие всю прибрежную часть. Жерла ключей имеют диаметр до 20 см. Общее их количество не превышает 10, причем Ю. Хария сообщил, что такие же ключи выходят и на дне этого озерка. Отложений оксидов марганца из этих источников не происходит.

Температура воды второго источника около 30—35° С, он представлен рядом ручьев, низвергающихся небольшими водопадами с высоты около 3 м. Из вод этого источника отлагается только вад в виде мягких черных, пронизанных жидкостью масс, покрывающих поверхность всех скальных выходов и валунов, оказывающихся в месте выхода источников¹. Отложений гидроксидов железа из этих источников не происходит.

Таким образом, в непосредственной близости друг от друга на горе Меакан наблюдается существенно различное минералообразование — выделение S в вулканическом кратере и отложение гидроксидов железа и оксидов марганца у основания вулкана из источников, находящихся в непосредственной близости друг от друга, но резко различающихся по характеру минеральных отложений. На это обстоятельство мое внимание обратил профессор Ю. Хария, специально исследовавший возможную причину подобной дифференциации элементов. В своих исследовавший возможную причину подобной дифференциации элементов. В своих исследованиях [13] он показал, с одной стороны, преимущественное выщелачивание из вулканических пород железа кислыми растворами, а марганца — нейтральными и слабощелочными. С другой что в случае фильтрации Fe- и Mn-содержащих сернокислотных растворов через карбонатные породы последние с поверхности покрываются коркой гидроксидов Fe, тогда как Mn сохраняется в растворе. При достаточной длительности пути подобных растворов они могут стать чисто марганцевыми и полностью освободиться от Fe. Отложение же гидроксидов Fe из одних источников и вада из других определяется не

¹ Образцы этого вада собраны на месторождении и переданы в Музей.

только сменой физико-химических условий при выходе их на поверхность, но и активностью специфических бактерий.

Ю. Хария [13] отмечает, что в вулканической области Комачедаке известны железо-марганцевые отложения, в которых гидроксиды Fe послойно чередуются с оксидами Mn, что он связывает с пульсационным характером вулканической деятельности.

Стратиформные вулканогенно-осадочные марганцевые залежи

С этим типом марганцевых залежей я ознакомился на примере месторождения Кокко, расположенного приблизительно в 10 км к юго-западу от г. Отару на о-ве Хоккайдо. По своему геологическому положению, типу минерализации и вмещающим породам оно близко месторождению Пирика, расположенному также на западе о-ва Хоккайдо и кратко описанному Ю. Хария [13], и к другим пластовым марганцевым месторождениям Японии [2].

На месторождениях этого типа оксиды Mn, представленные на месторождении Кокко криптомеланом¹, образуют уплощенные пропластки мощностью до 0,5–3 м, переслаивающиеся с вулканическими туфами, брекчиями и лавовыми потоками так называемой формации зеленых туфов миоценового возраста. На месторождении Кокко эти отложения слагают небольшие холмы, разделенные неглубокими V-образными оврагами, и сильно выветрелы с поверхности². Это позволяет разрывать их с помощью лопат и геологических молотков, извлекая образцы криптомелана. Диоксиды Mn здесь являются нормальными осадочными членами вулканогенно-осадочной толщи пород и согласно с остальными породами смяты в складки. На месторождении Меппу (юго-западная часть Хоккайдо), относящемся к этому типу, непосредственно в прослойках диоксидов Mn обнаружены зубы акул, что указывает на морское происхождение этих диоксидов. Мn-диоксиды на Пирике ассоциируют с коричневым халцедоном, возможно, связанным с горячими источниками; частично кремнезем может быть и органогенным за счет радиолярий и диатомей. Такой кремнезем напоминает яшму, которая обычно сопровождает диоксиды Mn формации зеленых туфов.

Ю. Хария [13] на основании своих экспериментов считает, что Mn может экстрагироваться морской водой, содержащей HCl³ — характерный вулканический газ, из вулканогенных толщ, а затем выделяться из нее в виде хемогенного осадка.

Отличительная черта месторождения Кокко — марганцевые нодули, образующие рудные залежи и содержащие примеси Ag. Это, по Ю. Харии [13], указывает на участие в их образовании гидротерм. За участие гидротермальных растворов в образовании месторождений этого типа, по Ю. Харии, говорят и примеси в них Ва, определяющие появление криптомелана, а на некоторых месторождениях и голландита, причем он особо подчеркивает повышенное содержание Ва в оксидах Мп этого типа по сравнению с вадами, отлагающимися из источников (см. выше описание отложений вулкана Меакан) или с глубоководными Мп-конкрециями.

Для этих месторождений в целом характерно полное отделение Mn от Fe.

Марганцевая минерализация Pb–Znи Ag–Pb–Zn-гидротермальных рудных месторождений

Минералы марганца в рудных жилах вулканогенно-гидротермальных месторождений представлены в основном родохрозитом и в значительно меньшем количестве алабандином. Родохрозит мной был найден в качестве позднего минерала на месторождении Тойоха; прекрасными сферолитовыми корками известно месторождение Имакураиши на Западном побережье Хоккайдо, откуда происходят два образца с родохрозитом, переданные в Музей профессором Ю. Хария, в том числе сферолитовая корка толщиной около 5 см зонально-концентрического родохрозита ювелир-

¹ Образцы криптомелана с месторождения Кокко переданы в Музей.

² Примерно в 5 км к юго-западу от месторождения Кокко в районе Фугоппе (Ранкашима) из выветрелых андезитов той же формации зеленых туфов, вскрытой небольшой речкой, удалось набрать довольно много хорошо образованных кристаллов анортита, самый крупный из которых имеет размер около 3 см.

³ Лучшим экстрагентом Мп из вулканогенных пород в опытах Ю. Харии оказалась морская вода с небольшим количеством HCI.

ного качества. Кроме того, на западе Хоккайдо известен и ряд других Pb-Znи Ag-Pb-Zn-гидротермальных месторождений, содержащих родохрозит, минерализация и главные черты генезиса которых сходны с таковыми месторождения Тойоха (см. его описание выше).

Метаморфогенные марганцевые ассоциации

С метаморфогенными марганцевыми ассоциациями я ознакомился на примере месторождения Йоконе-яма, находящегося вблизи центральной части западной границы префектуры Тотиги. В настоящее время оно разрабатывается на строительный камень и вскрыто сравнительно большим карьером. Месторождение Йоконе-яма входит в группу месторождения Казо; геология и особенно минеральный состав его подробно описаны Т. Йосимурой [33], который, однако, не выделил обнаруженный здесь позже пироксмангит, описывая его либо как родонит, либо как железородонит (ironrhodonite). Общие геолого-минералогические особенности месторождений этого типа описаны Т. Ватанабе, С. Юи и А. Като [2].

Месторождение Йоконе-яма сложено породами палеозойского возраста, представленными первоначально песчаниками и аспидными сланцами, имеющими простирание северо-восточное (40°) с падением на юго-восток под углом 60—80°. Породы разбиты двумя крупными широтными разломами. К северному из этих разломов приурочен ряд марганцевых месторождений и большое число обнажений с марганцевым оруденением.

Изверженные основные породы, в основном метадиабазы, известны в виде многочисленных даек палеозойской формации.

Вмещающие породы, так же как и дайки метадиабазов, прорваны батолитом пор-•фирового гранита, выходы которого широко распространены в северной части района. Песчаники и сланцы метаморфизованы этой интрузией в кварциты и роговики. Метаморфизованы и содержащиеся в них прослои и линзы оксидов Мп. При этом марганцевая минерализация приурочена в основном к гранатовым роговикам, которые, по мнению Т. Йосимуры, возникли из радиоляритовых сланцев, подвергшихся воздействию минерализующих растворов во время или перед началом контактного метаморфизма. Из примечательных особенностей метаморфических кварц-биотит-кордиеритовых роговиков, встречающихся в этом разрезе, он отмечает в них кварц-биотитовые и кордиеритовые пятна. При этом им было установлено, что биотит первоначально при метаморфизме замещался хлоритом, который, в свою очередь, переходил в порфиробласты кордиерита. Отчетливой приуроченности метаморфизованных участков пород к дайкам изверженных пород не выявляется, и Т. Йосимура полагал, что метаморфические изменения могли явиться результатом физической деформации при складкообразовании либо термической реорганизации осадочного материала под влиянием интрузии.

На месторождении Казо марганцевое оруденение приурочено к крутопадающему разлому, проходящему по границе между кварцитами и роговиками.

Т. Йосимура выделял три стадии минерализации — А, В и С. Он писал, что продукты первой стадии минерализации образуют ксенолиты, находящиеся в главном рудном теле рудника Казо, и характеризуются значительными количествами Са, Fe (Mn) и Na.

Во вторую, основную, стадию минерализации отлагались родонит, пироксмангит, тефроит, родохрозит, Ва-полевой шпат (казоит). Эта минерализация характеризуется повышенными количествами Ва, Mn (Fe), K и Na.

В последнюю стадию минерализации выделялись кварц, анкерит, манганактинолит, мангантремолит, куммингтонит, манганфлогопит, неотокит (пенвитит) и монтмориллонит, которые образуют небольшие прожилки, заполнившие трещины разрыва, секущие минеральные тела второй стадии минерализации.

Рудные тела часто имеют неправильные контакты с вмещающими породами, в которых находятся в виде изолированных линзочек и прожилков.

Изменения вмещающих пород выражаются в местных хлоритизации, импрегнациях карбонатов и силикатов Mn, Ва-полевого шпата (казоита), иногда пирротина.

Всего на месторождениях этого типа уже в 1939 г. было обнаружено более 85 минеральных видов и разновидностей. Мои усилия при знакомстве с карьером рудника Йоконе-яма были сосредоточены в основном на сборе минералов марганца, в первую очередь пироксмангита, тефроита, манганкуммингтонита, мало или вовсе не представленных в коллекциях Музея.

Говоря о взаимоотношениях этих минералов, особо следует отметить, что пироксмангит (феррородонит) обычно оказывается более ранним по сравнению с родонитом, а тефроит — самым поздним из них (на месторождении Казо в тефроите установлены многочисленные реликты зерен родонита и желтого граната); в свою очередь тефроит замещается родохрозитом.

Особый интерес в этой ассоциации представляют взаимоотношения пироксмангита и родонита. С одной стороны, известно, что для чистого $MnSiO_3$ пироксмангит отвечает модификации низкой температуры (при обычном давлении пироксмангит устойчив ниже $350-405^{\circ}C$) и высокого давления, а родонит — более высокой температуры и более низкого давления [16, 18, 19]¹. С другой стороны, изучение пироксмангита и родонита с различных месторождений Японии [17, 19] показало, что они очень редко приближаются к $MnSiO_3$ и заметно различаются по своему составу тем, что пироксмангита значительно обогащен Fe (0,24—14,56 мас. % FeO при 0,09—2,21 мас. % CaO) а родонит — Са (1,19—6,62 мас.% CaO при 0,27—5,57 мас.% FeO); кроме того, для пироксмангита отмечается и более высокое в целом содержание Mg. Таким образом, появление в природных ассоциациях пироксмангита или родонита определяется не только P-T параметрами, но, очевидно, и соотношением химических компонентов в системе [21].

Следует отметить, что пироксмангит-родонитовая минерализация известна в Японии не только в породах палеозойского возраста, но и в виде жил и линз в формации зеленых туфов миоценового возраста. Подобные рудопроявления особенно многочисленны в западной половине Хоккайдо [27], причем с одного из них — Татехира — удалось привезти пластину тесно сросшихся пироксмангита и родонита размером до 40 × 30 × × 3 см, подаренную Музею профессором Ю.Хария.

Описанные метаморфогенные марганцевые ассоциации по своему парагенезису и другим признакам, очевидно, близки к минеральным ассоциациям, возникшим при метаморфизме вулканогенно-осадочных мезозойских марганцевых карбонатов и радиоляритовых сланцев в Альпах [21].

ЛИТЕРАТУРА

- Бутузова Г.Ю. Минералогия и некоторые аспекты генезиса металлоносных осадков Красного моря. Сообщ. І. Минеральный состав рудного вещества. — Литология и полез. ископаемые, 1984, № 2, с. 3–22; Сообщ. ІІ: Основные процессы минералои рудообразования во впадине Атлантис-II. — Литология и полез. ископаемые, 1984, № 4, с. 11–32.
- Ватанабе Т., Юи С., Като А. Обзор пластовых марганцовых месторождений Японии. – В кн.: Вулканизм и рудообразование / Под ред. Т.Тацуми. М.: Мир, 1973, с. 104–121.
- Кадзивара И. Гипс-ангидридовые руды и связанные с ними минеральные ассоциации месторождения Мотояма рудника Ханава. — В кн.: Вулканизм и рудообразование / Под ред. Т. Тацуми. М.: Мир, 1973, с. 169—173.
- Кадзивара И. Некоторые ограничения условий формирования руд Куроко. В кн.: Вулканизм и рудообразование / Под ред. Т.Тацуми. М.: Мир, 1973, с. 163—169.
- 5. Мацукума Т., Хорикоси Е. Обзор место-

рождений Куроко в Японии. — В кн.: Вулканизм и рудообразование / Под ред. Т.Тацуми. М.: Мир, 1973, с. 129—151.

- Накамура Т., Хунахаси М. Рудные жилы, связанные с неогеновым вулканизмом Японии. — В кн.: Вулканизм и рудообразование / Под ред. Т. Тацуми. М.: Мир, 1973, с. 183—195.
- Тацуми Т., Секине Й, Канахира К. Вулканогенные месторождения и металлогения Японии. – В кн.: Вулканизм и рудообразование / Под ред Т. Тацуми. М.: Мир, 1973, с. 16–52.
 Токунага М. Свинцово-цинковые жилы
- Токунага М. Свинцово-цинковые жилы рудника Тоёха. — В кн.: Вулканизм и рудообразование / Под ред. Т. Тацуми. М.: Мир, 1973, с. 207—215.
- Хорикоси Е., Сато Т. Вулканическая деятельность и рудные месторождения на руднике косака. – В кн.: Вулканизм и рудообразование / Под ред. Т. Тацуми. М.: Мир, 1973, с. 151–162.
- Anderson C.A. Massive sulfide deposits and volcanism. – Econ. Geol., 1969, vol. 64, p. 129–146.

¹ Механизм структурной перестройки при переходе от одних пироксеноидов к другим и от пироксеноидов к пироксенам и наоборот с кристаллохимических позиций рассмотрен Р.Дж.Ангелом и др. [11]. Дальнейшие исследования реальной структуры пироксеноидов показали тончайшие срастания и прорастания пироксенов и Мл-пироксеноидов, когда отдельные тонкие домены пироксена граничат с переходной пироксен-пироксеноидной областью в доменах последних [22]. Все это говорит и о том, что, вероятно, возможны и смешанно-цепочечные пироксен-пироксеноидные и пироксеноидные минералы, чем, возможно, и объясняются трудности в отнесении отдельных образцов к родониту или пироксеноидиту.

 Angel R.J., Price G.D., Putnis A. A mechanism for pyroxene-pyroxenoid and pyroxenoid-pyroxenoid transformations. – Phys. and Chem. Miner., 1984, vol. 10, N 5, p. 236–243.

ø

- Ehara S., Yakoyama I. Measurements of terrestrial heat flow in Hokkaido. Pt 2. – Geophys. Bull. Hokkaido Univ., 1971, vol. 2b, p. 67–84. На ял. яз.
- Hariya Yu. On the geochemistry and formation of manganese dioxide deposits. – In: Geology and geochemistry of manganese / Ed. I.M. Varentsov, G. Grasselly. Budapest: Akad. Kiado, 1980, vol. 1, p. 353–365.
- Kuwahara T. Exploration for the Toyoha Pb-Zn deposits. - In: MMIF/ Aus IMM joint symp. Sendai, 1983, p. 65-78.
 Lambert I.B., Sato T. The Kuroko and
- Lambert I.B., Sato T. The Kuroko and associated ore deposits of Japan: A review of their features end metallogenesis. – Econ. Geol., 1974, vol. 69, p. 1215–1236.
- Maresch W.V., Mottana A. The pyroxmangiterhodonite transformation for the MnSiO₃ composition. – Contrib. Miner. and Petrol., 1976, vol. 55, N 1, p. 69–79.
- Momoi H. Mineralogical study of rhodonites in Japan, with special reference to contact metamorhism. – Mem. Fac. Sci. Kyushu Univ. D, 1964, vol. 15, N 1, p. 39–63.
- Narita H., Koto K., Morimoto N. The crystal structures of MnSiO₃ polymorphs (rhodoniteand pyroxmangite-type). – Miner. J., 1977, vol. 8, N 6, p. 329–342.
- Ohashi Y., Finger L.W. Pyroxenoids: A comparison of refined structures of rhodonite and pyroxmangite. – Carnegie Inst. Wash. Yb., 1975, vol. 74, p. 564–569.
- Ohashi Y., Kato A., Matsubara S. Pyroxenoids: A variation in chemistry of natural rhodonites and pyroxmangites. - Carnegie Inst. Wash. Yb; 1975, vol. 74, p. 561-564.
- Peters T., Trommsdorff V., Sommerauer J. Progressive metamorphism of manganese carbonates and cherts in the Alps. – In: Geology and geochemistry of manganese / Ed. I.M. Va-

rentsov, G. Grasselly, Budapest: Akad. Kiado, 1980, p. 271-283.

- Ried H. Intergrowth of pyroxenoid; chain periodicity faults in pyroxene. - Phys. and Chem. Miner., 1984, vol. 10, N 5, p. 230-235
- Chem. Miner., 1984, vol. 10, N 5, p. 230–235. 23. Sangster D.F. Precambrian volcanogenic massive sulphide in Canada: A review. – Canad. Surv. Pap., 1972, N 7, p. 2–22.
- Sato T., Tanimura S., Ohtagaki T. Geology and ore deposits of the Hokuroku district, Akita Prefecture. – Mining Geol. Spec. Iss., 1974, N 6, p. 11–18.
- Sawitins F.J. Sulphide ore deposits in relation to plate tectonics. - J. Geol., 1972, vol. 80, p. 377-397.
- 26. Sumi K. Geological investigation of hydrothermal alteration haloes in Japanese geothermal fields. Pt 1. — Geol. Surv. Jap. Rep., 1978, N 259. На яп. яз.
- Suzaki Y. Occurence and mineralogical properties of manganese silikate minerals. -- Bull, Nat. Sci. Mus. Tokyo, 1964, vol. 7, N 3, p. 339-351.
- Takeuchi M., Hirosawa T., Hayakawa M. Subterranean thermal structure at Toyoha geothermal field in Hokkaido. – Bull. Volcanol. Soc. Jap., 1975, vol. 20, p. 13–29. На яп. яз.
- Tanimura S., Shimoda T., Sawaguchi T. On the Fukasawa ore bodies, Akita Prefecture. -- Mining Geol. Spec. Iss., 1974, N 6, p. 147-155.
- Tatsumi T., Watanabe T. Geological environment of the Kuroko deposits. – MiningGeol.Isş., 1971, N 3, p. 216–220.
- Urabe T., Sato T. Kuroko deposits of the Kosaka mine, northeast Honshu, Japan-products of submarine hot springs on miocene sea floor. – Econ. Geol., 1978, vol. 73, p. 161–179.
 Yajima J., Ohta E. Two-stage mineralisation and
- Yajima J., Ohta E. Two-stage mineralisation and formation process of the Toyoha deposits, Hokkaido, Japan. – Mining Geol., 1979, vol. 29, N 5, p. 291–306.
- Yosimura T. Studies on the minerals from the manganese deposit of the Koso mine, Japan. – J. Fac. Sci. Hokkaido Univ. Ser. IV, 1939, vol. 4, N 3/4, p. 313–453.

УДК 549.514.52

А.А. ГОДОВИКОВ, О.И. РИПИНЕН

• НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ФОРМЫ И ВНУТРЕННЕГО СТРОЕНИЯ АГАТОВЫХ МИНДАЛИН В БАЗАЛЬТОИДАХ

введение

С базальтоидами связаны основные промышленные концентрации агатов, выполняющих, в частности, газовые пузыри, образующиеся при излиянии лав основного состава [4]. Формы миндалин привлекали к себе неоднократное внимание исследователей, пытавшихся использовать их, с одной стороны, для расшифровки условий образования агата в них, с другой — для восстановления условий, существовавших при излиянии лавы [8, 17, 22, 24, 25].

Достаточно разносторонне этот вопрос был затронут М.Ф. Хеддлем, который еще в 1901 г. писал: "Форма пузырей пара определяется количеством летучих или вязкостью изливающихся пород, в пределах которых они поднимаются, а также состоянием потока — его течением или покоем. Если он не движется или движется медленно и имеет высокую подвижность, пузыри, особенно мелкие, оказываются круглыми. Если вязРис. 1. Изменение формы газовых пузырей в лавопаде базальтового расплава и изменение рисунка агата, выполняющего эти пузыри [23]

кость лавы была настолько высокой, что пузыри поднимались с трудом, а сама лава двигалась, пузыри превращаются в более или менее стержнеподобные формы и часто залегают горизонтально более округлая их часть указывает направление течения¹. Если движение лавы небольшое и она относительно подвижна, пузыри приобретают форму груши или воздушного шара. При определенной скорости течения и относительной подвижности потока пузыри оказываются клиновидными. При высокой скорости течения и относительной подвижности рас-



У очень крупных пузырей в центплава они оказываются ланцетовидными. pe их основания наблюдается поднятие наподобие того, которое имеется в винной Агаты с плоским основанием почти всегда оникс-агадне бутылки. ты. Такое уплощение может быть результатом затвердевания на постоянном удалении от подстилающей поверхности" [24, с. 58-59]. Интересно отметить и закономерное изменение формы газовых пузырей в лавопадах (рис. 1), влияющих и на рисунок выполняющего их агата [23].

Эти случаи объясняют многие из известных форм агатовых миндалин, хотя и не охватывают всего их разнообразия. Кроме того, форма пузырей в большой мере зависит и от условий охлаждения расплава, характера подстилающих пород.

УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ГАЗОВЫХ ПУЗЫРЕЙ В ЭФФУЗИВНЫХ ТЕЛАХ И ГАЗЫ, ИХ НАПОЛНЯЮЩИЕ

В настоящее время все разнообразие условий образования пузырей можно свести к следующим пяти важнейшим случаям:

1. Появление газовых пузырей при снижении растворимости газа, находящегося в излившемся силикатном расплаве, вследствие снижения давления при его излиянии [26, 39].

2. Образование газовых пузырей вследствие частичной кристаллизации излившегося силикатного расплава (ретроградное вскипание), поскольку в твердой фазе растворяется значительно меньше газа, чем в жидкой [19, 32, 33, 35, 43, 44].

3. Возникновение газовых пузырей и труб при излиянии лавы на диссоциирующие (карбонатные, глинистые и т.д.) или обводненные породы [25].

4. Образование газовых пузырей и труб на месте захваченных лавой растительных остатков при их пиролизе и выгорании [18].

5. Возникновение газовых труб при истечении лавы из частично затвердевшего эффузивного тела [25].

Перечисленными условиями, а также типом излияния, подводным или субаэральным, с одной стороны, определяется состав газов, образующих пузыри, прежде всего отношение H₂O:CO₂: углеводороды в них, с другой — форма газовых пузырей, их взаимоотношения друг с другом, на чем следует остановиться подробнее². При этом преобладание одного из указанных случаев часто бывает решающим в определении форм газовых пузырей, условий их залегания в базальтовом теле.

Форма таких пузырей А. Тайтом [40] названа головасти коподобной.

² Здесь не рассматриваются особенности капле (шаро) видных вкрапленников сульфидов в базальтах, имеющих ликвационную природу [30, 31], капле (шаро) видных обособлений хлорита и т.п. минералов, возникающих при гидролизе силикатного материала, появляющегося также в результате ликвации, возникновения двух несмешивающихся силикатных расплавов — эмульсии капель одного из них в другом [9–11, 15]; ликвационную природу могут иметь, очевидно, и карбонатные "капли" в силикатных породах, возникшие при охлаждении карбонатно-силикатной эмульсии [3,36,41], в том числе и образовавшейся в результате ассимиляции силикатным расплавом карбонаных жил [7].

Образование газовых пузырей при снижении растворимости газа вследствие снижения давления при излиянии силикатной магмы на поверхность более подробно рассмотрено, в том числе и в теоретическом аспекте, Р.С.Дж. Спарксом [39]. Он показал, что данный процесс зарождения мельчайших газовых пузырей на некоторой глубине от поверхности определяется составом магмы, концентрацией в ней летучих, ее температурой и величиной изначального давления. Далее по направлению к поверхности эти пузыри разрастаются за счет как диффузии летучих компонентов расплава по направлению к зародышам пузырей, так и коалисценции пузырей друг с другом. Все это приводит не только к увеличению размера пузырей, но и к росту давления в них [13], что вызывает взрыв достаточно крупных пузырей, образование открытых каверн на поверхности лавы. Таким образом, для газовых пузырей, возникших в результате вскипания при снижении давления, характерны следующие особенности:

1. Приуроченность к верхней (внешней) поверхности эффузивного тела.

2. Ограниченность их распространения на глубину определенной поверхностью.

3. Увеличение размера пузырей по направлению кнаружи от этой поверхности.

4. Кавернозная поверхность эффузивного тела, являющаяся результатом взрыва наиболее крупных пузырей при выходе их на поверхность.

5. Морфология пузырей, увеличивающих свои размеры в результате диффузии газа из расплава, должна быть в спокойном расплаве шаровидной; пузыри, возникающие при коалесценции мелких пузырьков, должны иметь поверхность, отве-ающую суммарной поверхности сливающихся пузырей-шаров, т.е. с шаровидными выступами в разных участках возникающего более крупного "бородавчатого" шара. Движение расплава приведет к отклонению формы одиночных пузырей от шарообразной; соответственные изменения появятся и на формах коалесценции.

Иная картина наблюдается при ретроградном вскипании расплава, наиболее полно изученная на лавовых озерах о-ва Гавайи [32, 35, 43, 44]. В этом случае наружная поверхность базальтового тела представляет собой корку закалки, толщина которой определяется составом, температурой и мощностью эффузивного тела, условиями ее поверхностного охлаждения. Газовые пузыри здесь зарождаются у нижней границы этой корки и увеличиваются в размере по мере продвижения внутрь тела до определенной граничной поверхности, ниже которой газовые пузыри уменьшаются в размере, а затем и исчезают и которая определяется условиями охлаждения эффузивного тела. Таким образом, пузыри концентрируются в средней части эффузивного тела, ближе к его поверхности.

Важной особенностью, выявленной при изучении охлаждения таких тел, является их вспучивание на определенном этапе. Это наблюдается на лавовых озерах о-ва Гавайи при температуре около 1000°С и при максимальном развитии газовых пузырей. Затем происходит сокращение объема эффузивного тела, его сжатие и растрескивание.

Таким образом, важнейшие морфологические особенности газовых пузырей, образующихся в результате вскипания, и расположения их в потоке оказываются следующими.

1. Пузыри приурочены к области потока, находящейся ниже корки закалки и в целом смещенной вверх от средней его линии.

2. Размер-пузырей увеличивается от корки закалки вниз, а затем снова уменьшается с глубиной.

3. Поверхность базальтового потока без каверн и ее строение определяются особенностью состава лавы и условиями ее охлаждения (канатные лавы, лавы типа аа и т.д.).

 Морфология пузырей, как и в предыдущем случае, определяется динамическим режимом расплава.

Из отечественных месторождений агата ближе всего напоминают образование газовых пузырей, позже минерализованных, в условиях, отвечающих указанным, северотиманские месторождения [8]. Причем, судя по морфологии миндалин в них [8, 12, 17], пузыри здесь возникали в сравнительно спокойных условиях, практически при отсутствии течения расплава или при незначительном его перемещении, вызвавшем небольшое отклонение вершин некоторых из удлиненных грушевидных пузырей.

Условия появления газовых пузырей и более крупных полостей в лавовых потоках при их излиянии на диссоциирующие или обводненные породы кратко, но четко описаны Г. Макдональдом [25]. В этом случае (рис. 2) от подошвы потока вверх поднимаются цепочечные трубки или столбчатые скопления газовых пузырей, протягивающие-

47



Рис. 2. Схематический поперечный разрез лавового потока

А – крупная газовая полость, прорвавшая поток и достигшая поверхности, с некоторым количеством выброшенного из подстипающего слоя осадочного материала; Б – газовая полость, переходящая в цилиндрическую группу газовых пустоток; В – цилиндрические группы газовых пустоток; Г – трубчатая газовая полость, переходящая в небольшую цилиндрическую группу газовых пустоток; Д – цель газовых пустоток; Е – трубчатая газовая полость, переходящая в сольсть, переходящая в цель газовых пустоток; Д – цель газовых пустоток; Е – трубчатая газовых пустоток; С – трубчатая сазовых пустоток; Д – цель газовых пустоток; С – трубчатая газовая полость, переходящая в сольсть, переходящая в цель газовых пустоток; Д – цель сазовых пустоток; С – трубчатая газовая полость, переходящая в цель газовых пустоток; Д – цель сазовых пустоток; С – трубчатая газовая полость, переходящая в цель газовых пустоток; Д – цель сазовых пустоток; С – трубчатая сазовых пустоток; Д – цель сазовых пустоток; С – трубчатая сазовых пустоток; Д – цель сазовых пустоток; С – трубчатая сазовая полость, переходящая в цель сазовых пустоток; Д – цель сазовых пустоток; С – трубчатая сазовая полость, переходящая в цель сазовых пустоток; Д – цель сазовых пустоток; С – трубчатая сазовая полость, переходящая в цель сазовых пустоток; Д – трубчатые сазовых пустоток; С – трубчатая сазовая полость, переходящая в цель сазовых пустоток; С – трубчатая сазовая полость. Детали В – К изображены в более крупном масштабе по сравнению с деталями А и Б. Стрелка показывает направление движения потока [25]



Рис. 3. Халцедоновое и кальцитовое выполнение ходов древоточтцев: поперечный срез. Мыс Теви, Камчатка. Натур. вел.

ся вверх на несколько футов. Этим же путем могут образовываться вертикальные газовые трубки, обычно менее 1–3 см в диаметре, поднимающиеся вверх до 60 см от основания потока. Это так называемые "трубчатые газовые полости", описанные еще А.Л. Дю Тойтом [22]. Если нижняя поверхность эффузивного потока уже затвердела и представляет собой прочную корку, выделяющиеся газы могут вызвать взрыв с образованием зияющих цилиндрических отверстий, выходящих на поверхность, — так называемых спиракул (см. рис. 2, *A*). В лавовом потоке Педрегал на окраине Мехико известны спиракулы до 30 м высотой [25]. Течение лавы вызывает отклонение верхушки облака газовых пузырей в сторону течения; в этом же направлении отклоняются и верхние части газовых трубок (см. рис. 2, *E*, *Ж*).

Таким образом, основными отличительными чертами пузырей, образующихся указанным путем, будут:

1) приуроченность пузырей и газовых труб к подошве интрузивных тел;

2) цепочечное выделение газовых пузырей (каждой цепочки от своей точки генерации зародышей газовых пузырей); образование ими вертикальных столбчатых скоплений, отклоняющихся в верхней части при течении лавы в направлении течения;

3) вертикальные тонкие газовые трубки иногда, в случае течения лавы, с загнутыми в этом направлении верхними концами;

4) появление при коалесценции пузырей в вертикальных столбчатых скоплениях, а также смежных газовых трубок, крупных вертикальных газовых камер с сечением, приближающимся к кругу (у Г. Макдональда [25] описаны камеры, куда помещается несколько человек);

5) появление в некоторых из таких потоков спиракул, захватывающих обломки подстилающей почвы и выносящих их на поверхность.

При захвате лавой растительных остатков они могут разлагаться путем пиролиза и выгорать с образованием на их месте полостей, сохраняющих часто исходную форму. Наибольший интерес в этом отношении представляют обломки деревьев. В случае их пиролиза и неполного выгорания возникают очень своеобразные пустоты, если эти деревья предварительно были повреждены древоточцами. Такие полости полностью сохраняют форму соответствующих ходов в древесине, которые позже могут, как и газовые пузыри, заполняться халцедоном и кальцитом (рис. 3). При полном выгорании древесины возникают древовидные иногда ветвящиеся трубчатые полости, в некоторых случаях даже с реликтами древесной коры [18]. В отличие от газовых труб, возникающих по предыдущему механизму, эти "трубы" могут иметь как вертикальную, так и горизонтальную ориентацию в лавовом потоке. Они могут находиться в любой его части, хотя "трубы", образующиеся при выгорании пней или не сломанных деревьев, располагаются в подошве эффузивного тела и имеют вертикальную ориентиров-ку.

Таким образом, главнейшими морфологическими особенностями пустот, образующихся в эффузивных телах в результате пиролиза и выгорания растительных остатков, можно считать следующие.

 Приуроченность полостей к любой части потока; как исключение приуроченность пустот, образующихся при выгорании пней, к подошве эффузивного тела.

2. Размер пустот и их форма определяются размером и формой соответствующих растительных остатков — это своеобразные отрицательные (полые) псевдоморфозы, сохраняющие лишь морфологические особенности поверхности (рисунок коры или древесины под корой, ветвление, сучки и т.п.). Особый случай представляют пустоты типа ходов древоточцев, сохраняющихся в некоторых древесных остатках, подвергшихся пиролизу.

3. Течение потока ориентирует соответствующим образом весь растительный остаток целиком, а не "поворачивает" вдоль течения отдельные его части (исключение могут представлять длинные трубы, возникшие по пням и тому подобным остаткам, закрепленные у своего основания в подошве потока).

Касаясь газовых (лавовых) труб, возникающих при истечении лавы из частично затвердевшего эффузивного тела, Г. Макдональд пишет: "В районе развития лавовых толщ на северо-востоке Калифорнии такие пещеры служили убежищем для капитана Джека и его индейских воинов во время Модокских войн. Некоторые лавовые трубки прослеживаются на расстояние более мили. Большинство из них имеет несколько футов в диаметре, однако диаметр некоторых трубок достигает 15 м" [25, с. 78]. Особенностью таких труб является близкое к горизонтальному залегание, неровные внутренние поверхности — с шипами, выступами, натеками, настыльными лавовыми "сосульками". В таких трубах нередко загораются углеводородные газы, горение которых приводит к оплавлению труб изнутри, образованию в некоторых местах настыльных "сосулек".

Состав газов в газовых пузырях может быть различным. Некоторые из авторов полагают, что основная его масса представлена парами H₂O, и, опираясь на это, проводят теоретические выкладки [39]. Изучение пиллоу-базальтов в последнее время показало, что во многих из них до 95 мас.% газа составляет CO₂. Это особенно характерно для базальтов больших глубин [26, 28, 29], тогда как в мелководных базальтах увели-

17



Рис. 4. Слипание нескольких газовых пузырей с толстой коркой закалки с образованием характерных валиков в местах спипания. Верхний трубообразный пузырь отклонился вправо в результате течения лавы. Мулина гора, Читинская обл. Уменьш. 2

чивается содержание H₂O [26]. Напротив, газы, находящиеся в пузырьках мелководных и субаэральных базальтов, бедны S, тогда как для субаквальных базальтов количество S в газе достигает максимума на глубине ~200 м и далее практически не изменяется¹.

Отмечается и определенная связь между содержанием летучих в эффузивной породе и ее составом. Так, Дж. Г. Мур [27] установил на основании экспериментальных данных, что бедные К океанические толеиты изначально содержат ~ 0,25% H₂ O, гавайские толеиты со средним содержанием К — около 0,5% H₂O, а щелочные базальты — около 0,9% H₂O. Анализ свежих пиллоу-базальтов также подтверждает эту закономерность: бедные К океанические толеиты содержат 0,06—0,42% H₂O⁺, гавайские толеиты — 0,31—0,60%, щелочные базальты — 0,49—0,98% H₂O⁺. Содержание K₂O, P₂O₅, F и

¹ Этим некоторые авторы объясняют типичность сульфидной рудной минерализации для субаквальных базальтов и самородной меди для субаэральных базальтов [31].

^{3.} Зак. 493



Рис. 5. Деформированный сегмент из серии слипшихся пузырей с толстой коркой закалки с характерным сочленением двух пузырей друг с другом. Мулина гора, Читинская обл. Натур. вел.



Рис. 6. Два слипшихся газовых пузыря, заполненных халцедоном, нижний из которых имеет плоское дно. Мыс Теви, Камчатка. Увел. 1,5

CI возрастает прямо пропорционально с содержанием $H_2 O^+$ и при 1 мас.% $H_2 O$ достигает 1,58% для $K_2 O$, 0,55% для $P_2 O_5$, 0,07% для F, 0,1% для CI. Исследование содержания дейтерия показало, что в парах $H_2 O$ в газовых пузырях практически никакой роли не играет морская вода.

Не вдаваясь далее в эти вопросы, подчеркнем лишь преобладание среди газов в пузырях СО₂ и H₂O — газов, обладающих высокой теплоемкостью. Это имеет особое значение, поскольку объясняет появление вокруг пузырей корки закалки. Ее образованию способствует и падение давления в пузыре за счет снижения общего давления при излиянии лавы на поверхность, вызывающем снижение температуры газов. Особенно толстой эта корка должна быть в пузырях и трубках, возникающих при излиянии лавы на диссоциирующие с выделением H₂O или обводненные породы, поскольку в этом случае дополнительно поглощается еще теплота диссоциации и теплота испарения.

Образование корки закалки¹ вокруг газовых пузырей (и труб), возникших в первую очередь в результате вскипания лавы при излиянии на поверхность, ретроградном вскипания лавы при частичной ее кристаллизации или при излиянии лавы на диссоциирующий и обводненный субстрат, имеет большое значение для дальнейшей судьбы газовых пузырей.

Прежде всего их влияние сказывается в затруднении дальнейшего роста пузырей за счет диффузии газов. Эта же причина вызывает затруднение и в коалесценции пузырей, которая сопровождается образованием своеобразных валиков из этой корки в местах соприкосновения соседних пузырей (рис. 4), появляющихся в результате подпирающего давления нижнего пузыря. Это говорит о том, что подобная корка может обладать большой вязкостью, что и приводит к искажению изначально шаровой формы пузыря, появлению своеобразной скульптуры в местах слияния и соединения двух таких пузырей (рис. 5). Это же приводит и к существенному искажению наружной формы миндалины, появлению не шарообразного, а многоугольно-округлого ее выполнения.

Следует иметь в виду и возможность образования плоского дна у газового пузыря (рис. 6) вследствие распространения фронта охлаждения расплава², а следовательного, и его дегазации, продвигающегося параллельно горизонтальной кровле или подошве потока [24].

НАСТЫЛЬНЫЕ ЛАВОВЫЕ СОСУЛЬКИ И ДОННЫЕ НАСТЫЛИ В ПУЗЫРЯХ

Проплавление оболочки газового пузыря, находящегося в силикатном расплаве, механические нарушения его сплошности могут вызвать внедрение вмещающей лавы внутрь газового пузыря.

Этому в значительной мере должно способствовать повышение внутреннего давления силикатного расплава в кульминационный момент ретроградного вскипания, приводящего, в частности, к вспучиванию эффузивных тел, которое уже отмечалось выше. Кроме того, при частичной кристаллизации расплава создается определенное кристаллизационное давление на остаточный расплав, полностью заполняющий некоторые мелкие газовые пустоты [19, 20, 37, 38].

Указанные явления известны даже для сильновязких кислых риолитовых покровов, когда в полости литофиз внедряются языки лавовых расплавов [21, 42]. Внедрение базальтовых расплавов, обладающих значительно более низкой вязкостью, должно быть еще более простым, а в некоторых случаях может принимать и массовый характер, на чем следует остановиться подробнее, поскольку этот случай упущен исследователями из поля зрения.

Вследствие значительно более низкой вязкости базальтового расплава в случае его внедрения в газовый пузырь, очевидно, могут возникать гораздо более разнообразные формы, нежели только языки, как это свойственно для риолитовых расплавов, — различной толщины и длины настыльные сосульки, в том числе узловатые, причудливой формы, настыльные лавовые провисы и занавеси (рис. 7, а, б).

На настыльных лавовых сосульках³, в случае заполнения газового пузыря халцедо-

¹ Эта корка, первоначально стекловидная, в результате гидролиза прежде всего под действием горячих паров воды, заключенных в газовом пузыре, и более поздних гидротермальных растворов, в конечном счете превращается в гидросиликаты типа селадонита [12], легко разрушающиеся при обнажении породы и обеспечивающие благодаря этому легкое вылущивание миндалин из нее.

² В россыпях иногда находят миндалины с "плоским дном", возникающим при отслоении по плоскости агат-оникса (по слою "отстойника"), не имеющего ничего общего с описанным. Для последних характерна плоская корка закалки и цельный, ненарушенный рисунок внутреннего минерального заполнения.

³ Обычно настыльные сосульки сильно изменяются последующими процессами минералообразования, их материал становится рыхлым и часто полностью не сохраняется при выветривании либо сохраняется лишь частично в виде породы, обогащенной селадонитом-глауконитом, смектитами. Здесь же по внешней поверхности таких образований часто развиваются цеолиты — в основном представитепи рода гейландита и морденит.


Рис. 7. Лавовые настыльные сосульки (свешиваются с кровли миндалин) и донные лавовые настыли в агатовых миндалинах. Северный Тиман. Увел. 1,5

а — коническая миндалина на базальтовом основании (черное снизу); б — миндалина с крупной донной настылью

Рис. 8. Характер зональности полосчатого халцедона, облекающего настыльные сосульки (темные в центре псевдосталактитов) и кровлю миндалины, подтверждающий псевдосталактитовую природу этих образований. Хан-Богдо, Чойронский район, МНР

Наружная корка (снизу) — кварц. Увел. 1,5

ном, образуются халцедоновые пседовсталактиты, характеризующиеся равномерным нарастанием халцедоновых сферолитовых корок не только на основание в виде лавовой настыльной сосульки, но и на стенки газового пузыря (рис. 8). Следует иметь в виду, что аналогичным путем отлагается халцедон и на лавовых провисах, языках, занавесях, причем в случае поперечного их разреза такие образования в приполировках будут иметь вид, сходный с псевдосталактитами, образовавшимися на настыльных сосульках.

В некоторых случаях расплав, проникающий в пузырь, мог капать на его дно, образуя пористые донные настыли. Особенно четко они видны во многих северотиманских миндалинах, в которых донные настыли составляют значительную часть объема пузыря (рис. 9), а иногда и нацелю заполняют пузыри.

Говоря о донных настылах, надо отметить две их любопытные особенности. Первая это высокая пористость, поскольку слипанию отдельных капель расплава препятствовал содержащийся в пузыре газ. Последующее заполнение многочисленных пустот донных настылей халцедоном приводит к картине, столь характерной для газовых пустот с доннными настылями в базальтах Северного Тимана (см. рис. 9,*а*, *б*, *г*).

Вторая особенность — это появление в апикальной части изначального крупного пузыря более мелкой газовой полости конической формы с вогнутым дном, напоминающим дно винных бутылок¹. Такую особенность можно объяснить взаимодействием сжимавшегося газа с каплями силикатного расплава, проникавшего в полость, уменьшавшего ее объем и сжимавшего газ, находившийся в пузыре. В большинстве из оставшихся апикальных газовых пузырей высота немного уступает диаметру, но иногда она значительно меньше (см. рис. 9, в), что обусловливало образование уплощенных выпукло-вогнутых пузырей, серповидных в поперечном разрезе².

Заполнение апикальной части газового пузыря халцедоном приводило к образованию агата обычно с облекающей зональностью (см. рис. 9,г), иногда с псевдосталактитами на настыльных сосульках (см. рис. 9,*а*, *б*). При этом наиболее интересный в ювелирном отношении рисунок агата проявляется на тангенциальных, а не на продольных (вертикальных) срезах подобных апикальных миндалин, пока эти срезы не достигают

¹ На эту особенность многих агатовых миндалин указывал еще М.Ф. Хеддл [24].

² Выпукло-вогнутую, серповидную в разрезе форму газовые пузыри иногда приобре ают и в результате зарождения на вершине обломков ксенолитов или чаще автолитов, столь характерных для верхней и нижней частей разреза лавовых потоков, в частности андезитов [10].



Рис. 9. Донные лавовые настыли, выполняющие большую часть объема газового пузыря и характер их контакта с оставшейся верхней частью пузыря. Северный Тиман. Увел. 1,5 а — пористая лавовая настыль; б — плотная лавовая настыль, переработанная в донную яшму



Рис. 10. Халцедонная (агатовая) миндалина, возникшая в результате выполнения апикального газового пузыря; хорошо видна вдавленная форма дна халцедоновой "миндалины". Мыс Теви, Камчатка. 0,75 натур. вел.

Слева - поперечный срез псевдосталактита на настыльной сосульке

донных настылей. Именно такие срезы и фигурируют в большинстве работ, описывающих северотиманские агаты [12], хотя они дают и недостаточно материала для понимания условий их образования, тем более что сами авторы не указывают направление среза.

Граница между халцедоном (агатом), выполняющим апикальный пузырь, и донной лавовой настылью ослабленная. Поэтому в россыпях обе эти части обычно разделяются. Сборщики агата, "охотясь" лишь за миндалинами, возникшими при выполнении апикальных пузырей (рис. 10), часто не обращают внимания на остальные части исходных крупных миндалин как мало пригодные для использования. В то же время судить о форме исходных газовых пустот только по форме агатовых миндалин, извлеченных из россыпей, рискованно.

Говоря о настыльных сосульках и доннных настылях, следует обратить внимание и на еще одну их важную особенность — легкое разложение при более поздних гидротермальных процессах. В одних случаях они превращаются, как и оторочки закалки, возникающие вокруг пузырей, в минералы рода селадонит—глауконит, смектитовые минералы [5, 6, 12]. Эти минералы имеют разные оттенки зеленого или бурого цвета и при поздней силицификации образуют основные включения в зеленых и бурых моховых агатах, столь характерных для россыпей Арц-Богдо в МНР и несколько реже встречающихся среди агатов Мулиной горы, месторождений Ахалцихского района в Грузии и Иджеванского района в Армении.

При интенсивной силицификации донных лавовых настылей могут возникать плотные гидротермальные яшмы от белых "фарфоровиков" северотиманских месторождений до зеленых и бурых разных оттенков яшм, известных практически во всех месторождениях агата, связанных с базальтоидами [1, 16, 34].

Кроме того, яшмы могут возникать и при гидротермальной переработке и силицифи-



Рис. 11. Мандельштейн с халцедоновыми миндалинами, некоторые из них в нижней части содержат "донную" яшму (я). Гора Мурунда, Читинская обл. Натур. вел.

кации той "грязи", которая захватывается газовыми пузырями при излиянии лавы на обводненные породы и отстаивается позже на дне пузырей.

Таким образом, яшмы, встречающиеся в газовых пузырях эффузивов основного состава, либо заполняют эти пузыри, либо (чаще) находятся в их нижней донной части (см. рис. 9, в; рис. 11). В россыпях они обычно отделяются от халцедоновой апикальной части изначальных пустот по той же причине, что в случае разделения апикальных халцедоновых миндалин и донных лавовых настылей, о чем речь шла выше, и по той же причине яшмовые компоненты изначальных пустот ускользают от внимания многих исследователей. В случаях, когда удается обнаружить совместно халцедоновую миндалину, выполнившую апикальный пузырь, и донную яшму, по последней можно безошибочно ориентировать образец в пространстве в соответствии с его положением в эффузивном теле в момент образования донной лавовой настыли (рис. 12).

Данных о появлении настыльных сосулек и донных настылей в пустотах, образующихся по органическим остаткам, обнаружить не удалось. В то же время, описывая лавовые трубы, возникшие в результате истечения лавы из эффузивного тела, Г. Макдональд [25] отмечает образование в некоторых из них настыльных сосулек (рис. 13), неправильно называя их сталактитами. Причем подобные лавовые настыльные сосульки имеют характерную форму, напоминая в этом отношении настыльные сосульки северотиманских агатов (см. рис. 9).



Рис. 12. Желто-бурая яшма с выпуклым "мениском" донной части "миндалины". Мулина гора, Читинская обл. 0,5 натур. вел.



Рис. 13. Настыльные лавовые сосульки, спускающиеся с кровли лавовой трубы в кальдере Килауза, о-в Гавайи [25]

выводы

1. Изложенный материал показывает, что причины возникновения газовых пузырей и различных полостей в базальтоидах достаточно разнообразны. По морфологическим особенностям этих полостей, взаимоотношению их друг с другом, положению в эффузивном теле они существенно отличаются друг от друга, что позволяет в ряде случаев выявить конкретные условия их образования.

2. В постмагматическую стадию газовые полости в эффузивных телах, как и прочие полости в них, включая и трещины разрыва, часто заполняются различными минералами, среди которых преобладают халцедон (агат), кварц (в том числе и аметист), кальцит.

3. Газовые пузыри обычно имеют стекловидную оболочку, возникающую за счет закалки вмещающих лав, позже гидролизующуюся с образованием различных гидросиликатов — минералов рода селадонит—глауконит, смектитовых минералов и т.п. Толщина этой оболочки зависит от условий образования газа и должна быть максимальной при возникновении его за счет испарения влаги из обводненных пород, на которые изливалась лава.

4. В газовых пузырях в базальтоидах при определенных условиях могут возникать настыльные лавовые сосульки, иногда образующие "щетки" в потолке пузыря, настыльные занавеси и донные настыли, позже гидролизующиеся в гидросиликаты, являющиеся основным красящим пигментом агатовых моховиков и яшм, занимающих нижнюю

часть пузырей, реже пузырь целиком. Настыльные лавовые сосульки и донные настыли типичны для агатовых миндалин в базальтоидах и являются типоморфными для отдельных месторождений. Для агатов, возникающих в полостях литофиз, они устанавливаются значительно реже; напротив, для них более типичны лавовые настыльные языки, подтверждающие высокую вязкость изначальных потоков.

5. Приведенный материал свидетельствует против представлений о генезисе агатовых миндалин в базальтоидах ликвационным путем, до сих пор высказываемым отдельными исследователями [14]. Против ликвации, в частности, говорят следующие факты:

а) халцедон (кварц и т.п.) или кальцит и другие минералы часто заполняют полностью не все газовые пустоты, какие-то из них обычно остаются частично заполненными или не заполненными вовсе;

б) свободная поверхность частично заполненных поздними минералами или не заполненных вовсе пузырей обычно гладкая, блестящая, что исключает выщелачивание "ликвационных капель" на позднем этапе;

в) существование корки закалки вокруг газовых пузырей;

г) проникновение лавы в газовые пузыри с образованием настыльных сосулек, донных настылей или с полным их заполнением;

 д) формы деформации и коалесценции газовых пузырей; особенности их распределения в эффузивных телах.

Сказанное не исключает ликвацию изначальной магмы, выражающуюся в появлении в эффузивном теле инородных эмульсионных капель, обычно мелких, силикатного состава, замещающихся позже хлоритом и тому подобными минералами [9, 10, 15], капле-(шаро) видных вкрапленников сульфидов [30, 31], карбонатов [3, 36, 41], в том числе образовавшихся при захвате магмой карбонатных жил [7], дифференциацию эффузивного расплава в результате частичной кристаллизации с "впрыскиванием" остаточного расплава в газовые пузыри [19, 20, 37, 38], что, со своей стороны, могло быть одной из причин образования настыльных сталактитов и донных настылей в них.

ЛИТЕРАТУРА

- 1. Барсанов Г.П., Яковлева М.Е. Минералогия яшм СССР. М.: Наука, 1978. 86 с.
- 2.Дайняк Л.Г., Кудрявцев Д.И., Слонимская М.В. О механизме вторичных преобразований Fe³⁺-сbдержащих смектитов из континентальных базальтов. — Литология и полез. ископаемые, 1984, № 2, с. 110—117.
- Капустин Ю.Л. О кальцитсодержащих дайках и механизме выделения в них кальцита. – Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1979, вып. 2, с. 182–198.
- 4. Киевленко Е.Я., Сенкевич Н.Н. Геология месторождений поделочных камней. 2-е изд. М.: Недра, 1983. 262 с.
- Коссовская А.Г. К проблеме вторичных преобразований океанических базальтов. – Литология и полез. ископаемые, 1982, № 4, с. 3–9.
- 6. Коссовская А.Г., Петрова В.В., Каледа К.Г., Соколова А.А., Карлова Г.В., Цилурский С.И. Парагенезы селадонит-глауконитовых минералов и кристобалита в преобразованных океанических базальтах (на примере скв. 407 DSDP). — Литология и полез. ископаемые, 1984, № 4. с. 63-84.
- Куршакова Л.Д. Физико-химические условия образования скарново-боросиликатных месторождений. М.: Наука, 1976. 274 с.
- Настасиенко Е.В. Агатовая минерализация базальтов Северного Тимана. – В кн.: Слюда и пьезооптическое сырье. М.: Наука, 1976, с. 122–133.
- 9 Нестеренко Г.В., Тихоненков П.И., Наумов В.Б. Ликвация расплава в эффузивных траппах Сибирской платформы, — В кн.: 9-й семинар по геохимии магматических по-

род. Москва, 1983: Тез. докл. М., 1983, с. 91— 92.

- 10. Петрография / Под ред. А.А. Маракушева. М.: Изд-во МГУ, 1981. Ч. 2. 328 с. 11. Прокопцев_Н.Г. Атлас структур глубоковод-
- Прокопцев Н.Г. Атлас структур глубоководных лав Тихого океана. М.: Наука, 1980. 144 с.
- 12.*Рожкова В.В.* Морфологические свойства северотиманских агатов. — Тр. Геол ин-та Коми фил. АН СССР, 1984, № 46, с. 70— 77.
- 13. Сторчеус А.В. К вопросу о природе вулканических взрывов. — Вулканология и сейсмология, 1983, № 4, с. 72—78.
- 14. Фрих-Хар Д.И., Лучицкая А.И. Позднемезозойские вулканиты и связанные с ними гипабиссальные интрузивы Монголии. М.: Наука, 1978. 166 с.
- 15. Фролова Т.И., Митрейкина О.Б. Явления ликвации в океанических базальтах. – В кн.: Петрологические исследования базитов островных дуг. М.: ИФЗ АН СССР, 1978, с. 110–131.
- 16.Хакимов А.Х. Гидротермальные яшмы Иджеванского района Армении и особенности их образования. – Тр. Музея землеведения МГУ, 1972, вып. 8, с. 122–125.
- Чернов Г.А. Отдельности и секреции в базальтах Северного Тимана. Изв. АН СССР. Сер. геол., 1960, № 9, с. 88–102.
- Шаронов Б.Н. Трубчатый агат и условия его образования. — Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1963, вып. 3, с. 281—291.
- Anderson A.T., jun., Swihart G.H., Artioli G., Geiger G.A. Segregation vesicles, gas filter-pres-

10

sing, and igneous differentiation. – J. Geol., 1984, vol. 92, N 1, p. 55–72. 20. Baragar W.R.A., Plant A.G., Pringle G.J.,

- 20. Baragar W.R.A., Plant A.G., Pringle G.J., Schau M. Petrology and alteration of selected units of Mid-Atlantic Ridge basalts sampled from Sites 332 and 335, DSDP. – Canad. J. Earth Sci., 1977, vol. 14, p. 837–874.
- 21. Bryan W.H. Spherulites and allied structures. Pt 2. – Proc. Roy. Soc. Queensl., 1954, vol. 65, p. 51–70.
- 22, Du Toit A.L. Pipe-amygdaloids. Geol. Mag. N.S., 1907, vol. 4, p. 13-17.
- Freyberg B. von. Observaciones geológicas en la región de las ágatas de la Serra Geral. – Bol. Acad. cienc. Córdoba, 1927, t. 30, p. 129–170.
 Heddle M.F. The mineralogy of Scotland. Edin-
- 24. Heddie M.F. The mineralogy of Scotland, Edin burgh: Douglas, 1901, vol. 1, p. 58–84.
- 25.*Macdonald G.A.* Volcanoes. Englewood Cliffs (N.J.): Prentice-Hall, 1972. Пер. на рус.: *Макдональд Г.* Вулканы, М.: Мир, 1975, 432 с.
- 26. Macpherson G.J. A model for predicting the volumes of vesicles in submarine basalts. J. Geol., 1984, vol. 92, N 1, p. 73-82.
 27. Moor J.G. Water content of basalt erupted on
- Moor J.G. Water content of basalt erupted on the ocean floor. – Contrib. Miner. and Petrol., 1970, vol. 28, N 4, p. 272–279.
- 28. Moora J.C. Vesicularity and CO, in mid-ocean ridge basalt, -- Nature, 1979, vol. 282, N 5736, p. 250-253.
- 29.Moore J.C., Botchelder J.N., Cunningham C.G. CO₂-filled vesicles in mid-ocean basalt. – J. Volcanol. and Geotherm, Res., 1977, vol. 2, N 4, p. 309–327.
- 30. Moore J.C., Calk L. Sulfide spherules in vesicles of dredged pillow basalt. – Amer. Miner., 1971, vol. 56, p. 476–488.
- Moore J.C., Schilling J.-G. Vesicles, water and sulfur in Reykjanes Ridge basalts. - Contrib. Miner. and Petrol., 1973, vol. 41, p. 105-118.
- 32.Peck D.L. Cooling and vesiculation of Alae lava lake, Hawaii: Solidification of Alae lava lake, Hawaii. 1978. 59 p. (US Geol. Surv., Prof. Pap.; N 935-13).

- 33. Reed J.C. Amygdoles in Columbia river lavas near Freedom, Idaho. – In: Amer. Geophys. Union., proc. 18th annu. meet., 1937, p. 239–243.
- Reed M.H. Seawater-basalt reaction and the origin of greenstones and related ore deposits. Econ. Geol., 1983, vol. 78, N 3, p. 466–485.
 Richter D.H., Moore J.G. Petrology of the Kila-
- Richter D.H., Moore J.G. Petrology of the Kilauea Iki lava lake, Hawaii, 1966. 26 p. (US Geol. Surv., Prof. Pap.; N 537-13).
- 36. Rodrigues G. de S., Lima P.R.A. de S. Carbonatitic complexes of Brazil. — In: Carbonatitic complexes of Brazil: Geology. São Paulo: CBMM, 1984, p. 3–17.
- 37.Sato H. Segregation vesicles and immiscible liquid droplets in ocean-floor basalt of hole 396B, IPOD/DSDP, leg 46. In: Initial reports of the Deep Sea Drilling Project / Ed. L. Dmietriev et al. Wash. (D.C.): US Gov. print. off., 1979, vol. 46, p. 283–291.
- 38. Smith R.E. Segregation vesicles in basaltic lava. Amer. J. Sci., 1968, vol. 265, p. 696–713.
 39. Sparks R.S.J. The dynamics of bubble formation
- 39.Sparks R.S.J. The dynamics of bubble formation and growth in magma: A review and analysis. – J. Volcanol. and Geotherm. Res., 1978, vol. 3, N 1/2, p. 1–38.
- 40. Tait A. the agates of the Midland Valley of Scotland. – J. Gemmol., 1977, vol. 15, N 7, p. 382– 392.
- 41. Ulbrich H.H.G.J., Gomes C.B. Alkaline rocks continental Brazil. – Earth-Sci. Rev., 1981, vol. 17, N 1/2, p. 135–154.
- 42.Wright F.E. Obsidian from Hrafntinnuhryggur, Iceland: Its lithophyses and surface markings. – Bull. Geol. Soc. Amer., 1915, vol. 26, p. 255– 286.
- 43.Wright T.L., Kinoshita W.T., Peck D.L. March 1965 eruption of Kilauea volcano and the formation of Makaopuhi lava lake. – J. Geophys. Res., 1968, vol. 73, N 10, p. 3181–3205.
- 44. Wright T.L., Okamura R.T. Cooling and crystallization of tholeiitic basalt, 1965, Makaopuhi lava lake, Hawaii, 1977, 78 p. (US Geol. Surv., Prof. Pap.; N 1004).

УДК 549.1.:552.33.477

Ю.Л. КАПУСТИН 🤎

РЕДКОМЕТАЛЬНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ В ПОЗДНИХ КАРБОНАТИТАХ НОВОПОЛТАВСКОГО МАССИВА

Новополтавский карбонатитовый массив изучался нами в период 1975—1981 гг. Массив протерозойского возраста (1,8—2,0 млрд.лет) представляет собой систему протяженных линейных жил карбонатитов среди фенитизированных гнейсов и гнейсо-гранитов архейского возраста. Среди карбонатитов преобладают ранние кальцитовые породы двух основных разновидностей: 1) оливин-флогопитовые с магнетитом и 2) амфиболбиотитовые с пироксеном. Встречаются также редкие тела пироксеновых карбонатитов с флогопитом, иногда с альбитом и кварцем, а также оливин-гумитовые, но они имеют подчиненное значение.

Среди ранних карбонатитов в восточном и юго-западном боках поля широко развита поздняя доломитизация и анкеритизация, приуроченная к линейным зонам смещений и сопровождающаяся изменением минерального состава пород. Во внешней зоне ореола доломитизации в кристаллах кальцита карбонатитов вначале появляются тончайшие пластинчатые микровростки доломита (< 1 мкм) и серпентинизируется оливин (гиало-

Таблица 1

Минеральный состав карбонатитов Новополтавского массива

Минералы	Ранн	ие карбонатиты		Поздние н	карбонатиты
	оливин-флого- питовые	амфибол-био- титовые	доломитизиро- ванные	анкерит-до- помитовые	кальцитовые
Главные	Кальцит (60— 85%), флого- пит, гиалоси- дерит, магне- тит, пироксен, апатит	Кальцит (60— 80%) , амфи- бол, биотит, диопсид	Доломит (10— 40%), каль- цит (60—20%), магнетит, хло- рит, серпентин, апатит	Параанкерит, доломит, анкерит	Кальцит (80— 90%), хлорит кварц, халце- , дон, ортоклаз
Второсте- пенные	Амфибол, клиногүмит, графит	Магнетит, кан- кринит, аль- бит или гиало- сидерит	Ортоклаз, пир- ротин, пирит	Хлорит, аль- бит, пирит	TR-апатит
Акцессор- ные	Гатчеттолит, церофергусо- нит, бадделе- ит или циркон	Гатчеттолит, циркон	Колумбит, ферс- мит, зшинит	Эшинит, колумбит	Ортит, бастне- зит, паризит, флюорит *

сидерит). В средней зоне кальцит сохраняется в виде ксеноморфных реликтов, оливин нацело серпентинизирован, амфибол и пироксен хлоритизированы, по апатиту развиты каймы акцессорного монацита, по магнетиту — пирротин, а по гатчеттолиту — эшинит, ферсмит и колумбит. Конечным продуктом доломитизации—анкеритизации является массивная крупнозернистая параанкеритовая порода с редкими скоплениями хлорита, вкрапленностью пирита, колумбита и акцессорного монацита (табл. 1). Среди карбонатитов нами встречены также редкие маломощные (до 2 м) поздние крупнокристаллические кальцитовые жилы с неравномерной вкрапленностью хлорита, кварца, пирита и акцессорных редкоземельных минералов — ортита, бастнезита, паризита и редкоземельного апатита.

Специфическая особенность ранних карбонатитов Новополтавского массива — широкое развитие в них церофергусонита вместо типичного для этих карбонатитов пирохлора. В ранних карбонатитах рассматриваемого массива присутствует также рассеянная вкрапленность акцессорного гатчеттолита, но количественно он резко уступает церофергусониту [5—8]. Собственно пирохлор в карбонатитах массива наблюдался нами исключительно редко в очень малых количествах, в виде единичных округлых кристаллов.

Гатчеттолит образует неравномерную редкую вкрапленность в карбонатитах и фенитах Новополтавского массива и представлен мелкими (0,01–0,5 мм) черными октаэдрическими кристаллами с округленными ребрами, сферическими или неправильными выделениями среди скоплений зернистого апатита. Гатчеттолит из карбонатитов преимущественно метамиктный, но иногда на его дебаеграммах проявляется характерная для пирохлора картина. Гатчеттолит из фенитов преимущественно кристаллический и постоянно дает дебаеграммы хорошего качества, характерные для этого минерала. Химическим анализом в гатчеттолите установлено содержание до 10 мас.% Ta_2O_5 , 11– 12 мас.% UO_2 , 6–9 мас.% TiO_2 и большое количество $TR_2O_3 - 10-12$ мас.% при знауительном содержании PbO – около 5 мас.% (табл. 2). Прочие свойства минерала обычные и близки к таковым для гатчеттолита из других карбонатитовых комплексов (см. табл. 2) [4, 5, 7, 8]. При этом гатчеттолит из карбонатитов характеризуется более высоким содержанием Та и U, чем минерал из фенитов.

На кривой нагревания гатчеттолита постоянно фиксируется эндотермический пик при $120 \pm 150^{\circ}$ С, иногда при 360° С и у метамиктных разновидностей — дополнительный экзотермический пик рекристаллизации при $550 = 570^{\circ}$ С (рис. 1, кривые *1, 2*). Формулы анализированных образцов минерала: ан. 3. (Ca_{1,05} TR_{0,36} Na_{0,24} Fe²⁺_{0,25} U_{0,22})_{2,12} · (Nb_{1,32} Ti_{0,48} Ta_{0,30})_{2,00} O_{7,16} · 1,21H₂ O; ан. 4. (Ca_{0,92} TR_{0,35} Na_{0,25} U_{0,23} Fe_{0,15} Sr_{0,10})_{2,00} · (Nb_{1,23} Ta_{0,22} Ti_{0,55})_{2,00} O_{7,05} · 1,13H₂ O. Дефицита катионов группы А, часто отмечаемого у минералов группы пирохлора, у изученных образцов не фиксируется.

Акцессорный церофергусонит в рассматриваемых карбонатитах является широко распространенным ниобатом. Для него характерна неравномерная вкрапленность и

лишь в редчайших случаях — шестоватые призматически-дипирамидальные кристаллы до 1 мм по оси "С" (рис. 2, *a*), обычно образует крупные (до 1 см) пойкилобласты среди скоплений темноцветных минералов и тончайшие пленочные выделения на поверхности кристаллов магнетита и флогопита (рис. 2, *б*). Пойкилобласты церофергусонита часто переполнены включениями мелких кристаллов флогопита и апатита. Тончайшие послойные вростки церофергусонита встречены в кристаллах флогопита и графита.

15

Церофергусонит темно-красного цвета, почти черный в крупных выделениях. Его мелкие зерна обычно метамиктны или полуметамиктны и дают слабую диффракционную картину, крупные пойкилобласты с периферии всегда кристалличны, дебаеграммы у них хорошего качества, свойственные тетрагональной разновидности этого минерала [5]. При прокаливании церофергусонит всегда дает на кривой нагревания экзотермический пик рекристаллизации при 650–680°С (рис. 1, кривые *3*, *4*), но его величина различна у разных образцов и прямо пропорциональна содержанию в минерале метамиктной фазы, так как у наиболее "кристаллических" (по данным рентгенографического анализа) образцов этот пик выражен наиболее слабо или вообще отсутствует (см. рис. 1, кривые *3*, *4*).

Церофергусонит под микроскопом окрашен в красный цвет, изотропен (метамиктный) или анизотропен (кристаллический), с показателями преломления, близкими к показателям преломления обычного фергусонита (см. табл. 2). По дифрактограммам церофергусонита определены параметры элементарной ячейки кристаллической решетки его, также оказавшиеся близкими к параметрам обычного фергусонита (см. табл. 2).

Химическим анализом установлен стабильный состав церофергусонита при небольшом содержании Та, Th, U и Ca. Формулы анализированных образцов этого минерала близки к типичной формуле фергусонита TRNbO₄ (см. табл.2): ан. 1. (TR_{0,95} Ca_{0,06} Th_{0,01} · · U_{0,01})_{1,03} (Nb_{0,98} Ta_{0,01} Fe_{0,01})_{1,00} O_{4,025} · 0,26H₂O; ан. 2. (TR_{0,96} Ca_{0,04} Th_{0,01})_{1,01} · · (Nb_{0,98} Ta_{0,02})_{1,00} O_{4,00} · 0,30H₂O. Специфическая особенность изученного минерала из карбонатитов – преобладание в нем цериевых TR вместо обычных для этого ниобата иттриевых (табл. 3), что может быть объяснено геохимической спецификой карбонатитов, резко обогащенных цериевыми TR при ничтожном содержании иттриевых [3]. Подобный фергусонит, вероятно, был обнаружен ранее в карбонатитах Сибири [1].

Эшинит встречен в доломитизированных карбонатитах и наблюдается довольно часто, но постоянно в незначительных количествах и в виде мелких выделений. Он присутствует только во внешней зоне участков доломитизации, где содержатся реликты гатчеттолита и церофергусонита. Эшинит непосредственно развивается по этим двум минералам, образуя вокруг их зерен кристаллические корки и друзы мелких ($\leq 0,02$ мм) кристаллов с ровными блестящими гранями. Кристаллы имеют вид ромбических призм с частым развитием граней ромбической пирамиды, но обычно с округленными ребрами. Эшинит черного цвета, в проходящем свете окрашен в густой красный цвет, постоянно анизотропен под микроскопом, с четким плеохроизмом по схеме Ng > Np; показатели преломления его Ng = 2,35 и Np = 2,23; оптически минерал двуосный, положительный. Рентгенографическое исследование также подтверждает его кристаллическое строение, дебаеграммы эшинита постоянно хорошего качества и идентичны дебаеграммам прокаленного эшинита из Ильменских гор.

По химическому составу анализированные образцы эшинита близки к эшиниту из других объектов и характеризуются низким содержанием Та, Th, U и Ca, что типично для этого минерала из карбонатитов [4]. Формулы анализированных образцов: ан. 6. $(TR_{0,92}Ca_{0,05}Sr_{0,03}U_{0,01})_{1,01}$ (Ti_{0,94}Nb_{1,05}Ta_{0,01})_{2,00}O_{5,98}; ан. 7. $(TR_{0,94}Ca_{0,05}Sr_{0,01})_{1,00}$. $(Ti_{0,95}Nb_{1,03}Ta_{0,02})_{2,00}O_{5,995}$ — приближаются к формуле теоретического эшинита TRT iNbO₆ без заметного дефицита катионов. Кристаллы эшинита, наблюдавшиеся нами, постоянно свежие и не замещаются какими-либо другими минералами (рис. 2, e).

Ферсмит в карбонатитах Новополтавского массива чрезвычайно редок и наблюдался в ничтожных количествах во внутренних зонах колумбитовых псевдоморфоз по гатчеттолиту, обычно сохраняющих октаэдрическую форму кристаллов последнего минерала. В отдельных случаях встречены кристаллические сростки ферсмита размером до 2 мм и отдельные его кристаллы призматического облика длиной до 1 мм с ровными блестящими гранями. Ферсмит из псевдоморфоз по гатчеттолиту постоянно рентгеноаморфен и под микроскопом также изотропен, с показателем преломления N = 2,25. Кристаллы ферсмита дают дебаеграммы хорошего качества, но основные линии на них расширенные и нечеткие. Цвет ферсмита черный, бурый или буро-серый и в большой

т	а	б	л	и	ш	а	2
	•	0			ч.	a	~

Химический состав и свойства ниобатов из карбонатитов

		Церофе	огусонит				Гатч	еттолит		
Ком- по- ненты	мас.%	атом- ное ко- личест- во	мас.%	атом- ное ко- личест- во	мас,%	атом- ное ко- личест- во	мас.%	атом- ное ко- личест- во	мас.%	атом- ное ко- личест- во
	1			2		3		4		5
$Nb_{2}O_{3}$ $Ta_{2}O_{5}$ TiO_{2} ThO_{2} UO_{3} $TR_{2}O_{3}$ $Fe_{2}O_{3}$ $Fe_{2}O_{3}$ Fe_{0} MnO CaO SrO $Na_{2}O$ $H_{2}O$ F	41,65 1,00 Cn. 0,90 1,03 52,17 0,42 1,10 H.o. 1,60 	0,3132 0,0045 0,0031 0,0038 0,3069 0,0052 0,0196 0,1556 	42,01 1,00 0,05 0,88 1,11 52,26 0,13 - - 0,81 0,81 0,81 - 1,79 -	0,3159 0,0045 0,0007 0,0030 0,0040 0,3078 0,0016 0,0144 0,0010 0,1989	34,26 8,74 7,45 	0,2578 0,0394 0,0928 	33,11 9,82 8,80 0,12 12,15 11,65 - 2,11 - 5,00 10,30 2,16 1,50 4,08 0,40	0,2489 0,0444 0,1100 0,0004 0,0450 0,0706 - 0,0293 - 0,0 0,1839 0,0207 0,0484 0,4533 0,0210	38,20 7,12 5,66 0,22 8,76 8,33 - 2,12 - 3,25 14,79 1,56 5,11 2,82 1,84	0,2872 0,0051 0,0709 0,0007 0,0332 0,0508
-O=F ₂ Cvmma	- 99 87	-	- 100.04	_	99.65	-	0,16	_	0,75 99.03	_
Плот-	5,	45	5,4	48	4	,98	5,	,00	4	,95
N_{g} N_{p} $a_{q}, Å$ $b_{o}, Å$	2, 2, 5,	30 20 15	2,: 2,: 5,:	30 20 17	2 	,00 ,20	2, 	,00 0,42	1, 	,96 ,32
C0, A	5,	30	o,.	50	-		-		-	101

Примечание. Анализы № 8 и 11 приведены по Ю.Л. Капустину [4], № 1--7, 9, 10, 12 -- аналитики А.В. Быкова и Г.А. Черепивская (ИМГРЭ). Н.о. -- компонент не обнаружен.

степени зависит от присутствия пигментирующей пылевидной вкрапленности колумбита. Плотность ферсмита 3,90—4,00.

Кристаллическая структура аморфного ферсмита полностью восстанавливается после прокаливания при 850–950°С, дебаеграммы прокаленных образцов аналогичны эталонным дебаеграммам ферсмита из Вишневых гор. Улучшаются и дебаеграммы прокаленных кристаллов эшинита. Химическим анализом Г.В. Любомиловой в ферсмите из Новополтавского массива определено содержание Nb₂O₅ 74,70, Ta₂O₅ 0,80, TiO₂ 1,15 и TR₂O₃ 8,11 мас.%. Спектральным анализом в минерале дополнительно обнаружено высокое содержание Ca > 10%, Sr ~ 2%, Fe, Na 0,1–0,5% и следы Ba, U, Th, Zn, Ba. Соотношение TR в ферсмите имеет церовый характер (см. табл. 3).

Колумбит — характерный акцессорный ниобат поздних карбонатитов — в Новополтавском массиве распространен широко и в значительных количествах накапливается в их коре выветривания. В карбонатитах развит в виде неправильных ксеноморфных выделений и лишь в единичных случаях — отдельных, плохо образованных кристаллов с неровными ступенчатыми гранями, несущими грубо индукционную скульптуру. Малый размер таких кристаллов (< 0,5 мм) и их редкость не позволили изучить их более детально. Ксеноморфные выделения колумбита среди анкерита имеют сложную морфологию (рис. 1, г, д).

Колумбит входит также в состав мелкозернистых псведоморфоз (вместе с ферсмитом) по гатчеттолиту, образуя в них мельчайшие зерна (< 5 мкм). В отдельных случаях отмечались псевдоморфозы по гатчеттолиту, окруженные тонкой каймой нарастаю-

		Эшинит					Колумб	бит		
мас,%	атом- ное ко- личест- во	мас.%	атом- ное ко- личест- во	м	эс.%	атомное -коли- чество	мас.%	атом- ное ко- личест- во	мас.%	
	6		7	8	9	10		11	12	-
36,80 1,12 19,80 0,17 0,86 39,93 0,38 - - - 0,80 0,55 - - -	0,2767 0,0051 0,2475 0,0006 0,0032 0,2420 0,0048 0,0143 0,0053 	36,00 1,10 19,80 0,32 0,51 40,18 0,80 - - 0,75 0,50 - - -	0,2706 0,0049 0,2475 0,0012 0,0019 0,2435 0,0157 	24,05 1,45 28,12 6,20 - - 36,00 0,90 - - 1,44 - 1,86 -	76,33 1,80 0,15 H.o. 1,11 19,51 1,11 1,00 	0,5739 0,0081 0,0018 0,0156 0,2709 0,0156 0,0156 0,0178 	73,98 3,40 0,44 17,05 4,37 0,86 	0,5562 0,0154 0,0055 0,2368 0,0615 0,0154 	76,15 2,81 18,40 3,31 	
99,81	_	99,86	- 18	100,08	99,80	-	100,10	-	100,67)
5, 2,3 2,1 5,9 10 7,9	35 25 50 ,90 50	2, 2, 5, 1, 7,	,35 ,23 ,52 1,02 ,52	2,36 2,25 	2,2 2,3 2,4 10, 7,5	5 5 6 96 2	- - 2,4 10 7,9	46 1,96 54	2,48 10,94 7,54	-

щих на них хорошо ограненных кристаллов колумбита размером до 0,1 мм, имеющих удлиненный призматический облик и ровные блестящие грани. Ведущими формами на них являются ромбическая призма ѝ пинакоид (010). Встречены также тонкопластинчатые кристаллы колумбита, но изучить их основные формы не удалось из-за их очень малых размеров (< 0,1 мм). Дебаеграммы колумбита аналогичны эталонным, свойства минерала также обычные (см. табл. 2). Проанализированные образцы колумбита оказались близкими к образцам этого минерала из других карбонатитовых объектов и содержат небольшую примесь Та, Ті и Са при резком преобладании Fe над Mn (что также типично для карбонатитов [1, 4]). Формулы анализированных образцов (см. табл. 2): ан. 9. (Fe_{0,93} Mn_{0,05} Ca_{0,06})_{1,04} (Nb_{1,96} Ta_{0,02} Ti_{0,02})_{2,00} O_{6,01}; ан. 10. (Fe_{0,82} Mn_{0,21} Ca_{0,05})_{1,08} (Nb_{1,93} Ta_{0,05} Ti_{0,02})_{2,00} O_{6,07}.

Спектральным анализом в минерале фиксировано также присутствие следов U, V, La, Ce, Sc, Колумбит — наиболее устойчивый ниобат в поздних карбонатитах и не замещается какими-либо минералами. Он также весьма устойчив в гипергенной обстановке и постоянно накапливается в россыпях и рыхлых массах коры выветривания, которая в Новополтавском массиве достигает мощности 120 м (над карбонатитами). Состав колумбита из коры практически идентичен составу этого минерала из коренных карбонатитов, колумбит в коре также не замещается другими минералами, хотя прочие ниобаты при этом полностью исчезают. Формулы колумбита из коры (см. табл. 2) близки к формулам минерала из карбонатитов: ан. 11. (Fe_{0.96} Mn_{0.04}) _{1,00} (Nb_{1.92} Ta_{0.07} · Ti_{0.01}) _{2,00} O_{5.995}; aн. 12.(Fe_{0.93} Mn_{0.06} Ca_{0.01}) _{1,00} (Nb_{1.90} Ta_{0.08} Ti_{0.02}) _{2,00} O_{5.99}.

47

Таблица З

Соотношение редкоземельных элементов в минералах (ТВ, О, = 100%)

Минерал	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd
Церофергусонит	18	. 34	6	20	3,4	0,5	4,7
	12	34	4	21	3	0,5	5
Гатчеттолит	15	48	5	13	2	0,2	4
	14	49	5	15	2	0,3	4
Эшинит	12	47	6	20	3	0,6	2
	12	46	5	18	3,5	0,5	3,2
Монацит	22	46	5	17	4,5	0,3	4
	18	49	6	20	2	0,2	2,3
Ортит	23	48	4	13	2,2	0,2	3
	26	49	3	10	3		2
Бастнезит	21	48	6	17	3	0,2	2
Паризит	29	52	5	17	2,3	0,4	3
Апатит	16	44	6	20	3,3	0,3	2,1
	15	45	7	19	4	0,2	3.
Кальцит I	18	44	6	20	3	0,5	2,2
Кальцит II	18	48	5	17	5	0,8	3,1

П р и м е ч а н и е.Расшифровка состава TR произведена, количественным спектральным методом Л.Г. Логиновой в лаборатории ИМГРЭ; кальцит I — из ранних, кальцит II — из поздних карбонатитов.

Минерал	Tb	Dy	Но	Er	Tu	Yb	Y
Церофергусонит	0,4	1,1	0,4	0,8	-	1,3	10,1
	0,2	1,7	0,3	2	0,1	1,6	11,6
Гатчеттолит	0,2	0,9	0,1	0,8	0,1	0,5	12,3
	0,2	1	0,2	0,8	-	0,3	8,2
Эшинит	0,6	1,2	0,2	0,5	0,1	0,3	6,5
	0,5	1,4	0,3	0,7	0,2	0,3	8,5
Монацит	0,2	0,7		0,2		0,1	_
	0,2	0,8	0,1	0,2	_	0,2	-
Ортит	0.2	1.1		0.2	_	0,1	5 ***
	_	0.8	_	0,1	_	0,1	6
Бастнезит		1	_	0,2		0,1	1,5
Паризит	_	1	_	0.2	_	0,1	_
Апатит	0.2	0.8	_	0.3	0.1	0,2	6,4
	0.2	1.2	_	0.4	_	0.3	4.7
Кальцит І	0.3	07	0.2	0.6	0.1	0.2	4.2
Кальцит II	0,4	0,9	0,2	0,3	0,1	0,2	1,0

Акцессорный монацит часто встречается в доломитизированных карбонатитах, хотя общее содержание его незначительно и не превышает 0,01%. Он образует мелкие (< 0,2 мм) зерна и неправильные выделения с округленной поверхностью или обрастает кристаллы апатита (рис. 2, *e*). Количество монацита повышается во внешней зоне ореола доломитизации, в тыловой зоне анхимономинеральных крупнозернистых анкеритовых карбонатитов его содержание резко снижается.

Монацит светло-желтого, розоватого или светло-сиреневого цвета, реже бесцветен; дебаеграмма его аналогична эталонным. Оптически монацит двуосный, отрицательный, показатели преломления его Ng = 1,840; Np = 1,800, плотность 5,30–5,32 г/см³ (табл. 4). Как и в других карбонатитовых объектах, монацит из карбонатитов Новополтавского массива содержит незначительную примесь Th, а также других элементов-примесей, типичных для этого минерала из пегматитов или гранитов. Формулы анализированных образцов: ан. 1. (TR_{0,99} Ca_{0,01}) 1,00 PO₄; ан. 2. (TR_{0,98} Ca_{0,02}) 1,00 PO₄.

Ортит встречен в небольших количествах и только в поздних кальцитовых жилах в ассоциации с кварцем, хлоритом и бастнезитом. В этих жилах он образует мелкие (до 2 мм) округлые или неправильные выделения или каймы мелких зерен (< 0,2 мм) вокруг зерен бастнезита. В единичном случае в зоне кальцитизации фенитов в ассоциации с кварцем, микроклином и апатитом встречены пластинчатые кристаллы ортита Рис. 1. Дифференциальные кривые нагревания ($\mathcal{L}TA$) и потери веса ($T\Gamma$) гатчеттолита кристаллического из фенитов (1) и метамиктного из карбонатитов (2), ферсмита кристаллического с небольшой примесью метамиктной фазы (3) и целиком метамиктного (4), эшинита метамиктного (5) и бастнезита (6)

Рис. 2. Формы выделения редкометальных минералов

а — идеализированные кристаллы церофергусонита; б — каймы церофергусонита (темное) вокруг кристаллов флогопита; е — идеализированная форма кристаллов эшинита; г — ксеноморфные выделения колумбита (черное) в анкеритовом карбонатите; д — идеализированные кристаллы колумбита; е — каймы акцессорного монацита вокруг зерен апатита. б, г, е — прозрачные шлифы, николь 1, увел. 75 (г, г) и 50 (г)







размером до 4×2×0,5 см, содержащие многочисленные мелкие включения кварца, грани кристаллов неровные, с индукционными скульптурами.

Ортит черного цвета, постоянно имеет кристаллическое строение и дает дебаеграммы хорошего качества, аналогиччые эталонным дебаеграммам этого минерала. Под микроскопом постоянно анизотропен, оптически двуосный, отрицательный, показатели преломления его Ng = 1,840, Nm = 1,824 и Np = 1,784 ÷ 1,788; плотность 4,07–4,10.

Проанализированные образцы ортита характеризуются высоким содержанием TR, Al и Fe²⁺, а также значительной примесью Sr при малом количестве Fe³⁺ (см. табл. 4). Формулы анализированных образцов: ан. 3. $(Ca_{0,64} Sr_{0,29} TR_{0,06})_{0,99} TR_{1,00} Fe_{1,00}^{2+} \cdot (Al_{1,52} Fe_{0,33}^{3+} Mg_{0,08})_{0,93} [Si_2 O_7] [SiO_4] [O_{1,27} (OH)_{0,55}]_{1,71}$; ан. 4. $(Ca_{0,76} Sr_{0,22} TR_{0,02})_{1,00} \cdot TR_{1,00} (Fe_{1,02}^{2+} Mn_{0,02} Mg_{0,02})_{1,06} [Si_2 O_7] [SiO_4] [O_{1,16} (OH)_{0,55}]_{1,71}$. В ортите из Новополтавского массива U преобладает над Th, что является специфической особенностью ортита из карбонатитов, в то время как ортит из пегматитов обычно резко обогащен Th

Таблица 4

Химический состав и свойства редкоземельных минералов из карбонатитов

		Мон	ацит				0	ртит			
Компо- — ненты	мас.%	атом- ное ко- чество	мас.%	атом- ное ко- личест+ во	мас.%	атомное коли- чество	мас.%	атом- ное ко- личест- во	мас.%	мас.%	
	'1			2	:	3		4	5	6	
SiO_{2} TiO_{2} ThO_{2} $U_{3}O_{8}$ $TR_{2}O_{3}$ $Fe_{2}O_{3}$ FeO MnO MgO CaO SrO $Na_{2}O$ $K_{2}O$ $H_{1}O$			0,02 0,02 69,42 0,06 0,00 	0,0001 0,0001 0,4207 0,0011 0,0004 	30,45 0,08 0,06 0,48 29,00 12,34 4,25 12,10 0,10 0,60 5,90 5,00 - 0,30	0,5075 0,0010 0,0003 0,0017 0,1758 0,2480 0,0531 0,1680 0,014 0,0150 0,1054 0,0480 0,0333	30,31 0,12 0,09 0,27 28,22 13,60 3,22 12,87 0,26 0,14 6,74 4,10 – – 0,45	0,5051 0,0015 0,0003 0,1708 0,2666 0,0450 0,1787 0,0035 0,1204 0,0388 0,0500	29,18 0,21 4,35 0,88 27,90 12,02 4,86 10,91 0,68 0,02 8,30 0,07 0,11 0,04 -	30,12 0,22 0,10 0,51 28,07 11,69 5,74 11,31 0,15 0,30 6,41 3,73 0,27 0,10 0,76	4
P ₂ O ₂ F	30,36	0,4276 —	30,44	0,4287	-	-	-	2	-	0.30	
O = F.	-	_	-	_	-	_	_	-		0,12	100
Сумма	100,43	- 1	100,33	-	100,66	_	100,39	_	100,53	99,65	
Аналитик Плотность		Г.Е. Чере 5,30	пивская	5,32	4	l,10	A.B. I 4,	Быкова 12	3,92	.4,07	
Ng Np		1,84 1,80		1,85 1,81	1	1,840 1,788	1,	837 ,786	1,809 1,780	1,827 1,784	-14."

Примечание. Все анализы приведены по данным автора, за исключением ан. 6, который приведен по данным Т.Б. Здорик [2].

при малом количестве U. Необычно высоко и содержание в изученном ортите Sr, количество которого (в мас.%) близко к количеству Ca (см. табл. 4). Проанализированный нами ортит из пегматитов Приазовья (Зеленые могилы) хорошо иллюстрирует указанную особенность и при отсутствии Sr, преимущественно обогащен Th при малом количестве U (см. табл. 4).

Бастнезит встречен нами в кальцитовых жилах в виде редких округлых и неправильных выделений размером до 2 мм светло-розового или светло-лилового цвета. Иногда он обрастается с периферии ортитом. Дебаеграмма бастнезита аналогична эталонным. Прочие свойства минерала обычные (см. табл. 4). Состав анализированного минерала почти точно отвечает теоретическому составу бастнезита (см. табл. 4), формула анализированного образца: (TR_{1,00} Ca_{0,02}) 1,02 CO₃ F_{1,00} O_{0,02}. Состав TR резко цериевый (см. табл. 3) при ничтожном содержании иттриевых элементов.

Паризит встречен в ничтожных количествах в одной из кальцитовых жил в виде шестигранных пластинчатых кристаллов размером до 1 мм желто-зеленоватого цвета. Паризит ассоциирует с бастнезитом и ортитом, но формируется, вероятно, позже этих минералов, образуя каймы вокруг их выделений. Дебаеграмма паризита аналогична эталонным, свойствам его близки к свойствам паризита из других объектов (см. табл. 4). Результаты химического анализа паризита из Новополтавского массива пересчитываются на обычную для этого минерала формулу: TR_{2.06} (Ca_{0.90}Sr_{0.11})_{1.02}.

Редкоземельный апатит встречен в зальбандах кальцитовых жил в виде мелких (до 1 мм) округлых зерен, реже — уплощенных пинакоидальных кристаллов с узкими гранями гексагональной призмы. Он желтого цвета, обычно замутнен пылевидной

Баст	незит	Пар	1 ЗИ Т				Апати	т		
мас.%	атомное коли- чество	мас.%	атомное коли- чество	мас.%	атомное коли- чество	мас.%	атомное коли- чество	мас.%	ато мное коли- чество	мас.%
	7		8		9		10		11	12
_	_		_	_	-	_	T	0,78	0,0130	0,92
-	-		-		-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-		-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	- 70
74,30	0,4503	60,70	0,3678	2,80	0,0169	3,11	0,0188	0,95	0,0050	0,78
_		-	-		-	-	-	-	-	_
_	-	-	-	-	_		_	_		_
_	_	_	_	_	_	-	-	Cn.	_	Cn.
_	_	_		_	_	_	_	_	_	_
0.45	0,0080	9,00	0,1607	49,44	0,8828	49,02	0,8754	54,86	0,9798	54,81
0,31	0,0029	2,11	0,0202	3,21	0,0308	4,19	0,0402	1,24	0,0119	0,06
Сл.		Сл.	-	0,66	0,0212	0,48	0,0160	0,20	0,0064	0,16
-	-	-	1.	-	-	-	-	-	-	-
Сл.	-	Сл.	-	1,36	0,1511	1,02	0,1133	0,29	0,0322	1,00
19,80	0,4509	23,55	0,5352	0,42	0,0095	0,27	0,0062	41.00	0.5001	0,09
0.56	-	7.10	0 2726	41,21	0,5804	41,30	0,0570	41,90	0,5901	42,00
3,50	0,4505	2.01	9,3730	0.51	0,0022	0.45	0,0575	0.49	-	0.33
00.01	-	2,91	_	00.01	_	100.07		100.26		100 10
99,91	-	99,55	-	99,91	-	100,07		100,20	_	100,15
	B.H	. Арханг	альская	2	50	2	1.E.E	ыкова	2 5 4	3 55
4,	91	4	,38 707	3,	20	3	,52 6/0		5,54 1 648	1 649
1,	730		702	1,0	542		643		1 644	1 644

вкрапленностью непрозрачного вещества и по свойствам близок к раннему апатиту из кальцитовых карбонатитов (см. табл. 4). Анализированные образцы редкоземельного апатита несколько обогащены TR, Sr и Ba (см. табл. 4), а также содержат примесь CO₂. Формулы проанализированных образцов:ан.7.(Ca_{9,16}Sr_{0,32}Na_{0,22}TR_{0,17})_{9,87}. (PO₄)_{6,00} [F_{0,64} (OH)_{1,56} (CO₃)_{0,06}]_{2,21}; ан. 8. (Ca_{9,05}Sr_{0,41}TR_{0,20}Na_{0,16})_{9,82}. (PO₄)_{6,00} [F_{0,59} (OH)_{1,16} (CO₃)_{0,06}]_{1,81}. Этот апатит представляет собой гидроксил-карбонатную разновидность апатита. Спектральным анализом в нем дополнительно обнаружены следы Mg, Sc, Al, Ti, Be, U; в гипергенных условиях, вероятно, неустойчив и в корах выветривания карбонатитов Новополтавского массива не обнаружен.

Все изученные редкометальные минералы Новополтавского массива характеризуются четкой и резкой цериевой спецификой, содержание в них Σ Ce + La + Nd + + Pr $\ge 80-90\%$ (см. табл. 3). Доля тяжелых лантаноидов при этом невелика, содержание Y лишь в церофергусоните и гатчеттолите достигает 10—12%. Из изученных минералов наиболее обогащены элементами цериевой группы бастнезит, паризит и монацит и в них Σ Ce + La + Nd + Pr $\sim 95\%$. В ортите и эшините содержание этих элементов несколько понижается, а наиболее обогащены элементами иттриевой группы гатчеттолит, церофергусонит, TR-апатит и кальцит из ранних карбонатитов, в которых количество Y составляет 4—12% от общей суммы TR (см. табл. 3). В целом редкоземельные минералы из поздних карбонатитов значительно более обогащены элементами цериевой группы, чем минералы ранних карбонатитов, но это обстоятельство может быть следствием того, что в поздних карбонатитах встречены исключительно селективно цериевые минералы — бастнезит, паризит, монацит, в то время как минералы ранних карбонатитов (гатчеттолит, кальцит, церофергусонит) имеют комплексный характер и концентрируют как цериевые, так и иттриевые элементы.

В подавляющем большинстве карбонатитовых комплексов редкоземельная минерализация появляется только в поздних карбонатитах, в ранних кальцитовых породах TR полностью рассеиваются в породообразующих минералах — кальците и апатите и в меньшей степени концентрируются в акцессорных пирохлоре, гатчеттолите, дизаналите, цирконе и силикатах [4]. В поздних карбонатитах многих карбонатитовых комплексов редкоземельные минералы концентрируются в центральных частях тел, а в окружающих эти тела зонах анкеритизации редкоземельные минералы отсутствуют. В Новополтавском массиве максимальная концентрация акцессорного монацита приурочена к участкам анкеритизации кальцитовых карбонатитов.

Карбонатиты Новополтавского массива характеризуются относительным повышением содержания TR по сравнению с карбонатитами Кольского полуострова, Сибири и других регионов, хотя это повышение и не столь значительно. Необычно присутствие в изученных карбонатитах церофергусонита вместо свойственного для карбонатитов пирохлора, хотя на начальной стадии в этих породах Новополтавского массива образуется гатчеттолит — типичный для рассматриваемых пород акцессорный минерал из группы пирохлора. Однако и гатчеттолит из рассматриваемого массива содержит высокую примесь TR₂O₃ — до 11% вместо 0,3–1,0% в других комплексах. Возможно, обогащение ниобатов TR объясняется формированием карбонатитов Новополтавского массива на значительной глубине, превышающей глубину формирования прочих комплексов того же типа в СССР. Новополтавский массив древний (возраст свыше 2 млрд. лет), вероятно, глубоко эродирован и характеризуется присутствием в карбонатитах шпинели, графита и железистого оливина — гиалосидерита (FeO 35–40%) вместо обычного для карбонатитов форстерита (FeO 2–4%). Известно, что графит в карбонатных породах устойчив при давлении свыше 30–40 МПа.

Увеличение железистости оливина связывается с понижением фугитивности кислорода, что также прямо свидетельствует о значительно большей глубинности Новополтавского массива по сравнению с прочими комплексами того же типа. Возможно, появление церофергусонита — также следствие большой глубинности формирования карбонатитов Новополтавского массива.

ЛИТЕРАТУРА

- Гайдукова В.С. Развитие колумбита и ферсмита по пирохлору. Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1960, вып. 4, с. 164–168.
- Здорик Т.Б. Ортит. В кн.: Редкоземельные силикаты. М.: Недра, 1966, вып. 26, с. 147—157.
- Капустин Ю.Л. Геохимия редкоземельных элементов в карбонатитах. – Геохимия, 1966, № 11, с. 1140–1156.
- Капустин Ю.Л. Минералогия карбонатитов. М.: Наука, 1971. 295 с.
- Капустин Ю.Л. О новой находке акцессорного цериевого фергусонита в карбонатитах. – Новые данные о минералах СССР, 1976, вып. 25, с. 166–172.
- Капустин Ю.Л., Лапицкий Э.М., Погребной В.Т., Сторчак П.Н., Кочанов Е.Н. Карбонатитовая зона Украинского щита. Сов. геология, 1977, № 9, с. 80–92.

10.0

- Капустин Ю.Л. О фергусонитовом типе акцессорной редкометальной минерализации в карбонатитах. — Докл. АН СССР, 1978, т. 242, № 6, с. 1396–1399.
- Чашка А.И., Марченко Е.Я., Хвостова В.А., Быкова А.В. Броценит — первая находка в СССР. — Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1976, вып. 4, с. 457—460.

1.15

Ю.Л. КАПУСТИН

∧ ОБ АКЦЕССОРНЫХ МИНЕРАЛАХ ГРУППЫ БРИТОЛИТА В ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОДАХ ТУВЫ

Бритолит и другие силикаты TR (меланоцерит, роуландит, тритомит, кариоцерит, гадолинит) известны в щелочных массивах Урала, Сибири, Кольского полуострова, Скандинавского полуострова, Гренландии и Северной Америки. Эти минералы содержатся преимущественно в пегматитах нефелиновых и щелочных сиенитов, реже – пневматолито-гидротермальных образованиях (альбититах, фенитах и флюоритовых жилах). Особенно характерен бритолит для пегматитов гастингситовых и диопсид-геденбергитовых нефелиновых сиенитов, часто содержащих акцессорные минералы Тi, Zr и TR (Лангезундфиорд в Норвегии, Норра Керр в Швеции, Бурпала в СССР). К этому же типу относятся и многочисленные щелочные массивы Восточной и Северо-Восточной Тувы. Акцессорный бритолит здесь ранее был извествен в массивах Улан-Эрге и Дугду [5–7]. Нами бритолит и близкие к нему силикаты TR обнаружены еще в шести массивах: Коргередаба, Пичехоль, Терехоль, Чавач, Кадырос и Эрзин. Находка этих минералов во многих массивах в различных генетических образованиях и в ассоциации с разными минералами позволила детально изучить свойства и состав силикатов TR и проследить их зволюцию при образовании пород.

В изученных нефелино-сиенитовых массивах выделяется ряд последовательных генераций силикатов TR. К наиболее ранней (1-й) генерации относится бритолит, образующий выделения до 3 см в блоковых зонах жильных и шлировых нефелин-полевошпатовых и полевошпатовых пегматитов, содержащих эгирин, гиортдалит, лепидомелан, реже — ринколит и астрофиллит в массивах Коргередаба, Пичехоль, Терехоль и Дугду [4]. Ко 2-й генерации отнесен близкий к бритолиту минерал, развитый в виде уплощенных лепешковидных или плохо ограненных призматически-ромбических кристаллов размером до 1,5 × 1 × 0,5 см. Этот минерал встречен в центральных лейкократовых зонах пегматитов в массивах Коргередаба, Пичехоль, Терехоль и Дугду в ассоциации с ранним крупнокристаллическим катаплеитом, пироксеном и астрофиллитом 2-й генерации и ранним аксессорным лейкофаном 1-й генерации. Аналогичный силикат TR (3-я генерация) присутствует в альбитизированных участках пегматитов и в самостоятельных телах альбититов в массивах Коргередаба, Пичехоль, Терехоль и Дугду в ассоциации с флюоритом, молибденитом, цирконом и мелинофаном, часто формируя крупные (до 1 см) пойкилобласты, включающие мелкие кристаллы альбита и биотита. По условиям образования к альбититам близки флюоритовые или кальцит-альбитфлюоритовые жилы и метасоматиты, также содержащие акцессорный бритолит или силикаты TR.

Наиболее поздняя, 4-я генерация силикатов TR в нефелино-сиенитовых пегматитах отмечена в их цеолитизированных участках и в кальцит-натролитовых жилах в массивах Коргеребада, Улан-Эрге и Дугду в ассоциации с поздним лейкофаном, андрадитом, циркофиллитом, пектолитом, поздним флюоритом и галенитом. В этих жилах бритолитоподобный минерал представлен плохо ограненными пластинчатыми или уплощенно-призматическими кристаллами ромбического сечения.

В массивах Кадырос, Кадраус, Кундус и Дугду редкая вкрапленность мелких кристаллов акцессорных силикатов TR встречается спорадически в амазонитовых и кварцполевошпатовых пегматоидных жилах среди гранитов и фенитов, в ассоциации с магнетитом, бетафитом, чевкинитом, цирконом, реже — гадолинитом, фергусонитом, церитом [5]. Бритолитоподобные минералы формируются здесь на ранней стадии, но встречаются и в альбитизированных участках. Эти образования близки к пегматитам щелочных гранитов Кольского полуострова, из которых нами дополнительно изучен абукумалит. Условия нахождения и ассоциации рассматриваемых минералов приведены в табл. 1.

В массивах Тувы силикаты TR не образуют хорошо ограненных кристаллов и представлены ксеноморфными выделениями, а бритолитоподобный минерал — также уплощенными и клиновидными или ромбически-призматическими кристаллами с неровной поверхностью и грубой индукционной скульптурой (рис. 1).

Таблица 1

12

Условия нахождения и ассоциации минералов группы бритолита в щелочных породах Тувы

Минерал	Генетическое образование	Ассоциирующие минералы	Цвет минерала	Морфология выделений и размеры	Массив
Бритолит I	Пегматиты не- фелиносиенито- вые, блоковые зоны	Микроклин, нефе- лин, эгирин, лепи- домелан, эвдиалит астрофилит, аль- бит, гиортдалит	Коричневый ,	Неправильные, чистые, неизме- ненные; до Зсм	Коргередаба, Улан-Эрге, Пи- чехоль, Дугду
	Пегматиты ще- лочно-сиенито- вые, блоковые зоны	Микроклин, ге- денбергит, лепи- домелан, магне- тит, циркон, ор- тит, бетафит, спенсит	Красный, оран- жевый, бурый	Неправильные, чистые; до 1 см	Кадырос, Карахоль
	Фениты пег- матоидные	Микроклин, ле- пидомелан, эги- рин-авгит, маг- нетит, циркон, бетафит	Красный, оран- жевый	Неправильные, с периферии изме- ненные; до 0,5см	Дугду, Кады- рос, Тарбага- тай, Билин
Абукүмалит I	Пегматиты амазонитовые и кварц-поле- вошпатовые жилы	Амазонит, мик- роклин, кварц, биотит, арфвед- сонит, магнетит, бетафит, циркон, спенсит, гадолинит	Красный, жел- тый, бурова- тый	Шестоватые, приз- матические, с пери- ферии осветлен- ные и измененные; до 0,5 см	Кадырос, Кун- дус, Баян-Кол, Оруктыг, Каргы
Бритолитопо- добный II -	Пегматиты не- фелиносиени- товые, блоко- вые централь- ные зоны	Микроклин, эги- рин, астрофил- лит, катаплеит, лейкофан, аналь- цим, бетафит	Коричневый	Уплощенные ле- пешковидные и неправильные, чистые, неизмен- ные; до 4 см	Коргередаба, Дугду
Бритолитопо- добный III	Альбититы и альбитизиро- ванные поро- ды; альбит- флюоритовые жилы	Альбит, флюо- рит, торит, мо- либденит, цир- кон, мелинофан или аминовит, везувиан	Красно-корич- невый, оранже- вый	Неправильные пой килобласты, шестовато-приз- матические с грубой продоль- ной штриховкой, часто измененные с периферии; до 2 см	Пичехоль, Дуг- ду, Чавач, Би- лин, Улан-Эрге, Тоскул
Бритолитопо- добный IV	Гнезда цеоли- тов в пегма- титах и каль- цит-цеолито- вые жилы	Натролит, аналь- цим II, флюорит, пектолит, галенит, хлорит, лейко- фан II, андрадит, пирит	Красно-бурый	Неправильные выделения, плас- тинчатые и шесто- ватые, плохо ог- раненные кристал- лы (ромбического сечения)	Коргередаба, Улан-Эрге, Дуг- ду, Баян-Кол, Тарбагатай

В изученных случаях собственно бритолит характерен только для ранних стадий кристаллизации нефелиносиенитовых пегматитов (1-я генерация). В щелочно-гранитных пегматитах встречены гадолинит, абукумалит и спенсит, а на поздних стадиях развития в щелочных пегматитах и альбититах образуется бритолитоподобный минерал.

Все изученные минералы группы бритолита ма:сроскопически коричневого цвета, без спайности, с раковистым или неровным изломом, весьма хрупкие. Под микроскопом они однородные и однофазные, прозрачные, слабо окрашены в коричневый цвет в проходящем свете, без плеохроизма. Все изученные образцы типичного бритолита и абукумалита оказались рентгеноаморфными, бритолитоподобный минерал также рентгеноаморфен или дает иногда слабую дифракционную картину. На его дифрактограммах выделяется до 10 слабых линий, по которым минерал диагностировать не удается (рис. 2, а). После прокаливания кристаллическая структура этого минерала не восстанавливается и он распадается, превращаясь в иные вещества.

На кривых нагревания тувинского бритолита и абукумалита фиксируется небольшой эндотермический пик при 150–200°С, обусловленный выделением гидроксильной воды и сопровождающийся потерей веса до 1–2% (рис. 3). Экзотермический эффект рекри-



1

Рис. 1. Морфология выделений бритолитоподобного минерала в пегматитах Коргередабинского и Дугдинского массивов

а — пластинчатые кристаляы (серое) в полевом шпате (прозр. шл., николь 11, увел. 30); б — идеализированная форма кристаллов





Рис. 2. Дифрактограммы бритолитоподобного минерала (а), полученные А.С. Бутлером в лаборатории физических методов МГРИ, и ИК-спектры минералов группы бритолита, полученные в лаборатории академика А.С. Поваренных в ИГФМ АН УССР (б)

1-2 — типичный бритолит; 3 — абукумалит; 4-5 — бритолитоподобный минерал из массивов Коргередаба (1, 4), Бурпала (2), Кадырос (3), Дугду (4)

сталлизации метамиктного бритолита невелик и отмечается при 600–680°С. Кривые нагревания бритолитоподобных силикатов TR поздних генераций имеют более сложный вид (см. рис. 3). На них постоянно фиксируется значительный эндотермический эффект при 100–120°С, отвечающий выделению кристаллизационной воды; эффект рекристаллизации заметен слабо, при 700–900°С происходит распад минерала и фиксируется еще один эндотермический пик. Эти термограммы сходны с термограммами спенсита.



Рис. 3. Кривые нагревания (ДТА) и потери веса (ТГ) минералов группы бритолита

1-2 — типичный бритолит из массивов Коргередаба (1) и Бурпала (2); 3 — абукумалит из Кадыросского массива; бритолитоподобный минерал (4-7) и спенсит (8) из массивов Коргередаба (4,5), Дугду (6,8) и Пичехоль (7). Лаборатория ИМГРЭ, аналитик Н.С. Горохова

Продукты прокаливания всех изученных силикатов TR представляют собой непрозрачное светло-коричневое вещество, хрупкое, с плотностью 4,30-4,45 г/см³; дебаеграммы продуктов прокаливания бритолита и абукумалита близки к дебаеграммам апатита. Продукты прокаливания бритолитоподобного минерала постоянно неоднородны и состоят из двух изотропных фаз. В основной фазе с N = = 1,710–1,720 содержится пылевидная фаза с N > > 1.9. Иногда обнаруживается и третья (анизотропная) фаза, также образующая тонкую пылевидную вкрапленность, которая даже под электронным микроскопом имеет размеры отдельных кристаллов < 1 мкм (рис. 4). Дебаеграмма этих продуктов прокаливания содержит линии, свойственные кубической La2O3, и отличается от дебаеграмм прокаленного бритолита.

Типичный бритолит и абукумалит из Тувы оптически однородны, изотропны, бритолитоподобный минерал изотропен и анизотропен. В последнем случае он двуосный, отрицательный, Ng = 1,750-1,755; Nm = 1,750-1,754; Np = 1,748-1,752; $2V = +56^\circ$, r > v. ИК-спектр бритолитоподобного минерала сходен с ИК-спектром спенсита и отличается от ИК-спектра типичного бритолита или абукумалита наличием широкой полосы поглощения в интервале 2400–3600 см⁻¹, обусловленной присутствием значительного количества воды (рис. 2, δ).

Химический состав изученных минералов неодинаков. В них вирьируют количества TR, Th и воды. Данные анализа типичного бритолита (\mathbb{N}° 1 в табл. 2) пересчитываются на обычную для этого минерала типовую формулу апатита: ан. 1. ($Ca_{3,43}TR_{6,28}Th_{0,13} \cdot Mn_{0,16}$) $_{10,00}$ ($Si_{5,10}P_{0,83}Al_{b,07}$) $_{6,00}O_{24,65}$ [$F_{1,90}$ (OH) $_{0,10}$] $_{2,00} \cdot 1.27H_2O$ – c содержанием воды 1,3 единицы. Состав образцов бритолитоподобного минерала характеризуется повышенным содержанием Fe^{3+} , $Al u H_2O^+$ при необычно низком содержании Са (менее 9% вместо 11–13% в бритолите, см. табл. 2). При пересчете результатов химического анализа этих образцов на типовую формулу апатита дефицит катионов значителен и коэффициент при группе (Ca, TR) близок к 9 даже при введении в эту группу всех металлов, что маловероятно: ан. 2. ($Ca_{2,64}TR_{4,65}Th_{0,21}Mn_{0,24}F\epsilon^{3+}_{0,66}Al_{0,75}$ · $Ti_{0,04}$) $_{9,19}$ ($Si_{5,08}P_{0,92}$) $_{6,00}O_{24}$ [$F_{0,76}$ (OH) $_{1,10}$] $_{1,86}$ · 7,35H₂O; ан. 3. ($Ca_{1,42}$ · · $TR_{5,42}Th_{0,70}Mn_{0,25}Fe^{3+}_{4,5}Al_{1,06}Ti_{0,01}Mg_{0,01}$) $_{9,32}$ ($Si_{5,42}P_{0,58}$) $_{6,00}O_{24,13}F_{2,41}$ · · $7,7OH_2O$; ан. 4. ($Ca_{1,56}TR_{5,24}Th_{0,66}Mn_{0,30}Fe^{3+}_{0,96}Al_{0,54}Ti_{0,04}$) $_{9,33}$ ($Si_{5,46}$ · · $P_{0,54}$) $_{6,00}O_{24}$ [$F_{1,82}$ (OH) $_{0,95}O_{0,40}$] $_{3,17}$ · $7,22H_2O$; ан. 5. ($Ca_{1,64}TR_{5,10}Th_{0,60}$ · · $Fe^{3+}_{0,42}Mn_{0,24}Al_{1,10}Ti_{0,04}Na_{0,02}$) $_{9,16}$ ($Si_{5,42}P_{0,58}$) $_{6,00}O_{24}$ [$F_{1,26}$ (OH) $_{1,52}$] $_{2,78}$ · · $7,40H_2O$.

Непосредственный изоморфизм Al, Fe³⁺ и Ti c Ca и TR в таких масштабах маловероятен, так как в большинстве хорошо изученных силикатов часть Al, а иногда также Fe и Ti входят в группу Si или же Al, Fe³⁺ и Ti занимают самостоятельные структурные позиции (в пироксенах, амфиболах, гранатах, везувиане, слюдах, цоизите). Если же в приведенных выше формулах Al и Ti ввести в группу (Si, P), коэффициент при группе (Ca, TR) уменьшится до 7--8 даже при сохранении в этой группе Fe³⁺. В изученных минералах Fe³⁺ резко преобладает над Fe²⁺ и Fe²⁺ часто вообще отсутствует. Если предположить, что в первоначально образовавшемся минерале присутствовал Fe²⁺ а Fe³⁺ появляется лишь за счет его окисления при метамиктизации минерала, дефицит катионов в группе (Ca, TR) остается значительным даже при введении в него всего Fe. Весьма необычно и высокое содержание воды в бритолитоподобном минерале, мало меняющееся в различных массивах.



Рис. 4. Двухфазное строение бритолитоподобного минерала из Коргередабинского массива, прокаленного до 850 (а) и 1050°С (б), с тонкой вкрапленностью мельчайших кристаллов новообразованной фазы (La₂O₃?) в основной массе

Снято под электронным микроскопом, увел. 13 000

При пересчете результатов химического анализа бритолитоподобного минерала на формулы с выделением не одной, а двух групп катионов: (Ca, TR) и (Al,Fe³⁺, Ti) на 1 (Si, P) — получены следующие результаты: ан. 2. (Ca_{0,44}TR_{0,77}Th_{0,03}Mn_{0,04})_{1,28} · (Fe³⁺_{0,11}Al_{0,13}Ti_{0,01})_{0,25} (Si_{0,84}P_{0,16})_{1,00}O₄ [F_{0,13} (OH)_{0,18}J_{0,31}··1,23H₂O; ан. 3. (Ca_{0,24}TR_{0,90}Th_{0,11}Mn_{0,04})_{1,29} (Al_{0,18}Fe³⁺_{0,7}Ti_{0,01})_{0,26} (Si_{0,90}P_{0,10})_{1,00}O_{4,10} · F_{0,38} · 1,28H₂O; ан. 4. (Ca_{0,27}TR_{0,87}Th_{0,11}Mn_{0,05})_{1,30} (Fe³⁺_{0,16}Al_{0,09}Ti_{0,01})_{0,26} · (Si_{0,91}P_{0,09})_{1,00}O₂₄ [F_{0,30} (OH)_{0,25}]_{0,55} · 1,32H₂O; ан. 5. (Ca_{0,27}TR_{0,85}Th_{0,10} · Mn_{0,04}Na_{0,01})_{1,26} (Al_{0,18}Fe³⁺_{0,7}Ti_{0,01})_{0,26} (Si_{0,90}P_{0,10})_{1,00}O₄ [F_{0,21} (OH)_{0,26}]_{0,47} · 1,23H₂O.

Полученные формулы минералов из разных массивов и ассоциаций оказались удивительно сходными и близки к общему виду: $A_{1,3}B_{0,25}SiO_4$ F, $OH_{0,3} \cdot 1,3H_2O$, где A — Ca, TR, Th, Mn, Na; B — Fe³⁺, Al. При учетверении дробных коэффициентов в этой

Таблица 2

Химический состав бритолита и близких к нему силикатов TR (в мас.%)

Компо	Бритолит		Бритолитоподобны	й минерал	
ненты	1	2	3	4	5
SiO ₂	18,48 (0,3080)	18,60 (0,3100)	17,76 (0,2960)	18,37 (0,3061)	18,60 (0,3100)
TiO,	0,25 (0,0031)	0,17 (0,0021)	0,24 (0,0030)	0,15 (0,0018)	0,19 (0,0024)
ThO ₂	1,87 (0,0081)	3,53 (0,0133)	10,33 (0,389)	10,00 (0,0373)	9,45 (0,0353)
TR, O,	60,44 (0,3777)	46,70 (0,2838)	49,82 (0,3019)	48,46 (0,2936)	48,51 (0,2934)
AI, 0,	0,21 (0,0041)	2,33 (0,0457)	3,01 (0,0590)	1,60 (0,0313)	3,20 (0,0627)
Fe ₂ O ₂	0,33 (0,0041)	3,36 (0,0420)	1,93 (0,0241)	4,25 (0,0531)	1,96 (0,0254)
FeO	Нет —	Нет	Нет –	Нет —	
MnO	0,72 (0,0101)	1,00 (0,0141)	1,2 (0,0143)	1,18 (0,0166)	0,96 (0,0136)
MgO	Нет —	Нет —	0,12 (0,0030)	Нет –	
CaO	11,52 (0,2058)	9,02 (0,1610)	4,43 (0,0791)	4,92 (0,0878)	5,30 (0,0946)
Na ₂ O	Нет —	Нет - —	Нет —	Нет —	0,11 (0,0010)
H₂O	1,46 (0,1622)	8,65 (0,9611)	6,93 (0,7700)	7,70 (0,8555)	7,50 (0,8333)
P ₂ O ₅	3,58 (0,0504)	4,48 (0,0631)	2,27 (0,0319)	2,23 (0,0314)	2,41 (0,0340)
F	2,19 (0,1152)	0,84 (0,0442)	2,41 (0,1268)	2,00 (0,1052)	2,34 (0,01265)
$-0=F_{2}$	0,92 -	0,34 -	0,01 -	- 88,0	1,00 —
Прочие		1,32 -	0,56 —		
Сумма	100,13 —	99,66 —	99,82	99,98 —	100,02 —
Анали- тик	А,В. Быкова	М.Е. Казакова	3.Т. Катаева	А.В. Б	ыкова
Плот-	4,66	4,09	4,11	4,24	4,14
ность, г/см ³					
Ng	1,750	1,750	1,746	1,755	1,762
Np	-	1,748	-	1,752	1,750

формуле она приближается к $A_5 B$ (SiO₄) $_4 F$ $^\circ$ 5H₂O, или CaTR₄ (Fe³⁺, Al) [(Si,P)O₄] $_4 F$ $^\circ$ 5H₂O, или (A₅B) $_6$ (SiO₄) $_4 F$ $^\circ$ 5H₂O, значительно отличаясь от типовой формулы апатита, которая не может быть получена из первой формулы ушестерением формульных коэффициентов. Полученные формулы близки по типу к формулам роуландита Y₄Fe²⁺ (Si₂O₇) $_2 F_2$ и "силиката TR", описанного Е.Г. Прощенко и др. [13]: (TR, Ca, Na, Mn, Fe, Th) $_2$ (Si, P) O₄ F₂; при разделении в этом минерале группы (TR, Ca...) на две группы с выделением (TR, Ca) и (Fe, Al) и учетверении коэффициентов формула "силиката TR" принимает вид (TR_{5,52}Ca_{1,41}Na_{1,00}Mn_{0,44}Th_{0,04}) $_{6,41}$ (Fe³⁺,68Al_{0,36} $^\circ$ $^\circ$ Mg_{0,04}) $_{1,08}$ (Sio₈₆Po_{1,14}) $_4$ O₁₆, отличаясь от формул тувинских образцов коэффициентами и отсутствием воды. Тувинские минералы роуландит и "силикат TR" имеют формулы близкого типа, в которых могут быть выделены две группы катионов: (Ca, TR, Th, Mn) и (Al, Fe³⁺), как это имеет место во многих железистых силикатах и алюмосиликатах.

Между бритолитом и бритолитоподобным минералом заметны различия. В бритолите соотношение CaO : TR_2O_3 меняется мало и близко к 0,2 (включая в количество TR_2O_3 также и ThO_2); соотношение атомных количеств Ca : (TR + Th) = 0,67. В бритолитоподобном минерале это соотношение иное и Ca : TR = 0,5-0,25 (в роуландите Ca : TR = 0,04). Различаются эти минералы и по составу TR: в бритолитоподобном минерале резко преобладают Ce и La, количество иттриевых TR незначительно; в "силикате TR" состав TR комплексный и роуландит имеет резко иттриевый состав TR (табл. 3).

Иттробритолит-абукумалит из Тувы по свойствам и составу аналогичен абукумалиту из пегматитов Кольского полуострова и Японии (см. табл. 2). Пересчет результатов анализа тувинского абукумалита приводит к обычной для него формуле (типа апатита): ан. 6. (Ca_{4,10} TR_{5,58} Mn_{0,10} Na_{0,15} Fe³⁺_{0,16} Mg_{0,10})_{10,25} [(Si_{0,86}P_{0,11} Al_{0,03})_{6,00} · · O₂₄] F₂. Вновь проанализированный нами образец абукумалита из пегматитов Коль-

			Бритолит				
6	7	8	9	10	11	12	13
20,19 (0,3365)	17,64	16,77	19,85	19,50	17,13	19,03	17,28
Нет —	_	-	-	-	-	-	-
1,10 (0,0041)	0,69	-	0,64	4,13	-	9,77	-
55,44 (0,3644)	60,80	60,54	61,91	54,47	62,56	40,89	56,96
0,73 (0,0143)		-	0,26	0,17	0,30	—	_
1,17 (0,0146)	0,31	0,43	0,65	0,88	-	0,92	2,41
Нет —	-	_	-	-	-	—	-
0,56 (0,0073)	3,24	-	0,88	0,08	0,07	0,13	-
0,30 (0.0075)	0,15	0,13	0,17	-	-	-	-
15,00 (0,2678)	10,17	11,28	11,71	13,31	15,46	14,80	11,51
0,30 (0,0097)	1,77	1,85	80,0	0,14	0,78	0,75	1,50
1,11 (0,1233)	1 ,80	1,27	1,94	1,60	0,99	3,00	6,40
3,02 (0,0425)	3,27	6,48	1,13	3,66	-	4,52	3,84
2,36 (0,1242)	-	1,33	0,54	2,61	· —	1,88	
1,00 —	-	0,56	0,23	1,05	-	0,78	- (#
	0,52	-	-	0,76	2,98	4,10	-
100,28 —	100,35	99,52	99,53	100,26	100,18	99,01	99,90
	0.Б. Бе	ггилд	Ю.П. Кни-	Л.Б.Ту-	А.В. Бы-	Т.И. Ухи-	И.Д.Бор-
			ПОВИЧ	милович	кова	на	неман
4,24	4,77	4,45	4,694	4,519	4,15	3,94	4,062
							1
1.734	1,775	1,777	1,785	1,778	1,81	1.72	1.776
1,727	_	_	_	1.770	_	_	1.772

ского полуострова имеет близкую формулу: ан. 7. $(Ca_{3,8,7}TR_{5,72}Mn_{0,3,7}Na_{0,21} \cdot Th_{0,16})_{10,38} [(Si_{0,8,9}P_{0,10}Al_{0,01})_{6,00}O_{24}] [F_{1,35} (OH)_{0,65}]_{2,00} \cdot 1,18H_2O - без дефицита катионов.$

Таким образом, в тувинских щелочных массивах встречены типичные бритолит и абукумалит, а также своеобразный бритолитоподобный водный силикат TR, отличающийся по составу от всех известных в настоящее время силикатов TR (природных). Этот минерал образует уплощенные ромбически-призматические кристаллы и, вероятно, не принадлежит к структурному типу бритолита-апатита гексагональной сингонии. К сожалению, постоянная аморфность или полуаморфность этого минерала не позволила получить его четких рентгенограмм, после прокаливания минерал разрушается и его структура не восстанавливается.

По свойствам, составу, термограмме и ИК-спектру бритолитоподобный минерал сходен не столько с бритолитом, сколько с минералами группы спенсита, хотя В в нем отсутствует.

В настоящее время обширная группа природных силикатов TR насчитывает большое число соединений, содержащих близкое количество SiO₂ (16–23%) и TR₂O₃ (45–60%). Большинство их метамиктно. В последнее время синтезирован ряд силикатов TR с различными соотношениями TR : Si и Si : O, преимущественно безводных, частью с дополнительными катионами — Na, Ca, Mg [17, 19]. В системе TR₂O₃—SiO₂—H₂O в гидротермальных условиях при температуре \sim 450°C получены следующие соединения: TR₂SiO₄O; TR_{9,6} (SiO₄)₆O₂; NaTRSiO₄; TR₂Si₂O₇; TR₄ (Si₃O₁₀) (SiO₄); Na₃TRSi₂O₇; NaTR₂Si₂O₇ (OH)₂. Среди них установлены фазы тетрагональные, тригональные, ромбические и моноклинные (табл. 4).

Таким образом, в настоящее время синтезировано и изучено большое число разнообразных силикатов TR, что подтверждает возможность нахождения в природе соединений

Компо- ненты	Брит	олит			Абукумалит	-	
	14	15	16	17	18	19	20
SiO,	20,10	19,21	20,04(0,3340)	17,88	21,80	20,38	21,98
TiO,	_	_	Нет —	-	0,04	-	-
ThO,	5,00	0,74	3,33(0,0088)	0,32	1,55	0,94	0,70
TR, Ó,	56,70	60,08	56,78(0,3594)	56,44	54,41	59,54	55,90
AL, O,	0.10	0,55	0,31(0,0060)	0,49	0,72	0,45	-
Fe.O.	0.70	0.19	_ ~	-	0.69	1,23	1,70
FeÓ	_	_		_	0,50	_	_
MnO	0.28	0,95	1,64(0,0230)	0,62	0,66	_	0,70
MgO	_	_	Нет —	0,11	0,07	_	_
CaO	12.62	11,59	13,59 (0,2427)	12,64	13,51	11,40	· _
Na, O	_	0,60	0,41(0,0132)	_	0,20	0,24	0.23 .
H,Ô	3,90	0,49	1,02(0,1133)	4,86	1,35	1,55	2,10
P, O,	_	2,36	2,56(0,0360)	2,56	2,98	3,25	2,10
F		2,10	1,60 (0,0842)	2,38	1,48	_	2,61
-0=F,		0,88	0,67 -	1,00	0,62	_	1,10
Прочие	_	0,53		2,82	0,48	0,44	0,45
Сумма	99,40	100,27	99,99 —	100,12	99,82	99,42	100,27
Аналитик	А.В. Бы- кова	М.Е. Ка- закова	А,В. Быкова	М.И. Волко-	Н.А.Епи- на	М.Е. Ка- закова	Б.Я. Лунц
				ва			
Плот- ность, г/см ³	4,319	4,68	4,27	4,08	4,25	-	-
Ng	1,77	1,785	1,735	1,756	1,732	_	_
Np	_	1,773	_	_	1,728	-	

Таблица 2 (продолжение)

15

Примечание. Анализы приведены по данным: автора (№ 1—6, 16); О.Б. Беггилда [18] (№ 7, 8); Е.И. Семенова [16] (№ 9) и [15] (№ 10); И. Морозевича [21] (№ 11); М.А. Кудриной и др. [7] (№ 12, 25, 26); И.А. Нечаевой и И.Д. Борнеман-Старынкевич [10] (№ 13); И.В. Белькова и др. [15] (№ 17); В.И. Коркина и др. [6] (№ 14); Е.Г. Прощенко и др. [13] (№ 15, 19, 27); Н.И. Плетневой и др. [11] (№ 18); Б.Я. Лунца [9] (№ 20—22); Омори и Хасегава [22] (№ 23, 24); Е.Г. Прощенко и др. [12] (№ 28) и Е.Г. Прощенко и др. [14] (№ 30—31); В.Е. Хиддена и В.Ф. Хилле-

Таблица З

Соотношение редкоземельных элементов в минералах группь	о бритолита	$(\Sigma T R_{*} C$	$a_{2} = 100\%$
---	-------------	---------------------	-----------------

10 /			. 1						
N°⊓/⊓	Минерал		La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	
	_		1	1	1				
1	Бритолит	(1)	30	46	3,3	8,5	1,5	0,1	
2			31	48	4	9	2	0,1	
3	Бритолитоподобный	(2)	29	44	3,5	9,5	1,2	0.1	
´ 4	"	(3)	27	40	5	14	2	0.2	
5		(4)	28	46	3	10	2	0.6	
6		(5)	31	43	4	13.	1,4	0,2	
7	Абукумалит	(6)	18	17	3	9	4.8	0.5	
8	"	(7)	5	12	2	7,9	4,9	0.5	
9	Иттробритолит	(23)	5	12,2	2	8,6	4.8	0.2	
10		(24)	9,1	26	5,3	14	6.1	0.4	
11	Бритолит	(11)	21,8	42	6	20	2	0.2	
12	Роуландит	(30)	3,7	12	1.3	5.4	4.2	0.4	
13	**	(31)	3.1	10.6	1.2	4.7	3.5	0.3	
14	"Силикат TR"	(29)	10,3	22,6	3,9	15,2	5	-	

Примечание. 1—8 выполнены спектральным методом Л.Г.Логиновой (ИМГРЭ); номера в скобках отвечают номерам в табл. 2.

	Абукумалит				но мо бри т	олит"	Силикат TR	F	оуландит	уландит		
21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31		
21.85	26.75	22 70	20.84	19.02	21.93	23.26	14 00	26.04	27.86	26.80		
21,00	20,70			-		0.99	0.14	0.39	0.51	0.60		
0.50	4.72	0.52	0.90	9.25	4 76	2 80	0.93	0.59	1 43	1.37		
5445	45.03	57 14	52 43	32.32	27 58	38.87	60.67	62 10	57.14	58.66		
54,15 1 1 7	1 45	0.75	1.05	9 45	14 91	7 39	1 26	_	_	- 00,00		
1.10	2 11	0,70	2 10	0.42	5.42	0.95	3 70	0.09	Нет	Нет		
1,10	2,11	1 44		-	0.32	-	_	4 39	7 70	6.30		
0.80		3.67	1.13	_	_	0.08	2 15	0.67	1.70	2.00		
- 0,00	_	0 10	0.22	0.34	_	0.43	0.20	1.62	Нет	Her		
	0.00	9.58	1353	22.55	17.34	17.11	5.60	0.50	0.96	0.75		
0.35			-	0.13	0.30	_	2 11	0.28	_			
0.30	6.32	0.83	0.74	1 15	0 70	1 09	2 00	0.24	-	1.10		
0.28	0,32	1 73	5.48	1.87	3.96	3.64	2 83	_	Нет	_		
1 43	1 40	0.50	0.45	1.44	1.66	1.12	7.85	3.87	3.81	3.87		
0.60	0.59	0.21	0.18	0.60	0.69	0.47	3.30	1.63	1.42	1.63		
3.38	1 71	0.10	0.10	2.26	2.61	2.00	-	0.34	_	0,10		
00 60	00.21	00.62	00 70	00.60	00.80	00.26	100 14	99.49	99 69	99.97		
90,09	99,31	99,03	50,75	99,00	55,00	33,20	100,14	K durau	00,00	E. waara		
ь.	Я. Лунц	C. Xa	зесава	3.B. Ba-	Илано-	MI.E. Ka-	A.B. DH-	к. фрон-	A.B.	рыкова		
				Compend	na	JUKOBU	Roba	долл				
	1		_	_	3.95	4 25	4 72	4 54	4 56	4.54		
	-				0,00			.,	.,00	.,		
					_							
-	-	-	+	1,77	1,72	1,/3/	1,/34	1,726	-	1,726		
	_	-	-	_		1 727	1 728	-	-			

бранда [20] (№ 29). Образцы из щелочных массивов: Коргередаба (№ 1, 3, 4), Пичехоль (№ 2), Дугду (№ 5, 6), Улан-Эрге (№ 14) в Туве, СССР, Кольского полуострова, СССР (№ 16, 17, 30, 31), Украины (№ 11), Тувы, СССР (№ 12, 13, 24, 25), Урала, СССР (№ 9), Восточной Сибири, СССР (№ 15, 18, 19, 27, 28), Юго-Восточной Азии (№ 10), Гренландии (№ 7, 8), Японии (№ 23, 24) и США (№ 29). В скобках — атомные количества. В минералах № 25 и 26 впоследствии химическим анализом был обнаружен В, и они, вероятно, относятся к спенситу.

Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tu	Yb	Y	Местонахождение
 	└────┤				1		+	-1
1,3	0,2	1,5	-	0,5	_	0,2	7	Коргередаба
2	0,4	2	0,2	1,1		0,2	-	Пичехоль
-	-	-	-	-	-	-	-	
1,5	0,4	1,6	0,4	1,6	0,4	0,6	6,7	Коргередаба
2,2	0,5	0,8	0,2	0,4	0,1	0,2	6	
2,1	<u> </u>	0,8	÷ 1	0,3	<u> </u>	0,2	5	Дугду
6	1,4	8,9	1,3	5,9	0,2	4,6	29,4	,,
6,7	1,1	11,1	1,2	6,6	1,3	5,9	34,8	CCCP
6,2	10,5	1,4	6,3	6,3	1,4	6,3	34,3	CCCP [11]
5,8	0,6	4,2	0,5	1,4	0,2	1,5	25,2	Сибирь [13]
2	_	1	0,1	0,5	_	_	4,4	CCCP [15]
5	1.7	11	2,8	5,5	0,7	1,8	44,5	CCCP [16]
3.8	1,5	11	3,1	7,3	1	4,3	44,6	CCCP [14]
6.9	0.2	5.8	2,4	2,8	0,1	2,2	23,1	Сибирь [14]

Таблица 4

Характеристика некоторых синтетических силикатов TR

Формула	Сингония	П	рной	Прост- ранст-		
		a _o	bo	C o	α, β, γ	венная группа
$\begin{array}{l} NaErSiO_4\\ Na_2NdSi_2O_{1,7}(OH)_2\\ NaEuSiO_4\\ La_2SiO_4O\\ Na(Ce, La)SiO_4\\ Eu_4Si_3O_{1,0}SiO_4 \end{array}$		5,12 7,68 5,62 9,420 20,00 6,623	6,38 19,6 - 7,398 9,26 6,685	11,12 15,44 11,5 7,028 5,45 12,10	$\beta = 108,21^{\circ}$ $\alpha = 93,97^{\circ}$ $\beta = 89,85^{\circ}$	Pna2, Pna2, 14/m P2, k Pna2, P1
$\begin{array}{l} \operatorname{La}_2\operatorname{Si}_2\operatorname{O}_{\dot{7}}\\ \operatorname{CaTR}_4(\operatorname{SiO}_4)\operatorname{O}\\ \operatorname{Ca}_4\operatorname{TR}_6(\operatorname{SiO}_4)_6(\operatorname{OH})_2\\ \operatorname{Na}_3\operatorname{YSi}_2\operatorname{O}_7\\ \operatorname{K}_3\operatorname{Eu}_4\operatorname{Si}_2\operatorname{O}_7 \end{array}$	Тетрагональная Гексагональная " Ромбическая Гексагональная	6,794 9,63 9,60 5,354 9,98	24,87 7,03 9,347	 7,03 7,08 13,09 14,44	γ = 91,55" 	P4, 22 P63/m P63/m * Pbnm P6c2?

Примечание. Данные для первых трех соединений приведены по [17], для остальных — по [19].

близкого типа. Возможно, одним из таких соединений, сходным с бритолитом, с одной стороны, и с боросиликатами TR — с другой, и является бритолитоподобный минерал из Тувы. Химически не изученные минералы такого типа упоминались в щелочных гранитах Монголии [2].

ЛИТЕРАТУРА

- Бельков И.В., Волкова М.И. Редкоземельный кальциевый фосфат-силикат. — Изв. Карел. и Кольского ФАН СССР, 1958, № 2, с. 23–28.
- Владыкин Н.В., Коваленко В.И., Дорфман М.Д. Минералогические и геохимические особенности Хан-Богдинского массива щелочных гранитов (МНР). М.: Наука, 1981.136 с.
- Калита А.П. Пегматиты и гидротермалиты щелочных гранитов Кольского полуострова. М.: Недра, 1974, 140 с.
- Капустин Ю.Л. Особенности строения, состава и распределения редкометальной минерализации в пегматитах нефелиновых сиенитов Восточной Тувы. В кн.: Закономерности распределения редкометальной минерализации в пегматитах. М.: Наука, 1969, с. 195—222.
- Капустин Ю.Л. Первая находка спенсита в СССР. – Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1975, вып. 5, с. 589–597.
- Коркин В.И., Пятенко Ю.А., Быкова А.В. О бритолите из щелочных пород Юго-Восточной Тувы. — Тр. ИГЕМ АН СССР, 1969, вып. 4, с. 41–44.
- Кудрина М.А., Кудрин В.С., Сидоренко Г.А. Бритолит и алюмобритолит из щелочных пегматитов Сибири. — Геология месторождений редких элементов, 1961, вып. 9, с. 108—120.
- Куприянова И.И., Сидоренко Г.А., Кудрина М.А. Минералы группы бритолита. – Геология месторождений редких элементов, 1966, вып. 26, с. 23–65.

- Лунц Б.Я. Минералогия, геохимия и генезис редкоземельных пегматитов Северо-Запада СССР. М.: Недра, 1972. 176 с.
- Нечаева Е.А., Борнеман-Старынкевич И.Л. Бритолит в скарнах Западного Забайкалья. — Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1956, вып. 4, с. 509—514.
- Плетнева Н.И., Елина Н.А., Денисов А.П., Гаврилов А.П. Акцессорный редкоземельный силикат-апатит из пегматитов. — В кн.: Материалы по минералогии Кольского полуострова. Апатиты, 1962, сб. 2, с. 123— 128.
- Прощенко Е.Г., Баталиева Н.Г., Быкова А.В. Фторсиликат редких земель из пегматитов Сибири. — Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1966, вып. 3, с. 339—345.
- Прощенко Е.Г. Редкоземельные минералы из альбититов Восточной Сибири. — В кн.: Минералогия пегматитов и гидротермалитов щелочных массивов. М.: Наука, 1967, с. 160—181.
- 14. Прощенко Е.Г., Волженкова А.Я., Быкова А.В., Кривоконева Г.К., Рыбакова Л.И. Первая находка роуландита в СССР. — Новые данные о минералах СССР. М.: Наука, 1972, вып. 21. с. 119—126.
- Семенов Е.И. Минералы группы апатита в пегматитах Ловозерского щелочного массива. — Тр. ИМГРЭ, 1962, вып. 9, с. 73— 81.
- Семенов Е.И. Минералогия редких земель. М.: Наука, 1963. 412 с.
- Федосова С.П. Гидротермальный синтез ТR-силикатов, германатов и их ИК-спектро-

47

скопия: Автореф. дис.... канд. геол.-минерал. наук. М.: Ин-т кристаллографии АН СССР, 1975. 29 с.

- Boggild O.B. The mineralogy of Greenland. Miner. Greenlandika, 1953, vol. 149, N 3, p. 450.
- Felsche J. The crystal chemistry of rare-earth silicates. – Struct. and Bond., 1973, vol. 13, p. 200.
- 20. Hidden W.E., Hillebrand W.F. Discription of

УДК 550.89:549.5:543

rowlandite. – Amer. J. Sci., 1893, vol. 46, p. 78–86.

- Morosewiz J. Über Beckelith, ein Cero-Lanthano-Dydimo-Silicat von Calcium. – Tschermaks miner. und petrogr. Mitt., 1905, Bd. 24, S. 26–35.
- Omori K., Hasegawa S. Yttrialite and abukumalite from Jisaka village, Fukushima Prefecture. – Sci. Rep. Tohoku Univ. Ser. 3, 1953, vol. 4, N 3, p. 86–94.

В.В. КОМОВА, Е.И. ЗУБКОВА, Г.Л. АХМЕТОВА, В.Г. БАЛАКИРЕВ

МИНЕРАЛОГО-ХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА И ВОЗМОЖНОСТИ ОБЛАГОРАЖИВАНИЯ КРЕМНЕЙ РЯДА РАЙОНОВ СССР

Скрытокристаллические разновидности минералов кремнезема — кремни, агаты, халцедоны и др. — благодаря высокой твердости, хорошей полируемости и красоте рисунка широко используются в ювелирном и камнерезном деле. Особенно повысился интерес к ним в последние годы, что привело к увеличению их добычи. Наряду с кондиционным сырьем встречаются значительные количества некондиционного материала блеклых тонов и со слабо проявленным рисунком. Это снижает художественнодекоративные качества сырья, а иногда вообще исключает возможности использования его для изготовления ювелирно-поделочных изделий. Окраска и контрастность рисунка указанных разновидностей скрытокристаллического кремнезема может быть изменена или усилена путем химической и физической обработки исходных образцов, что может существенно повысить эффективность геологоразведочных работ.

В данной работе речь пойдет только о кремнях. Для исследований были выбраны разнообразные кремни из Дмитровского (Подмосковье) и Онежского (Архангельская обл.) месторождений, а также из карьера Брыковы горы (Владимирская обл.). Ниже приводятся макро- и микроскопические характеристики отобранных образцов, результаты их рентгенографического, термографического и электронно-микроскопического исследований, а также обсуждается влияние минералогических, текстурно-структурных и других факторов на возможности повышения художественно-декоративных качеств кремней при их термохимической обработке.

МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЙ СОСТАВ, ТЕКСТУРА И СТРУКТУРА КРЕМНЕЙ

Дмитровские кремни. По составу и текстурно-структурным особенностям среди Дмитровских кремней выделяются З группы: халцедоновые кремни; карбонатно-халцедоновые кремни, частично природноокрашенные; карбонатные породы с различной степенью окремнения.

К І группе — халцедоновым кремням — относят кремни светло-серого цвета, обычно полосчатые, с отчетливо слоистой текстурой, обусловленной чередованием белых, серых и серовато-белых полос. Излом плотный, гладкий. Под микроскопом они весьма однообразны и представлены равномерно-зернистой халцедоновой массой с вкраплением одиночных сферолитов или их скоплений (без видимой закономерности); в ряде прослойков наблюдаются мелкие пустотки, заполненные зернистым кварцем. Как правило, кристаллики кварца оторочены каемкой лучистого халцедона, образуя колломорфную структуру (рис. 1). Обычно число кварцевых зерен увеличивается в центральной части желваков. Слои отличаются друг от друга по величине зерен: отмечается чередование тонко- и микрозернистого халцедона (рис. 2). Показатели преломления халцедона, определенные иммерсионным методом, следующие: Ng = 1,539; Np = 1,533. Прослойки серого и рыжевато-бурого цвета пропитаны пелитоморфным карбонатом и гидроокислами железа. Количество карбонатного материала от периферии к центру уменьшается. Карбонат (1—2%) представлен кальцитом.



Рис. 1. Колломорфная структура халцедона в поровом участке кремня () группа, Дмитровское месторождение). С анализатором, Увел. 20



Рис. 2. Тонко- и микрозернистая халцедоновая основная масса (І группа, Дмитровское месторождение). С анализатором. Увел. 10

Среди карбонатно-халцедоновых, частично природноокрашенных кремней II группы можно выделить две разновидности:

а) кремни с массивно-слоистой текстурой, природноокрашенные (чаще в центральной части) в медово-бурый цвет; краевые их зоны, как правило, представлены тонкополосчатым кремнем беловато-кремового цвета;

б) кремни с брекчиевидной текстурой; окраска их пятнистая — от темно-серых, серых, беловато-серых тонов до медово-бурых.

64

таолица і

Результаты спектрального анализа кремней (в %)

Группа	Номер образ- ца	Mn	Mg	Fe	Al	Ca	Cu	Ti	Co	Cr	Ba	Bi
	1			Кремни	Дмитро	вского и	местороя	кдения				
1	6	0.003	0.5	0.08	0.5	0.06	0.005	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.	-
	8	0.001	0.5	0.006	0.5	1	0.0005		**		"	_
	17/2	0.001	0.1	0.01	0.007	0.01	0,0003	**			"	_
	18	0.007	0.08	0.7	0.1	0.005	0.003	0.003	10	"	_	_
11	3	0.01	0,1	0,5	1	5	0,005	0,003	H.o.	0,5	-	_
	14	0,008	0,05	1	0,1	0,001	0,005	0,003		0,003	-	_
	21	0,01	0,1	1	1	6	0,003	0,003	"	0,005	-	_
	30	0,02	0,2	1	1	5	0,004	0,003		0,008	-	_
	31	800,0	0,05	1	2	8	0,003	0,01		0,007	-	-
	35a	0,01	0,3	10	0,5	5	0,0003	H.o.	0,001	0,01	H.o.	
111	15	0,003	6	0,1	1	4	0,0003		H.o.	H.o.	800,0	
	23	0,02	10	0,005	0,03	10	0,0003	"	0,001		H.o.	-
	25	0,006	0,5	0,007	0,1	10	0,008	"	H.o.	0,001		-
	27	0,005	1	80,0	0,8	0,7	0,0007	"	"	0,001	"	- 1
	34	0,005	0,5	0,08	0,5	4	0,0005	"	"	0,04	0,01	-
				Кремн	1 Онежс	кого ме	сторожде	ения				
1	501	0.007	0.08	1	0.6	0.5	0.003	0,01	H.o.	0,01	-	-
	531	0,01	0,2	2	0,5	0,07	0,003	0,01		0,008	_	_
	740	0,01	0,05	2	0,1	0,005	0,005	0,01	0	0,007	-	-
11	600	0,02	0,1	2	0,6	0,3	0,005	0,05	H.o.	0,005	- 2	-
	533	0,01	0,1	1	1	5	0,003	0,01		0,002	- 1	-
	511	0,01	0,03	0,1	0,1	0,5	0,003	0,003	-	-	0,001	0,01
111	А	0,006	1	100	0,5	0,7	0,003	Н.о.	H.o.	0,001	H.o.	_
				Kpew	ни карь	ера Бры	ковы го	ры				
	Б	0,005	0,05	0,02	0,05	0,03	0,001		_	_	_	0,2
При	меча	ние V	и Міло	и опреле	пении н	е обналу	жены Н	0 - HP	обнарух	KEHO.		wal."

Кремни II группы отличаются от кремней I группы интенсивной карбонатизацией (карбонатного материала от 5 до 25% и более) и ожелезнением (особенно в центральной части образцов).

Карбонатные породы с различной степенью окремнения (III группа) по своему минералогическому составу резко отличаются от кремней I и II групп. Внешне они напоминают кремни, однако по составу это типичные известняки и доломиты — светлые, довольно крепкие и однородные породы с массивной текстурой. На 98% они сложены пелитоморфным до микрозернистого карбонатом с частичной раскристаллизацией кремнезема. Окремнение представлено редкими мелкими зернами халцедона. Иногда оно развито в значительной степени и наблюдается в виде отдельных зон. Под микроскопом видно, что такие кремни состоят из микрозернистой халцедоновой массы (до 60%) и карбоната.

По данным спектрального анализа¹ (табл. 1), кремни I группы содержат примесь Mg, Ca, AI (десятые доли процента), а также Mn, Fe, Cu (0,00*n*-0,000*n*%). Кремни IIгруппы обогащены Ca (5–8%), Fe (1–10% и более) и AI (1–2%), содержат такжеMn, Cu, Ti, Ca, Cr (0,0*n*<math>-0,00*n*%). Для пород III группы характерно повышенное содержание Mg и Ca (4–10% и более). В качестве элементов-примесей присутствуют Mn,Fe, AI, Cu, Cr (0,*n*<math>-0,000*n*%). В породах всех трех групп не обнаружены V, Ni, Co, Ba,Bi, в I группе – Cr.

Онежские кремни. По минералогическому и химическому составу среди них также выделяются 3 группы: халцедоновые, карбонатно-халцедоновые и кварц-халцедоновые, сильно карбонатизированные и ожелезненные.

¹ Спектральный анализ образцов выполнен в химико-спектральной лаборатории ВНИИСИМС.

Халцедоновые кремни І группы представлены полосчатыми, серыми, темно-серыми разновидностями с отчетливо слоистой текстурой. Излом плотный, гладкий. Под микроскопом не замечено признаков карбонатизации и ожелезнения материалов. Слои отличаются по величине зерен: наблюдается четкое чередование микро- и криптозернистых участков.

Карбонатно-халцедоновые кремни II группы характеризуются пятнистой неравномерной окраской темно-серых, серых, бежевато-серых тонов. Текстура пятнистая, неоднородная. Излом плотный, гладкий. Характерна карбонатизация основной халцедоновой массы. Количество карбонатного материала может меняться от 5–10 до 40%. Показатели преломления халцедона: Ng = 1,544; Np = 1,538.

К III группе отнесены кварцево-халцедоновые, сильно карбонатизированные и ожелезненные кремни, представляющие собой неравномерно окрашенную породу буровато-красного цвета. Неравномерность окраски является их отличительной особенностью. Текстура неоднородная, неяснополосчатая, местами пятнистая. Участками отмечается чередование буровато-красных и красновато-бурых полос. Излом плотный, гладкий. Существенна примесь кварца (до 15%), карбонатного материала (порядка 50%) и гидроокислов железа. В структурном отношении материал также неоднороден, что выражается в неравномерном распределении более крупнозернистых участков среди равнозернистой микрозернистой (участками криптозернистой) основной массы. Основная масса сильно карбонатизирована и ожелезнена, состоит из различно ориентированных зерен халцедона и кварца. Карбонатный материал нередко сохраняется в виде оолитов — реликтов первичной породы, представляющих собой округлые скопления кальцита и форм, напоминающих фауну. Ожелезнение представлено гидроокислами железа и гематитом.

По данным спектрального анализа (см. табл. 1), кремни I группы содержат в виде основных примесных компонентов Fe, AI в количестве n - 0, n%, Mn, Mg, Ca, Cu, Ti, Cr - 0,0n - 0,00n%. Для кремней II группы характерен Ca, но содержание его может меняться от десятых долей процента до целых процентов. Кремни III группы обогащены Fe (десятки процентов), Ca и Mg (десятые доли-целые проценты).

Кремни карьера Брыковы горы. Эти кремни относятся к кварц-халцедоновому типу. Текстура их массивная, неоднородная, реже полосчатая. В ряде образцов полосчатость представлена двумя слоями: центральная беловато-серая часть желвака окаймлена узкой полосой рыжевато-бурого цвета. Вообще окраска этих кремней довольно однообразна, однако даже в пределах одного слоя можно видеть некоторую неравномерность в ее интенсивности. Излом плотный, гладкий. В основной массе шлифа кремни представлены криптозернистым халцедоном с включениями более крупных сферолитов халцедона и кристаллов кварца. Содержание кристаллов кварца в среднем 20% и выше. Отмечаются единичные зерна кальцита. Гидроокислы железа присутствуют в виде хлопьевидных скоплений в незначительном количестве.

Выявленные отличия в петрографических характеристиках, минералогическом, химическом составе кремней имеют решающее значение при выборе материала для облагораживания.

ТЕРМО- И РЕНТГЕНОГРАФИЧЕСКОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ КРЕМНЕЙ

Выделение описанных типов кремней подтверждается и рентгенографически. Соотношение интенсивностей рефлексов 111 и 102 на рентгенограммах образцов I группы Дмитровского месторождения находится в пределах 0,340–0,400, указывая на примерно равноценную степень упорядоченности халцедонов месторождения (рис. 3), лишь окремнение пелитоморфного кальцита (обр. 17/1) выражено заметно менее упорядоченным образованием (/₁₁₁//₁₀₂ = 0,162). Кальцит присутствует в тех или иных количествах почти во всех образцах этой группы (3,02; 3,83; 2,83 Å и т. д.). Реже отмечается рефлекс 100 доломита (около 2,90 Å) малой интенсивности.

Однако типично халцедоновая картина характеризует в данном случае лишь преобладающий минерал и не исключает присутствия кварца: соотношения интенсивностей указанных отражений, близкие к максимально возможному для халцедонов, могут дать и смеси со значительным содержанием кварца. Кварцевая составляющая четко проявляется при термографировании образцов эффектом полиморфного перехода (рис. 4).



Рис. 3. Рентгенограммы кремней Дмитровского месторождения (I группа) Слева -- номера образцов

Рис. 4. Термические (сплошные линии) и термовесовые (пунктирные линии) кривые кремней Дмитровского месторождения (I группа)

Периферийные части кремней 6 и 8 кварца не содержат: растянутый, почти неразличимый эндопрогиб термической кривой (6/1, 8/1) следует относить к халцедону.

Потери веса образцов при нагревании до 1000°С (за вычетом потерь, связанных с разложением карбонатов) не достигают 1%, что характерно для халцедонов достаточно высокой степени упорядоченности. Меньшей упорядоченности окремнения в периферийной зоне обр. 17 отвечает и значительная потеря веса при нагревании, достигающая 1,44% к температуре 600°С. Следует отметить, что термовесовые кривые периферийных зон всех образцов имеют отчетливые ступени, соответствующие температурным интервалам разгерметизации открытых и закрытых пор в халцедонах. Указанная ступенчатость, по-видимому, слегка сглаживается из-за наложения низкотемпературного процесса выгорания органических примесей, сопровождаемого экзотермическими эффектами и дополнительными потерями веса в интервале 250–350°С.

На рентгенограмме обр. 35 из карбонато-халцедоновых кремней Дмитровского месторождения (II группа) наиболее интенсивны отражения 100 кальцита и 101 халцедона (соотношение $I_{111}/I_{102} = 0,240$). Соединения железа, значительное содержание которых установлено микроскопическим исследованием и спектральным анализом, по-видимому, рентгеноаморфны (рис. 5). Термограмма содержит слабые эффекты выгорания органической примеси и интенсивные эффекты декарбонизации кальцита с наложением экзопика, отвечающего взаимодействию окиси кальция с халцедоном и, возможно, гематитом (рис. 6).

Окремненные карбонатные породы (III группа, Дмитровское месторождение) рентгенографически и термографически напоминают халцедоны, содержащие значи-



Рис. 5. Рентгенограммы кремней Дмитровского месторождения (|| и III группы) Слева — номера образцов

Рис. 6. Термические (сплошные линии) и термовесовые кривые (пунктирные линии) кремней Дмитровского месторождения (II и III группы)

тельные количества карбонатов (см. рис. 3–6). Обр. 23 из этой группы представлен органогенным доломитом и характеризуется максимальной интенсивностью соответствующих экзотермических (выгорание органики) и эндотермических (собственно доломитовых) эффектов. Единственная линия малой интенсивности на рентгенограмме (3,19 Å), не относящаяся к доломиту, может принадлежать гётиту (110). Окремнение в данном случае не проявилось рентгенографически, так как, по-видимому, представлено аморфным кремнеземом. Экзотермический эффект при 950–960°С, сопутствующий образованию силиката или феррита кальция и происходящий одновременно со второй стадией разложения доломита, свидетельствует о присутствии заметных количеств кремнезема или гётита.

Несколько особняком среди кремней Дмитровского месторождения оказывается обр. 27, который следовало бы отнести к кварц-халцедоновому карбонатизированному типу: соотношение интенсивностей рефлексов 111 и 102 на дифрактограмме (0,538) и четкий эффект инверсии на термограмме отвечают кварцу, а интенсивность эффекта декарбонизации, величина ступени на термовесовой кривой, наличие заметного отражения 3,02 Å указывают на содержание в образце до 5% кальцита (см. рис. 5, 6).

Кремни этого типа выделены среди образцов Онежского месторождения (обр. А). В обр. Б кварц-халцедонового типа из карьера Брыковы горы преобладает кварц.

1.1

ОСОБЕННОСТИ ДИАГНОСТИКИ КАРБОНАТОВ В КРЕМНЯХ

По результатам термографического исследования кремней следует сделать некоторые выводы относительно диагностики в них карбонатов кальция и магния. Известно [1, 6, 9], что в присутствии SiO₂ независимо от соотношения CaO и SiO₂ в пробе в результате экзотермической твердофазной реакции при температурах $800-900^{\circ}$ С образуется двухкальциевый силикат β -2CaO · SiO₂. Сравнение термических кривых, приведенных на рис. 4, 6, показывает, что температура этой экзотермической реакции зависит от содержания карбоната в смеси. В образцах A/1 и 27, содержащих не более 5% кальцита, реакция при 900°С едва заметна, эффект растянут, почти неразличим. Наиболее отчетливо взаимодействие проявляется в карбонатизированных пробах, содержащих 25–30% кальцита (обр. 8/2, 15), хотя эффект при 880–890°С может быть несколько асимметричен и сглажен. При более высокой степени карбонатизации экзотермическая реакция появления новообразования совмещается с эндотермической реакцией разложения карбоната, что может приводить к уменьшению интенсивности эндоэффекта, дополнительным перегибам кривой и даже изменению знака эффекта (обр. 17/1, 23, 34, 35).

Присутствие в продуктах прокаливания кремней гидравлически активного β -2ÇaO \cdot SiO₂ подтверждается их гидратацией при последующем хранении на воздухе. Повторное термографирование через 14 сут обр. 15 отмечено появлением эндотермического эффекта при температуре 420°C с соответствующей потерей веса, так же отчетливо фиксируемой на термовесовой кривой (рис. 6, кривые 15, a). При этой температуре обезвоживается гиллебрандит 2CaO \cdot SiO₂ \cdot H₂O [11].

ОСОБЕННОСТИ ТОНКОГО СТРОЕНИЯ КРЕМНЕЙ ПО ДАННЫМ ЭЛЕКТРОННОЙ МИКРОСКОПИИ

Исследования халцедонов методом реплик [4, 5, 10, 12] свидетельствуют о том, что халцедоны под электронным микроскопом не показывают (за редким исключением) волокнистости и не являются нитевидным кварцем. Волокна, видимые в световом микроскопе, сами по себе не монокристаллы: они состоят из блоков, несколько повернутых относительно друг друга, с близкой, но не совпадающей оптической ориентировкой. Халцедоны характеризуются изометричными формами зерен размерами от 0,03 до 4 мкм с различной степенью уплотнения и разным взаиморасположением.

Электронно-микроскопически исследовались неокрашенные образцы кремней 8 (1 группа, Дмитровское месторождение) и Б (карьер Брыковы горы), а также искусственно окрашенный обр. 8. Образцы изучались методом реплик и путем непосредственного просмотра на просвет. В обр. 8, визуально разделенном на три зоны, каждая зона изучалась отдельно.

По результатам оптической микроскопии, рентгеновского и термографического изучения обр. 8 отнесен к халцедоновым кремням и содержит в средней и центральной частях кварц, а в периферийной и средней — кальцит. Обр. Б — существенно кварцевый. Данные электронной микроскопии, подтверждая это различие, в то же время показывают некоторые особенности тонкого строения кремней.

Изучаемые образцы сложены в основном криптокристаллическим кварцем с размером зерен 0,1—0,5 мкм (1-й тип), полигональными кварцевыми зернами размером 1—10 мкм (2-й тип) и включениями кальцита (?) от 10 мкм и выше (рис. 7). Включения кальцита идентифицировались лишь по морфологии сколотых поверхностей (см. рис. 7, *a*, *б*; 10, *a*), поскольку критерии отличия внешнего облика микрокристаллов кальцита от кварца пока не установлены. Существует также некоторая неопределенность в диагностике зерен кварца 1-го типа. По картинам микродифракций (рис. 8) зерна этого типа в основном представлены кварцем: хорошо различаются кольца, дужки или отдельные рефлексы от плоскостей *m* (1010) — 4,25 Å и *R*, *r* (1011) (0111) — 3,34 Å, в то же время на прямых изображениях (см. рис. 8, *в*) обнаруживается форма зерен, не свойственная кварцу. Поэтому следует полагать, что в массе

Рис. 7. Кремень 8. Электронно-микроскопический снимок. Реплика. Разное увеличение *a*, *a*⁴ – зона 3; *б*, *б*⁶ – зона 2; *в*, *в*⁴ – зона 1





Рис. 7 (окончание)


Рис. 8. Кремень 8. Электронно-микроскопический снимок. Режим просвечивания *а* – зона 3; *б* – зона 2; *в* – зона 1



Рис. 9. Кремень. Электронно-микроскопический снимок *а* — кремень 8, зона 3, окрашенная в черный цвет (режим просвечивания); *б* — кремень Б. Реплика

криптокристаллического кварца присутствует некоторое количество зерен кальцита малого размера (0,1—0,5 мкм).

Обр. 8 и Б различаются количественным соотношением кварцевых зерен разных типов. В кремне 8 основная масса вещества представлена зернами кварца 1-го типа, а в кремне Б — зернами кварца 2-го типа. Кроме того, поверхности полигональных зерен в кремне Б представляют собой только индукционные грани (рис. 9, δ), в кремне 8 на поверхностях кварцевых зерен 2-го типа присутствуют как индукционные грани, так и грани рациональных индексов (рис. 9, a, 10, δ). Это свидетельствует о том, что в кремне 8 в областях, состоящих из кварцевых зерен 2-го типа, существуют полости, а в кремне Б подобных полостей нет.

Криптокристаллический кварц в образце 8 различается по зонам.

1. Среднестатистический размер кварцевых зерен несколько изменяется от зоны к зоне (0,2 мкм — 1-я зона; 0,25 мкм — 2-я зона; 0,3 мкм — 3-я зона).



Рис. 10. Кремень 8. Электронно-микроскопический снимок. Реплика *a* — зона 2, в правой части снимка включение кальцита (?); *б* — зона 3, ограненные микрокристаллы кварца

2. На прямых изображениях конгломератов кварцевых зерен, полученных путем раздавливания кусочков, взятых из зон 3 и 1, наблюдается разрыхленность (см. рис. 8, a, e), тогда как криптокристаллический кварц зоны 2 представляет собой монолит (см. рис. 8, δ). Это подтверждается и картинами микродифракций (см. рис. 8), причем у криптокристаллического кварца из зоны 2 отчетливо проявляется текстурированность (см. рис. 8, δ). Поскольку при приготовлении препаратов для электронномикроскопического изучения на просвет возможно некоторое разъединение кварцевых зерен, сохранение целостности исходной текстуры криптокристаллического кварца зоны 2 свидетельствует о значительно меньшей пористости этой зоны. Имеющиеся здесь поры (см. рис. 8, δ), по-видимому, не сообщаются между собой.

3. На поверхности кварцевых зерен зоны 1 (см. рис. 7, б) адсорбировано, по-видимому, значительное количество примесей, так как, во-первых, эта поверхность является грубой, шагреневой, во-вторых, реплика с трудом отделяется в горячей плавиковой кислоте, причем после отделения на реплике сохраняются нерастворимые в НГ и в воде вещества, в-третьих, на прямых изображениях кварцевых зерен видны тончайшие аморфные слои.

Как одну из особенностей кварцевых зерен 1-го типа следует отметить неровный пятнистый контраст, наблюдаемый в режиме просвечивания по всему полю большинства кварцевых зерен. Причина такого контраста пока неясна: возможно, он обусловлен присутствием в кварцевых зернах включений типа неструктурной примеси. Предположение о существовании на поверхности кварцевых зерен 1-го типа адсорбированных гелеобразных веществ (гидроокисей некоторых металлов) было высказано ранее [2]. В оценке толщины этого слоя (10–20 Å) допускается известная неопределенность, обусловленная приборными несовершенствами. Гелеобразный слой толщиной 10–20 Å, сравнимой с предельным разрешением микроскопа (12,6 Å), не наблюдается. Однако при экспонировании на исследуемом объекте нарастает углеводородный аморфный слой со скоростью 10 Å/с, так что в течение 3 с слой на кварцевых зернах дорастает до 40–50 Å и становится видимым.

На рис. 9, а изображены кварцевые зерна, взятые из окрашенной зоны 3 образца 8. Толщина слоя на кварцевых зернах здесь составляет 140 Å. Приняв наибольшее значение наросшего в микроскопе слоя равным 70–80 Å, можем оценить толщину исходного слоя в 60–70 Å. Толщина слоя на поверхности кварцевых зерен в неокрашенном образце была оценена в 10–20 Å. Таким образом, есть основания полагать, что толщина аморфного гелеобразного слоя увеличилась при окрашивании на 40–50 Å.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ЭФФЕКТИВНОЙ ПОРИСТОСТИ И ПРОНИЦАЕМОСТИ КРЕМНЕЙ

Для наиболее характерных образцов кремней указанных месторождений были определены пористость и проницаемость (табл. 2). Пористость определяли методом насыщения, проницаемость — с помощью прибора ЛП-1. Проводили несколько замеров с каждого образца для зон с различной окраской¹.

По результатам этих замеров изучаемые кремни отличаются друг от друга на 2–3 порядка. Отдельные зоны в пределах каждого образца имеют пористость одного порядка, в большей степени отличаясь величинами проницаемости (образцы 8, 17, А), хотя установленные различия не считаются существенными, и по проницаемости все кремни относятся к VI классу, т.е. к практически непроницаемым материалам.

Полученные величины эффективной пористости и проницаемости по смыслу должны быть связаны с результатами термовесовых определений. Однако сумма низкотемпературных потерь веса дает представление об объеме открытых пор лишь при одинаковом составе заполняющего их вещества. Поскольку поры могут быть заполнены только газом, только водой, а чаще и газом и водой [3], корреляции между открытой пористостью и низкотемпературными потерями веса при термографировании не существует.

Пористость и проницаемость являются сложными функциями состава полиминеральных образцов. Поэтому сопоставление данных микроскопического, термо- и рентгенографического изучения минерального состава кремней, с одной стороны, и результатов определения их эффективной пористости и проницаемости — с другой, позволяет уловить некоторые закономерности.

1. Пористость и проницаемость кремней зависят от содержания кварца. Периферийные зоны халцедоновых кремней 6, 8, 17, не содержащие кварца, имеют относительно (в пределах одного образца) более высокую пористость и большую проницаемость. Образец А Онежского месторождения (кварц-халцедоновый) более порист и проницаем, чем кварцевый кремень из карьера Брыковы горы (обр. Б).

2. Карбонатизированные кремни (обр. 35) и карбонатные породы (обр. 15) имеют низкую пористость и практически непроницаемы.

3. Чем светлее зона, т. е. чем меньше она содержит природного пигмента, тем выше у нее пористость и, как правило, тем более она проницаема. Темно-серые (обр. 8/3, 27) и природноокрашенные гидроокислами железа медово-бурые зоны (обр. 6/2, 35) характеризуются относительно меньшими величинами пористости и проницаемости.

¹ Определения пористости и проницаемости проведены в ИГЕМ АН СССР.

Группа	Номер образца	Объемный вес	Эффективная пористость, %	Проницае- мость, м/Д	Рассматриваемая зона
		кремни Дмит	совского местор	ождения	
1	6	2.58	1.60	44 · 10 ⁻⁷	Светло-серая
		2,60	1,04	87 · 10 ⁻⁷	Рыжевато-бурая
		-	_	73 · 10 ⁻⁷	
	8	2,34	10,25	53 · 10 ⁻⁶	Белая
	2	2,52	4,18	14 · 10 - 6	Серовато-белая
	-	2,56	3,05	21 · 10 ⁻⁶	Серая
	17/1	2,66	0,11	34 · 10 ⁻⁶	Темно-серая
	17/2			79 · 10 ⁻⁷	Светло-серая
11	35	2,65	0,11	46 · 10 ⁻⁷	Медово-бурая
111	15	2,62	0,47	33 · 10 ⁻⁷	Беловато-серая
		-	-	50 · 10 ⁻⁷	То же
	27	2,62	0,34	52 · 10 -7	Темно-серая
		-	-	24 10 ⁻⁷	
		Кремни Онеж	ского месторожд	ения	
111	А	2.62	1,13	45 · 10 ⁻⁷	Красновато-бурая
		_	_	94 · 10 ⁻⁷	
		-		42 · 10 ⁻⁶	"
		Кремни карье	ра Брыковы гор	ы	
	Б	2,63	0,18	67 · 10 ^{~7}	Серая

Определение объемного веса, эффективной пористости и проницаемости кремней

Таблица 2

ВОЗМОЖНОСТИ ОБЛАГОРАЖИВАНИЯ КРЕМНЕЙ

Как отмечалось выше, кремни и другие разновидности скрытокристаллических форм кремнезема зачастую характеризуются малой интенсивностью окраски, недостаточной контрастностью рисунка. В связи с этим нами разработан ряд способов изменения или усиления окраски этих минералов, которые принято называть облагораживанием [7, 8]. Помимо технического значения, облагораживание проливает свет на внутреннее строение скрытокристаллических минералов кремнезема, поскольку получаемые результаты непосредственно связаны с химико-минералогическим составом и физическими свойствами материала.

Способы облагораживания предусматривают обработку поделочных камней (кремней, агатов, халцедонов) определенными химическими реагентами с последующей термообработкой или дополнительной обработкой иными реагентами.

Каменный материал окрашивается вследствие накопления пигмента в его порах. Пигмент или вводят в составе раствора, или получают в ходе тех или иных реакций, а затем осаждают (например, испаряя растворитель), что приводит к постепенному заполнению капилляров вплоть до полного их закупоривания.

Скорость образования и осаждения окрашивающего вещества зависит от состава применяемых растворов, их концентрации, температуры, продолжительности обработки и других технологических факторов.

Решающее влияние на результат процесса оказывает и сам облагораживаемый материал: его химико-минералогический состав, структурные и текстурные особенности и связанная с ними пористость. Система открытых пор, представляющая собой существенную и весьма специфическую часть реакционного объема, характеризуется размерами капилляров, величиной поверхности, ее сорбирующей способностью, суммарным объемом капилляров. Ими определяются возможности проникновения растворов в материал, соответствующего размещения ионов в капиллярах, протекания сорбционных процессов и в конечном счете эффективность облагораживающего воздействия на минерал.

Зависимость пористости и проницаемости кремней от их состава обсуждалась выше. Большей пористостью и проницаемостью отличается светлоокрашенный материал в основном халцедонового состава. Кремни, содержащие крупнозернистый кварц, кальцит, доломит, а также природные пигменты, практически непроницаемы.

Так, кремни Дмитровского месторождения, сложенные халцедоном с незначительной примесью кварца, мелкозернистого карбоната или окислов железа (группа I), хорошо окрашиваются в черный, оранжево-коричневый, красновато-бурый и зеленый цвета. При этом зоны, содержащие кварц и карбонаты, окрашиваются, как правило, менее интенсивно.

Послойное восприятие окраски более резко выражено у кремней II группы Дмитровского месторождения. В карбонатно-халцедоновых кремнях с массивно-слоистой текстурой окрашиваются только зоны, не имеющие первичной природной окраски; их цвет интенсивный, яркий. Отмечено усиление природной окраски в результате термической обработки. Кремни с брекчиевидной текстурой воспринимают окраску только участками, имеющими халцедоновый состав; зоны с повышенным содержанием карбоната кальция не окрашиваются вообще.

Окремненные карбонатные породы (III группа, Дмитровское месторождение) также не окрашиваются, а некоторые образцы, наиболее богатые карбонатами, при обработке даже разрушаются.

Аналогичное отношение к окрашиванию установлено в целом и для кремней Онежского месторождения. Халцедоновые кремни воспринимают окраску послойно в соответствии с микроструктурой и пористостью слоев. В группе карбонатно-халцедоновых кремней лучше окрашиваются зоны с меньшим содержанием карбонатов. В отличие от Дмитровских кремней того же состава в данном случае наблюдается пятнистая, неясно выраженная окраска блеклых тонов. Кварц-халцедоновые кремни этого месторождения, сильно карбонатизированные и ожелезненные, не воспринимают окраску, но их собственная природная окраска может быть усилена в результате обработки раствором окислителя с последующим отжигом.

Кремни из карьера Брыковы горы, отвечающие кварц-халцедоновому типу и содержащие кварца до 20% и более, облагораживанию не поддаются.

В заключение следует отметить, что для окрашивания применялись только полированные пластины из камня или готовые полированные изделия из него. Шероховатая поверхность камня способствует адсорбции и кристаллизации соли на его поверхности, что приводит к закупориванию микропор в начале обработки и препятствует проникновению раствора в глубь камня.

выводы

1. Изучены минералогический состав, текстурные и структурные особенности кремней Дмитровского (Московская обл.), Онежского (Архангельская обл.) и Брыковогорского (Владимирская обл.) месторождений. Выделены разновидности халцедонового, карбонатно-халцедонового и кварц-халцедонового состава.

2. Основными факторами, определяющими способность кремней к облагораживанию, являются их химико-минералогический состав и связанная с ним пористость. Лучше всего окрашиваются в оранжево-коричневый, черный, красновато-бурый, зеленый цвета халцедоновые кремни или участки, сложенные халцедоном, с эффективной пористостью не менее 1,6%. Материал из крупнозернистого кварца и карбонатов окраски не воспринимает. Природные пигменты чувствительны к окислительному воздействию и термообработке.

3. Отбор кремней для облагораживания из Дмитровского, Онежского и Брыковогорского месторождений следует проводить с учетом сказанного по их химико-минералогическому составу на основании микроскопических исследований и данных химико-спектрального анализа. Сравнительное изучение кремней различных месторождений помогает выявить критерии выбора материала для облагораживания из других месторождений.

Авторы выражают свою искреннюю признательность доктору геолого-минералогических наук В.С. Балицкому, осуществлявшему научное руководство всеми проводимыми исследованиями.

1. Астреева О.М. Петрография вяжущих материалов. М.: Госстройиздат, 1959. 78 с.

17

- Балакирев В.Г., Цинобер Л.И., Коваленко В.С. и др. Электронно-микроскопическое исследование кристобалит-тридимитовых опалов. – Докл. АН СССР, 1977, т. 233, № 4, с. 672–674.
- Барсанов Г.П., Чистякова М.Б., Яковлева М.Е. Термические особенности халцедона. В кн.: Новые данные о минералах СССР. М.: Наука, 1978, вып. 27, с. 10–18.
- Барсанов Г.П., Плюснина И.П., Яковлева М.Е. Особенности состава, некоторых физических свойств и структуры халцедона. – В кн.: Новые данные о минералах СССР. М.: Наука, 1979, вып. 28, с. 3–33.
- Барсанов Г.П., Яковлева М.Е. Минералогическое исследование некоторых поделочных и полудрагоценных разновидностей скрытокристаллического кремнезема. — В кн.: Новые данные о минералах. М.: Наука, 1981, вып. 29, с. 5–35.
- 6. Думская А.Ф., Данциг С.Я., Пашкевич Л.А., Павлов Ю.И., Филиппова Н.В. Влияние отдельных минералов (лейкократовых) на кинетику взаимодействия при термической обработке нефелиновых шихт. — В кн.:

Химия и технология глинозема. Новосибирск: Наука, 1971, с. 3–14.

- Зубкова Е.И., Балицкий В.С., Радянский В.М., Лисицына Е.Е. А.с. 562431 (СССР). Способ изменения окраски агатов и халцедонов. – Опубл. в Б.И., 1977. № 23.
- и халцедонов. Опубл. в Б.И., 1977, № 23. 8. Зубкова Е.И., Балицкий В.С., Лисицына Е.Е. А.с. 588213 (СССР). Способ окрашивания агатов. – Опубл. в Б.И., 1978, № 2.
- 9. Куколев Г.В. Химия кремния и физическая химия силикатов. М.: Высш. шк., 1966, 463 с.
- Петровский А.Д., Шитов В.А. Электронномикроскопические структуры некоторых палеозойских силицитов Южного Урала. — Литология и полез. ископаемые, 1969, № 4, с. 10–15.
- Тило Э., Функ Г., Вихман Е.М. О средних и кислых солях низкомолекулярных кремниевых кислот и продуктах их конденсации. – В кн.: Физическая химия силикатов. М.: Изд-во иностр. лит., 1956, с. 5.
- Хворова И.В., Дмитрик А.Л. Электронномикроскопическое изучение кремнистых пород и вопросы их постседиментационного формирования. — Литология и полез. ископаемые. М.: Наука, 1969, № 1, с. 35.

УДК 549.621.9+623.2; 71; 74+641.21+676.21

В.А. КОРНЕТОВА, Г.А. ОСОЛОДКИНА, С.Е. БОРИСОВСКИЙ

МИНЕРАЛЫ ПУСТОТ В РОДИНГИТАХ (из новых поступлений в Минералогический музей им. А.Е. Ферсмана АН СССР)

Еще в 1907 г. В.И. Крыжановский [1] описал в месторождениях асбеста Березовской, Каменской и Монетной дач на Урале в серпентин-асбестовых жилах серию сопровождающих их минералов. Среди них были установлены оранжевые, кремовые, медово-желтые гранаты и ярко-зеленые их разности, которые были им отнесены к уваровитам, хлорит, щетки мелких спаржево-зеленых кристаллов везувиана, темно-зеленого везувиана, а также кристаллы арагонита бесцветные и шестоватые.

Описываемые ниже минералы, по-видимому, принадлежат к тем же ассоциациям, которые упоминаются в работе В.И. Крыжановского, но только расширен их список.

Изученная серия жильных минералов пустот в образцах из Баженовского месторождения (Средний Урал), привезенных в Музей в 1979 г. Л.В. Булгаком, представляет собой почти полный аналог как по морфологии кристаллов, так и по генерациям и составу и, наконец, даже по внешнему виду и окраске таких же серий из месторождений Джеффри Майн, Асбестос, Квебек (Канада) [8] и Валь д'Аоста, Беллкомб (Италия) [11].

Происхождение родингитов в асбестовых рудниках некоторыми авторами связывается с проникновением в массивы ультраосновных пород гранитных даек, которые впоследствии были переработаны гидротермальными процессами автометаморфизма этих ультраосновных интрузий, т. е. тех же процессов, что приводят к образованию больших масс асбеста.

Есть и другие точки зрения на происхождение родингитов. Так, например, считается, что они образовались до серпентинизации или что они развились по гарцбургитам [2-4].

Родингиты Баженовского района представляют собой зеленовато-серую светлую тяжелую породу, состоящую из диопсида, граната, везувиана (иногда волластонита). В жилах родингитов много пустот и полых трещин, по стенкам которых осуществляХимические анализы (в мас. %) диопсидов Баженовского месторождения

Окислы	№ 4	№ 2	№ 6	Nº 9	№ 32811
SiO,	53,37	55,15	55,75	53,12	54,05
TiO,	0,06	0,035	0,04	0,23	0,05
Al ₂ Õ ₃	0,32	0,14	0,51	0,57	0,81
Fe,O,	1,05	0,15	-	-	-
FeO	5,00	2,00	1,50	4,01	9,03
MnO	0,48	0,54	-	0,13	0,83
MgO	13,98	16,87	16,96	14,98	11,32 -
CaO	25,32	25,14	25,31	25,33	24,28
Сумма	99,58	100.02	100,07	98,37	100.67
Уд.вес		3,34	3,37		

лась своеобразная кристаллизация многих минералов в разных ассоциациях. При этом каждая ассоциация, как правило, индивидуализирована и отличается от другой иной морфологией кристаллов.

Так были встречены: І. Минералы более ранней стадии кристаллизации — диопсид (6 разновидностей, или генераций); везувиан (4 генерации); хром-везувиан; гранаты: гессонит, гроссуляр, хром-гроссуляр; актинолит; альбит; клинохлор; биссолит; амезит; пектолит. II. Минералы более поздней стадии кристаллизации — карбонаты: доломит, кальцит, арагонит, гидромагнезит; цеолиты: шабазит и факолит (т. е. шабазит в специфических тройниках розового цвета), сколецит, стильбит, апофиллит, ломонтит. Пренит, отличающийся большим разнообразием форм кристаллов; апатит (розовый); магнетит; пирит; борнит; блеклая руда (?); корундофиллит; порошковатый тонкокристаллический серпентин, заполняющий полости пустот после кристаллизации в них многих минералов и образующий сферокристаллы; флюорит; гематит.

Ниже приводится описание наиболее интересных из них:

Д и о п с и д. Встречается как в самих родингитах, так и в пустотах их в различных ассоциациях и в разных кристаллах как по форме, так и по цвету. Химические анализы диопсида даны в табл. 1.

1. Наблюдается в виде уплощенных, иногда плоскопризматических полупрозрачных кристаллов бледно-зеленого цвета (рис. 1, *a*). Часто видно зеленоватое ядро, покрытое совершенно прозрачной зоной, образующей многочисленные грани. В прозрачных участках цвет бедно-винно-желтый, Np = Nm = 1,672; Ng = 1,700; $2V = +65 - 70^\circ$. Ассоциирует только с клинохлором (ан. 4).

2. Кристаллы диопсида в ассоциации с бледно-розовым, едва окрашенным гроссуляром изометричны, часто обладают клиновидной формой — рис. 1, в (ан. 2). Любопытно появление фиолетово-розовой самой наружной зоны у едва зеленоватых или почти бесцветных кристаллов диопсида. Иногда грани клиновидных белых кристаллов бывают покрыты тончайшей "пудрой" сверкающих кристалликов гематита, которые при надавливании на них ножом оставляют кроваво-красный порошок.

3. Длинностолбчатые кристаллы диопсида (рис. 1, б) с характерным для пироксенов "квадратным" сечением или даже шестиугольным, с хорошо образованными пинакоидами головки, где отчетливо видны трещины спайности, идущей под прямым углом в двух направлениях. Цвет его обычно серовато-белый, непрозрачен. Этот диопсид обычно ассоциирует с оранжевым гессонитом, как бы протыкая его, и горохово-зеленым везувианом.

4. Копьевидные бледно-фиолитово-розовые кристаллы (ан. 9), у которых пинакоиды головки исчезают, кристаллы почти прозрачны и имеют едва заметный коричневато-фиолитовый надсвет (рис. 1, г). Бывает покрыт чешуйками перламутрового слюдоподобного минерала (джеффреит ?) [9]. Иногда сиреневый диопсид ассоциирует с сульфидами и порошковатым серпентинитом.

5. Самая поздняя генерация диопсида представлена войлоком тонкопризматических абсолютно бесцветных и прозрачных кристаллов (ан. 6). Рентгенограммы диопсидов полностью совпадают с таковыми для искусственного диопсида (по Михееву).

Таблица 1





а — прозрачный, бесцветный, ассоциирующий с клинохлором; б — длинностолбчатый; в — клиновидный белый, ассоциирует с гессонитом и везувианом; г — игольчатый розово-фиолетовый



Рис. 2. Формы кристаллов везувиана

а — копьевидный спаржево-зеленый; б — призматический ярко-зеленый; а — короткостолбчатый темно-зеленый; г — игольчатый с фиолетовым ядром; д — тонковолокнистый

По диопсиду развивается тонкокристаллический серпентин, а иногда, как указывалось выше, перламутровый слюдоподобный ближе не установленный минерал (?).

Диопсид № 4. Едва окрашенный, бледно-зеленый, прозрачный, в ассоциации с клинохлором (аналитик Г.А. Осолодкина): $(Ca_{1,01} Mg_{0,78} Mn_{0,02} Fe_{0,16}^{3+}Fe_{0,3})_2 \cdot (Si_{1,99} Al_{0,01})_2 O_6$. Кроме того, спектрально установлены: Ва – (1–3) $\cdot 10^{-2}$; Со – (4–6) $\cdot 10^{-3}$; Ni – (1–3) $\cdot 10^{-3}$; Си – (4–6) $\cdot 10^{-4}$.

Диопсид № 2. Бесцветный в ассоциации с почти бесцветным бледно-розовым гроссуляром (аналитик Г.А. Осолодкина): $(Ca_{0,98}Mg_{0,92}Mn_{0,02}Fe_{0,06}^{2+})_{1,98}Si_{2,01}O_6$. Спектрально установлены; Ва – $1 \cdot 10^{-2}$; Co, Ni – (7-9) $\cdot 10^{-3}$; Cu – (4-6) $\cdot 10^{-3}$.

Диопсид № 6. Белый игольчатый, образующий щетки (аналитик Г.А. Осолодкина): $(Ca_{0,99}Mg_{0,92}Fe_{0,15}^{2+}AI_{0,02})_{1,98}Si_{2,02}O_6$. Спектрально установлены: Na — 0,1%; Ni — (1-3) · 10⁻²; Co — (1-3) · 10⁻³; (Ge?); Cu — (7–9) · 10⁻⁴.

Диопсид № 9. Сиренево-розовый неравномерно окрашен, образует кольевидные кристаллы. Аналитик С.Е. Борисовский, ИГЕМ АН СССР (электронный зонд): (Ca_{1,02}Mg_{0,83}Fe_{0,13}),98 (Si_{1,99}Al_{0,02}Ti_{0,01})_{2,02}O₆. При сравнении анализов диопсидов становится очевидно, что № 4 отличается от № 2 меньшим содержанием Со, № и Cu, а в игольчатом появляется натрий и заметно возрастает содержание Ni, Co и Cu.

Диопсид № 32811 из рудника Джеффри Майн (Квебек, Канада) [7]. В сумму входит Na2O — 0,30%. Он значительно более железист по сравнению с баженовскими, хотя и белого цвета, но менее магнезиальный.

В е з у в и а н. Везувиан развит в большом количестве, щетками игольчатых кристаллов покрывает стенки трещин. Цвет главной массы спаржево-зеленый, других разностей — горохово-зеленый, травяно-зеленый, изумрудно-зеленый, темно-зеленый до черного, бесцветный, коричневый и бледно-фиолетовый. Последние разности редки.

Облик кристаллов самый разнообразный, но обычно связан с окраской. Так, горохово-зеленые кристаллы обладают удлиненными, часто двухконечными призматическими формами а (100) и m (110) (хим. ан. № 1) — рис. 2, а. Грани головок блестящие, гладкие, богато развиты, представлены комбинациями тетрагональных (111) билирамид и бидипирамид S (311), пинакоид (001) почти не развит. У ярко-зеленых и травяно-зеленых при столбчатом облике, когда развита большей частью только одна призма, на гранях головки обычна комбинация тетрагональной бипирамиды и пинакоида (рис. 2, б). Темно-зеленые кристаллы короткопризматические. На гранях головки доминирует пинакоид с (001), а грани тетрагональной бипирамиды уменьшаются до узких полосок (рис. 2, в). Наблюдаются также тонкопризматические кристаллы с полихромной окраской, обладающие копьевидными бесцветными и прозрачными головками, середина же их окрашена в фиолетово-коричневый цвет. Иногда зеленая окраска в головке сменяется на бесцветную, затем коричневую и далее на золотисто-желтую. Смена окраски может идти как вдоль кристалла, так и поперек его, например коричневая в центре, а зеленая снаружи. У кристаллов, окрашенных в буровато-зеленый цвет, призма, как правило, сильно исштрихована, а грани головки отсутствуют (рис. 2, г).

Везувиан в небольшом числе случаев ассоциирует с магнетитом. В самую позднюю фазу кристаллизуется тонковолокнистый белый везувиан, обрастающий призматические кристаллы ранней генерации таким образом, что они сидят как бы в чехле из перпендикулярно к ним растущим волосовидным кристаллам поздней генерации, напоминая ершики для чистки бутылок (рис. 2, ∂). Рентгенограмма этой генерации дана в табл. 2.

Везувиан Nº 1. Горохово-зеленый, наиболее распространенный, в ассоциации с диопсидом, гессонитом (аналитик Г.А. Осолодкина): (Са_{8.54}Мп_{0.03}Мg_{0.43})9 (Fe²,24 · Мg_{0.62}Fe_{0.74}Al_{0.40})₂ (Al_{3.96}Ti_{0.01}Si_{0.03})₄Si₉ (О_{34,18}OH_{2.82})₃₇. Спектрально установлены также: В, Ва - (1-3) · 10⁻²; Ni - (4-6) · 10⁻³; Co, V- (1-3) · 10⁻³; $Ga = (7 - 9) \cdot 10^{-4}$

Везувиан № 7 — Сг-везувиан, изумрудно-зеленый. Н₂О — по разности. Аналитик С.Е. Борисовский (электронный зонд): (Са_{8.88} Mn_{0,04} Mg_{0,08}) ₉ (Fe²⁺_{0,46} Mg_{0,94} $Cr_{0,11}Al_{0,49})_{2}Al_{4}$ (Si_{8,84}Ti_{0,05}Al_{0,11}) 9 (O_{33,49}OH_{3,51})₃₇.

Везувиан № 7' — Сг-везувиан из другого кристалла ярко-зеленого цвета. Аналитик С.Е. Борисовский, ИГЕМ АН СССР (электронный зонд): (Са_{8,97} Мп_{0,03}) 9 (Fe²⁺_{0,42} · $Mn_{0,02}Mg_{1,01}Cr_{0,11}Al_{0,44} {}_{2}Al_{4} (Si_{8,77}Ti_{0,03}Al_{0,19})_{8,99} (OH_{3,65}O_{33,35})_{37}.$ Хромсодержащие везувианы встречаются в природе крайне редко. В коллекциях Мине-

ралогического музея им. А.Е. Ферсмана имеются всего два экземпляра и оба из одного и того же месторождения.

Химические анализы везувиана приведены в табл. 3.

Гранаты. Отличаются большим разнообразием окраски — от ярко-зеленой у Сг-гроссуляра до абсолютно белых и совершенно прозрачных бесцветных, а также бледно-розовых и ярко-оранжевых гессонитов. Обычны комбинации простых форм ромбододеказдра (011) и тетрагонтриоктаздра (112).

По данным Брейсвелла и др. (1983 г.) [5], желто-коричневые до оранжевых и красно-коричневые гессониты содержат, как правило, до 2% и более Fe и до 0,5% Мп. 6. 3ak. 493

Таблица 2

Значения межплоскостных расстояний белого тонковолокнистого везувиана. Fe-излучение d = 0,4 (аналитик Г.В. Басова ИГЕМ АН СССР)

№ n/n	1	d	№ п/п	1	d	№ n/n	1	d
1	3	(3,053)	9	3	2,130	17	1	1,598
2	1	(2,873)	10	1	1,931	18	5	1,563
3	10	2,759	11	2	(1,894)	19	5	1,504
4	1	2,691	12	1	(1,805)	20	3	1,397
5	10	2,597	13	8	1,800	21	3	1,353
6	9	2,464	14	1	1,730	22	5	1,303
7	1	2,345	15	1	1,676	23	8	1,291
8	1	2,194	16	10	1,628	24	8	1,270

Таблица З

Химические анализы (в мас.%) везувианов

Окислы	Nº1	Nº 7	Nº 7'	Окислы	Nº 1	№ 7	№ 7 ′
SiO ₂	38,23	37,65	37,69	MnO	0,12	0,19	0,19
TiO,	0,04	0,26	0,17	MgO	3,00	2,93	2,92
ALO,	15,68	16,63	16,92	CaO	33,77	35,29	36,00
Fe ₂ O ₃	4,19	-	-	H_2O^{\pm}	2,88	4,10	3,00
Cr ₂ O ₃	-	0,62	0,63	Сумма	99.11	100.00	99.72
FeO	1,20	2,33	2,20	YA.Bec	3,45	3,59	k

Таблица 4

Химический состав (в мас.%) гроссуляров

Окислы	№ 3	Nº 5	Nº 2	№ 2A	№ Зд
SiO,	40,03	41, 28	40, 30	39,96	38, 96
TIO,	-	_	0,2	-	0,71
Al, 0,	18,98	22,31	20,90	23,21	19,93
Fe, 0,	4,94	0,05	_	0,68	3,43
FeO	1,40	0,50	0,10	0,95	3,25
MnO	0,58	0,17	0,10	Сл.	0,03
MgO	0,41	1,15	0,40	0,53	1,31
CaO	33,21	34,71	38,00	35,04	32,52
Сумма	99,55	100,07	100,00	100,37	100,14
Уд. вес		3,61	3,62		3,599.

Таблица 5

Химический состав (в мас.%) зеленого клинохлора

Окислы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	H ₂ O	Сумма
№ 11	29,43	0,035	17,89	0,94	4,90	32,60	0,61	13,10	99,50
№ 26	30,30	—	18,25	2,64	3,08	32,66	Сл.	12,26	100,56

Размер кристаллов невелик, максимальные достигают в диаметре 5 мм. Зеленый Сг-гроссуляр развит только в форме ромбододекаэдров (011), так же как в Джеффрей Майн в Канаде [7]. Он образует ядра кристалла, которые затем обрастают прозрачным светлоокрашенным желтоватым гроссуляром и просвечивают сквозь него, как зеленые глазки. Очень редко ярко-зеленый гроссуляр встречается и отдельно в виде мелких ромбододекаэдров в ассоциации с тонковолосовидным пектолитом.

Оранжевый гессонит ассоциирует со столбчатым светло-серым диопсидом, прорастает им и образует корки-друзы, покрывающие стенки трещинных полостей. Иногда можно встретить кристаллы гессонита (как правило, они тогда прозрачны), окруженные скорлупой тонкозернистого серпентина, внутри желтого прозрачного кальцита. На кристаллы гессонита иногда нарастают сферокристаллы пирита, имеющие блочную фактуру и мозаичную (паркетовидную) поверхность.

Почти бесцветный (ан. 5) или бледно-розовый (ан. 3) гроссуляр обычно ассоциирует с белым диопсидом.

Темно-зеленые кристаллы плохо образованы, но самые большие по размерам. Они несут формы (110) и реже (122) или образуют их комбинации. Интересно, что корок, друзовых корок, они не образуют и существуют в порошковатом серпентините как-то изолированно друг от друга.

Любопытно, что с бледно-розовым гроссуляром ассоциирует такой же бледно-розовый, совершенно неотличимый от него по цвету и врастающий в него апатит; $n_0 = \pm 1,628$. В срастании с ними находится и корундофиллит — о.о. (+), n = 1,618, обладает слабым плеохроизмом $n_o > n_e$, удлинение "—" (определение М.Е. Яковлевой).

Теоретический состав гроссуляра: CaO — 37,36; $Al_2O_3 = 22,63$; $SiO_2 = 40,01\%$. *Гроссуляр № 3.* Бледно-розовый, прозрачный (аналитик Г.А. Осолодкина): (Ca_{2,78}Mg_{0,05}Mn_{0,04}Fe²⁺_{0,01})_{2,88} (Fe³⁺_{0,36}Al_{1,71})_{2,07}Si_{3,06}O₁₂.

Гроссуляр № 5. Почти бесцветный, участками белый, местами прозрачный (аналитик Г.А. Осолодкина): (Ca_{2,78}Mg_{0,12}Mn_{0,01} Fe³⁺_{6,036})_{2,94} (Fe³⁺_{6,003}Al_{1,97})_{1,973} Si_{3,09}O₁₂. Спектрально в нем установлены также Na до 1% (средн.); Ba, Ti — слабые; Cr, Ni, Ga — следы, Cu — ничтожные следы. В оранжевых гессонитах, кроме того, наблюдаются: Na столько же, что и в бесцветных, — до 1%, B, TI, Ga, V, Cu, Ni следы; Ti, Ba — слабые линии.

Гроссуляр № 2. Бесцветный из Танзании; n = 1,731. Анализ рентгеноспектральный: $(Ca_{3,06} Mg_{0,04} Mn_{0,01} Fe_{2,01}^{2+})_{3,12} (Al_{1,86} Ti_{0,01})_{1,87} Si_{3,02} O_{12}$. Впервые бесцветный гроссуляр описан в 1968 г. Г. Банк [10]. Интересен высокий процент СаО в бесцветных разностях, а также очень низкое содержание железа и марганца (см. анализы № 5 и 2).

Гроссуляр № 2А. Бесцветный, образует мелкие ромбододеказдры. Встречен в месторождении Бойлинг Аллей Пойнт (Новый Южный Уэльс, Австралия) [6]. Аналитик Т. Смит: (Ca_{2,801} F²_{0,059} Mg_{0,059})_{2,92} (Fe⁰_{0,038} Al_{2,022})_{2,06} (Al_{0,019} Si_{2,981})₃O₁₂.

Гессонит N° 3д. Красновато-желтый, из Ликони Валь д'Аоста (Италия) [6, 11], встречен в кристаллических известняках: (Ca_{2,653} Mg_{0,146} Mn_{0,002} Fe₀²⁺₂₀₅)_{3,00} · (Ti_{0.041} Fe₀³⁺₁₉₆ Al_{1.754})_{1.991} (Al_{0.030} Si_{2,970})₃O₁₂.

Этот гранат более железистый, магнезиальный и титанистый по сравнению с гранатом из Баженовского месторождения, в то время как последний более кальциевый.

Химические анализы граната приведены в табл. 4,

К л и н о х л о р. Развит в виде темно-зеленых, зеленых, желто-зеленых, иногда очень светлых пластинчатых кристаллов псевдогексагонального облика, образующих друзы-щетки. Ассоциирует с прозрачным бесцветным диопсидом, везувианом, магнетитом. Последний покрывает пластинки клинохлора мелкими, сильно блестящими кристаллами.

Клинохлор № 11 (аналитик Г.А. Осолодкина): $(Mg_{4,65}Ca_{0,06}Fe_{3,39}^{3+}Fe_{0,07}^{3+}AI_{0,83})_6 \cdot (S_{12,82}AI_{1,18})_4 O_{10}$ (OH) _{8,08}, Помимо элементов, установленных химическим анализом, спектрально выявлены: Mn, Ni – 0,1–0,3; Co, Zn, Ti – 0,01–0,03; Cr, V, Ga – 0,001; Cu – (7–9) · 10⁻⁴; Mo – (1–3) · 10⁻⁴%.

Клинохлор № 26. Из Вест Таун (Пенсильвания, США) [8, с. 143]. Очень близок по составу. В сумму входят $Na_2O - 0,03$ и $K_2O - 0,38\%$: ($Mg_{4,60}Fe_{0,26}^{2+}Fe_{0,18}^{3+} \cdot Al_{0,89}$) 5,93 ($Sl_{2,86}Al_{1,13}$) 4 O_{10} (OH) 8. Сравнение этих двух очень близких анализов, приведенных в табл. 5, показывает, что клинохлор из Баженовского месторождения более кальциевый.

В более поздние фазы кристаллизации на щетки кристаллов клинохлора осаждаются прекрасно образованные изометричные многогранные кристаллы полупрозрачного кальцита и радиально-лучистые агрегаты призм арагонита.

А м е з и т. Развит в боченкообразных кристаллах, достигающих 1 см по высоте, обладающих ярко выраженной спайностью (слюдоподобен), серовато-зеленой бледной окраски (рис. 3, *a*). Полупрозрачен. Боченкообразные кристаллы в сечении шестигранны. Вдоль вертикальной оси окраска изменяется от бесцветной до серовато-зеленой, местами распределяется полосами. Амезит покрывает стенки трещин друзами-корками, и при этом оси "С" почти параллельны стенкам трещин ("лежачие кристаллы") —

83

Таблица б

Химический состав	(B Mac.%)	амезита
-------------------	-----------	---------

Окислы	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	H ₂ O	Сумма
№ 10	20,89	34,63	2,97	7,30		22,16	0,35	10,71	99,01
№ 1	20,95	35,21		8,28	Сл.	22,88	0,58	13,02	100,92

рис. 3, *б.* Блеск на спайных поверхностях перламутровый. Спайность совершенная, изредка сечение кристаллов треугольное, а не шестиугольное. Боковые грани ребристы. Иногда совершенно прозрачен как с боку кристалла, так и с его торца. Друзы кристаллов амезита в отдельных случаях имеют черепитчатую, паркетную поверхность и покрыты тонкими желтыми иголками длинных призм везувиана.

Амезит № 10 (аналитик Г.А. Осолодкина): $(Mg_{1,595}Fe_{0,295}^{4+}Fe_{0,90}^{3+}Ca_{0,020} - Al_{1,000}^{VI})_3$ ($Al_{0,975}^{IV}Sl_{1,010}Fe_{0,015}^{3+})_2O_5$ (ОН, О)_{3,555}. Спектральным анализом обнаружены Са – (4–6) $\cdot 10^{-2}$; Ni – $3 \cdot 10^{-2}$; Co, Zn – $1 \cdot 10^{-2}$; Cr – (4–6) $\cdot 10^{-3}$; Cu, V, Mo, Ti – $1 \cdot 10^{-3}$ %.

Амезит № 1. Из Честер (Масачузетс, США). Светло-голубовато-зеленый (аналитик Ф.В. Шеннон) [8, с. 168]: $(Mg_{1,637}Fe_{0,330}^{2+}Al_{0,999}^{VI})_{2,97}$ (Al $_{0,994}^{V}Si_{1,006})_{2}O_{5}$ (OH) 4.

Из сравнения этих двух анализов (табл. 6) видно, что они очень близки, но амезит из Честера несколько более магнезиален, а амезит из Баженовского месторождения более железист и содержит Са при недостатке воды.

П р е н и т. Отличается большим многообразием форм выделения. Образует толстотаблитчатые (рис. 4, a) белые или совершенно бесцветные кристаллы, а также сростки ребристых сферокристаллов. Нарастает на гроссуляр, находящийся в ассоциации с везувианом палевого цвета. При этом последний корродируется, превращаясь в разъеденные "сосульки". Пренит образуется позже кальцита, нарастая на его кристаллы. В свою очередь пренит бывает покрыт осыпью кристаллов пирита, образованных комбинацией куба (100) и октаэдра (111), причем последний преобладает, а также розовыми чечевицами факолита (тройники шабазита) — рис. 4, б.

Белые ребристые изогнутые сростки кристаллов пренита при процессах более позднего изменения превращались сначала в желтые, а затем в зеленые и сине-зеленые псевдоморфозы, состоящие из серпентина. При этом они имеют полосчатое строение: светло-зеленые полосы чередуются с темными лимонитизированными. Иногда сферокристаллы пренита покрыты "паркетным" пиритом, иногда полностью им замещаются. Подобные псевдоморфозы можно наблюдать на кристаллах гессонита — рис. 4, 6.

С у л ь ф и д ы. Помимо пирита, образующего псевдоморфозы по прениту, здесь встречены в небольшом количестве борнит и очень мелкие кристаллики ближе не определенных блеклых руд.

Магнетит. Встречается в виде поздних мелких присыпок на диопсиде, везувиане и клинохлоре.

Ш а б а з и т. Образует самостоятельные корки-друзы изометричных кристаллов (тупые ромбоэдры) коричневого цвета, часто покрытые мелкими кубиками пирита (рис. 5, *a*). Эта разность кристаллизуется в полых трещинах в родингитах. Другая генерация шабазита представлена в виде тройников чечевицеобразной формы — это так называемый факолит (рис. 5, *б*). Цвет их бледно-розовый, размер в диаметре 2,5–3 мм. Обычно они нарастают на кристаллы белого пренита.

Пектолит. Образует как мучнистый, рассыпающийся в пальцах агрегат мельчайших кристаллов, так и спутанно-волокнистый, из которого затем возникают радиально-лучистые образования, в которых уже можно различить отдельные тонкие кристаллы. Цвет белый. Непрозрачен. Ассоциирует с ярко-зеленым Сг-гроссуляром, мельчайшие кристаллики которого рассеяны в массе мучнистого пектолита. Белые матовые глобули (до 1 см в диаметре) пектолита иногда обрастают сферолитами сколецита, на который, в свою очередь, нарастает апофиллит в виде бледно-розовых крупных монокристаллов (до 3 см).

С к о л е ц и т. Образует сферокристаллы до 3 см длиной в диаметре при поперечнике единичного кристаллика 0,5 мм. Цвет белый. Полупрозрачен. Обычно обрастает пектолитом, имеющим вид спутанно-волокнистого агрегата.

Рис. З. Амезит

а прозрачные боченкообразные кристаллы; б – кристаллы амезита с осями "с", параллельными стенкам трещины







Рис. 4. Пренит

а — изометричный;
 б — сферокристалл;
 в — псевдоморфоза пирита по сферокристаллам пренита



Рис. 5. Шабазит а — изометричный "кубообразный" кристалл; б — факолит (тройник шабазита) бледно-розовый

Частичный химический анализ обнаружил следующие содержания элементов: SiO₂-44,44-47,42; Al₂O₃ - 21,94-26,64; CaO - 13,48-15,40%.

К а р б о н а т ы. Из карбонатов присутствуют кальцит, доломит, арагонит, гидромагнезит. Кальцит формирует несколько генераций. Самый ранний медово-желтый кальцит совершенно прозрачен, выполняет промежутки между минералами ранних ассоциаций — гроссуляром, везувианом, клинохлором и т. д. Позже образует в пустотах толстопризматические бесцветные прозрачные кристаллы, покрытые, как правило, с поверхности матовой белой непрозрачной корочкой доломита. В самые поздние стадии кальцит развивается на щетках клинохлора в виде изометричных (почти шарообразных), покрытых многими гранями белых кристаллов. Иногда на кальците можно встретить кристаллы пренита.

Аргонит образует либо прозрачные игольчатые кристаллы, либо длиннопризматические сростки их. Иногда развивается в виде сферокристаллов с 2 V = + 20°.

Гидромагнезит образует сростки белых или почти бесцветных досчатых кристалликов, вытянутых по оси "С". Редок, представляет собой продукт выветривания серпентина. Один из самых поздних минералов. При сравнении описанных уральских минералов пустот в родингитах с минералами подобных месторождений в Канаде (Джеффри Майн) и Италии (Валь д'Аоста, Беллкомб) обращает на себя внимание большое сходство как в самом списке минеральных видов, так и в их морфологии и ассоциациях. По-видимому, это свидетельствует и о сходстве физико-химических параметров процессов, протекающих при автометаморфизме этих ультраосновных интрузий и даже об общем геохимическом родстве при учете специфических черт каждого из них.

Процессы по своему механизму несколько напоминают образование минералов так называемых "альпийских жил", хотя последние и формируются в совершенно иных условиях. Другими словами, происходит выщелачивание элементов вмещающих пород и переотложение их в виде новообразований минералов в тектонических трещинах под влиянием возникающих при этом гидротермальных растворов.

При выполнении настоящей работы большую помощь в предварительной рентгеновской диагностике отдельных минералов оказала О.Л. Свешникова и Г.В. Басова, за что авторы приносят им искреннюю благодарность.

ЛИТЕРАТУРА

- Крыжановский В.И. Месторождение серпентин-асбеста в Березовской, Каменской и Монетной дачах на Урале. – Тр. Геол. музея им. Петра Великого. СПб., 1907, т. 1. вып. 3, с. 57–79.
- 2. Москалева В.Н., Иванова В.П., Касатов Б.К. О родингитах из ультраосновных интрузий Казахстана и определение их минерального состава методом термографии. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1971, № 12, с. 75-85.
- Секерин А.П. Петрология родингитов Саяно-Байкальской горной области. – Докл. АН СССР, 1982, т. 262, № 1, с. 175–177.
- 4. Шарков Е.В. Родингиты Златогорского плутона. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1983, № 7, с. 15–21.
- Bracewell H., Brown G. Harts Range Hessionite. – Austr. gemmol., 1983, vol. 15, N 1, p. 6– 10.

- Deer W.A., Howie R.A., Zussman J. In: Rock-forming minerals. L., 1962, vol. 1, p. 94; vol. 1, p. 94; vol. 3, p. 143.
- Grice J.D., Williams R. The Jeffrey Mine, Asbestos, Quebec. – Miner. Rec., 1979, vol. 10, N 2, p. 69–80.
- Grice J.D.; Gasparrini E. Spertiniite Cu (OH)₂ anew mineral from the Jeffrey mine, Quebec. – Canad. Miner., 1981, vol. 19, p. 337–340.
- Canad. Miner., 1981, vol. 19, p. 337-340. 9. *Grice J.D., Robinson G.W.* Jeffreyte (Ca, Na)₂ (Be, Al)Si₂ (O, OH)₇, a new mineral species and its Relation to the melilite group. – Canad. Miner., 1982, vol. 22, p. 443-446.
- Miner., 1982, vol. 22, p. 443–446.
 10. *Muije P., Muije C.S., Muije L.* Colorless and green grossularite from Tanzania. Gems and Gemol., 1979, vol. 16, N 6, p. 162–173.
- Sanero E. Sopra due granati delle miniere di Cogne in Val D'Aosta. – Period. miner., Roma, 1935, vol. 6, p. 213–220.

УДК 549.3

М.А. КУДРИНА, В.С. КУДРИН, А.М. МАТЕРИКОВА, Е.Г. РЯБЕВА, К.В. ЮРКИНА

МИНЕРАЛЫ ВИСМУТА ИЗ ВОЛЬФРАМОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ СТРАТИФОРМНО-СКАРНОИДНОГО ТИПА

Минералы висмута встречаются в рудах полиметаллических, медных, оловянных, молибденовых, вольфрамовых и золото-мышьяковых месторождений различных генетических типов. Наиболее характерны они для оловянно-вольфрамовых месторождений, обогащенных медью и железом.

В детально изученных грейзеновых и жильно-грейзеновых месторождениях вольфрама отмечается большое видовое разнообразие минералов, в их развитии нередко проявляется контрастная горизонтальная и вертикальная зональность [1, 2].

Значительное число минералов висмута отмечено также в последнее время в скарновых месторождениях вольфрама, претерпевших интенсивное гидротермальное преобразование.

В этой связи представилось интересным изучить особенности минералогии висмута в месторождении Баянское в Северном Казахстане, относящемся к новому нетрадиционному в СССР промышленному типу месторождений вольфрама — стратиформноскарноидному типу. Баянское месторождение находится на западном фланге Баян-Имантауской рудной зоны, расположенной в западной части Кокчетавского срединного массива. Оно локализовано в блоке глубоко метаморфизованных и интенсивно дислоцированных пород зерендинской серии нижнего протерозоя, приуроченном к северной периферической части Зерендинского гранито-гнейсового купола. В ядре купола находится расположенный непосредственно к югу от Баян-Имантауской зоны Зерендинский массив гранитоидов нижнепалеозойского возраста. Аналогичные гранитоиды выходят на поверхность и севернее Баян-Имантауской зоны.

Своеобразие Баянского месторождения состоит в том, что оно сочетает в себе признаки стратиформных и плутогенных образований. С одной стороны, оруденение четко контролируется определенными горизонтами метаморфической толщи, первично зараженными вольфрамом. Эти обогащенные вольфрамом породы, видимо, и служили источником рудного вещества, экстрагированного и переотложенного при проявлении магматических и постмагматических этапов становления гранитоидов эпохи тектономагматической активизации.

Своеобразие проявления гранитоидного магматизма в рудном поле Баянского месторождения состоит в отсутствии крупных плутонических тел и широком развитии дайкообразных тел лейкогранитов и жильных тел пегматоидных кварц-полевошпатовых пород, тесно сопряженных пространственно с синхронной их внедрению гранитизацией пород вмещающей метаморфической толщи. При этом наиболее крупные пластообразные тела скарноидов мощностью в первые десятки метров с богатым оруденением расположены на фланге интенсивной гранитизации, тяготея к участкам развития вмещающих, частично обогащенных вольфрамом биотит-амфиболовых и амфиболовых сланцев и гнейсов и совмещаясь с областью сгущения пегматоидных пород.

Рудная, в том числе висмутовая, минерализация представлена на месторождении в парагенезисах двух стадий: апоскарновых кварц-эпидот-актинолитовых метасоматитов и более поздних кварц-эпидот-флогопитовых метасоматитов. Первые развиваются только в пластовых и линзовидных телах скарноидов в виде неправильных прожилковидно-гнездовых выделений и включают, помимо перечисленных породообразующих минералов, поздние генерации граната и пироксена, полевые шпаты (альбит либо микроклин), флюорит, кальцит, сфен, апатит, молибденсодержащий шеелит, пирит кубического облика, моноклинный пирротин. Вторые тяготеют к системе поперечных трещин и часто распространяются за пределы скарноидных тел во вмещающие алюмосиликатные породы (гнейсы, сланцы, гранитоиды). В их составе участвуют пирит ромбододекаэдрического облика, гексагональный пирротин, халькопирит, молибденит, безмолибденовый шеелит, кальцит, флюорит, сфен, апатит. Висмут в рудах содержится в количестве тысячных, реже сотых долей процента, и лишь на отдельных интервалах его содержание возрастает до десятых долей процента, что связано с гнездовыми скоплениями минералов висмута.

Преобладающая часть висмута в рудах концентрируется в собственных минералах – висмутине, сульфовисмутиде свинца, самородном висмуте и др. Содержание висмута в пирите составляет 0,001–0,04%, редко достигает 0,09% (вероятно, в виде микровключений), в пирротине – до 0,025%. Повышенные содержания висмута установлены, по единичным анализам, в породообразующих минералах из рудных парагенезисов: в актинолите – до 0,01%, флогопите – 0,0004 и 0,0021%, что, по-видимому, также связано с мельчайшими включениями минералов висмута.

Встречаются минералы висмута эпизодически как в прожилково-вкрапленных скарноидных рудах, особенно в разностях с повышенным содержанием сульфидов, так и в прожилковых шеелит-алюмосиликатных рудах. Широко распространенный в кварцевых прожилках пирит в участках развития минералов висмута практически отсутствует. Реже минералы висмута (преимущественно самородный висмут, образующий гнезда, до 1 см в диаметре) встречаются в участках интенсивной эпидотизации и окварцевания пироксен-гранатовых скарноидов.

Диагностика, изучение физических, оптических и рентгенометрических характеристик минералов висмута и определение их состава проведены минераграфическими, ретгеновским и химическим (включая микрозонд) методами. В рудных парагенезисах установлены самородный висмут, сульфовисмутид свинца, висмутин, а также сульфотеллурид висмута, который по своему составу близок грюнлингиту и жозеиту-А.

Таблица 1 Межплоскостные расстояния висмутина

Исследо образец	ванный 1	анный Стандарт, ASTM [5]			Исследованный образец ¹		Стандарт, ASTM [5]		
1	d/n	1	d/n	hki	1	d/n	1	d/n	hkl
5	3,92	40	3,967	220	1	1,774	8	1,780	222
10	3,51	100	3,569	130	7	1,732	14	1,732	312
10	3,128	80	3,118	230,211	3	1,559	12	1,562	242
8	2,82	14	2,824	040	2	1,539	4	1,537	631
2	2,70	30	2,717	301	6	1,482	12	1,4828	171
1	2,62	18	2,641	311	6	1,448	6	1,445	271
6	2,48	12	2,499	420	1	1,377.	6	1.3682	062
4	2,35	20	2,305	041	3	1,353	12	1.3534	820.561
3	2,23	12	2,241	430	6	1,3075	6	1,3062	811
1	2,063	10	2,075	520	2	1,285	4	1.2828	213
2-3	1,985	16	1,985	440	6	1,142			
7	1,937	16	1,937	151	5	1.060			
6-5	1,843	16	1,853	251	5	1,0375			

¹ Аналитик Н.И.Чернова. Условия анализа: камера диаметром 57,3 мм, излучение железное, нефильтрованное.

Таблица 2

a#

Межплоскостные расстояния сульфовисмутида свинца

Исследо образец	ванный	Образен ван (Шв	циз месторожд зеция) ²	ения Корух-	Иссла образ	едованный вец ¹	Обра: Кору	кдения 2	
/	d/n	1	d/n	hkl	1	d/n	1	d/n	hkl
1	3,92				10	1,949	3	212	1,905
1	3,74				5	1,864	6	531,460	1,882
2	3,60	4	040	3,67	5	1,783	7	232 042	1.772
1	3,51						3	640	1,729
10	3,41	10	140,320	3,47			3	242 461 470	1,699
1	3,31						3	740 442	1,510
2	3,26	3	211	3,25				721 651	
4	3,10	7	330, 131	3,03			6	291	1,451
6	2,975							571.0.10.0	
2	2,805	4	311	2,79	5	1,329	6	801 811	1.378
2	2,740	3	420,340	2,66	2	1,318		001,011	
6	2,703				2	1,283			
3	2,625				7	1,245			
1	2,489	7	241	2,47	4	1,207			
4	2,382	6	401	2,38	1	1,182			
2	2,266	3	260	2,26	7	1,164			
3-4	2,226				7	1,142			
3	2,186	3	251	2,19	1	1,118			
7	2,05	7	360	2,06	8	1,098			
1	2,004	3	511	2,02	4	1,087			
1	1,992	7	441, 112,	1,975	3	1,078			
			261, 321		10	1,057			
					8	1,038			

1 Аналитик Н.И. Чернова. Условия анализа: камера диаметром 57,3 мм, излучение железное нефильтрованное. ² Верри [4]

Таблица З

Состав (в мас. %) минералов висмута Баянского месторождения

Элемент	Самород-		Висмутин		Сульфо	Сульфовисмутид свинца			
	висмут	обр. 1	обр. 2	теорет. состав	обр. 1	обр. 2	теорет. состав		
Bi Pb Cu	99,6	81,0 0,4	80,0 1,2	81,22	55,7 27,0	56,0 26,7	55,49 27,51		
S		18,2	18,2	18,78	16,7	16,9	17,0		
Сумма	99,6	99,4	99,4	100,0	99,4	99,6	100,0		

П р и м е ч а н и е. Условия анализа: микроанализатор САМЕВАХ, напряжение 20 кВ, сила тока электронного зонда ~20 нА. Аналитические линии: $Pb_{M\alpha}$, $Bi_{M\beta}$, TeL_{α} , $Cu_{K\alpha}$, SK_{α} . Эталоны: природный галенит известного состава на Pb и S, соединение InTe стехиометрического состава на Te, чистые Cu, Bi. Расчет содержаний элементов проведен методом гипотетического состава с вычислением поправок ZAF — корректировка на ЭВМ.

Самородный висмут встречается обычно в скарноидных рудах и образует мелкие зерна (тысячные доли миллиметра до сотых) неправильной формы, иногда агрегатного строения. В аншлифах наблюдалось тесное срастание самородного висмута с пирротином и галенитом. Нередко его пластинчатые зерна заключены в пирротине. В кварцевых прожилках самородный висмут образует неправильные зерна размером до десятых долей, реже до первых миллиметров, располагающиеся в промежутках между зернами кварца.

Висмутин встречается в рудах как в виде самостоятельных выделений, так и псевдоморфно замещает самородный висмут. В этом случае висмутин развивается либо по краям его зерен, либо в виде тончайших прожилков рассекает их. Нередко висмутин образует по самородному висмуту полные псевдоморфозы. При этом в псевдоморфозах сохраняются мелкие включения пирита и халькопирита. Отмечаются также случаи заполнения висмутином микротрещинок в кристаллах пирита. Размеры выделений висмутина – сотые-десятые доли миллиметра, в гнездовых обособлениях отмечаются агрегаты зерен до нескольких миллиметров, иногда до 1–1,5 см в диаметре. В скрещенных николях хорошо проявляется пластинчатое двойникование. Набор межплоскостных расстояний висмутина в табл. 1 сравнивается со стандартом, отмечается хорошее совпадение линий.

Сульфовисмутид свинца встречен в виде гнезд в прожилковых зонках кварц-флогопит-эпидотового состава среди скарноидов. Он образует агрегаты тонкопризматических зерен в прорастании с кварцем, эпидотом, флогопитом и пиритом. Минерал был первоначально диагностирован рентгенометрически (табл. 2) и затем проанализирован (табл. 3). Пересчет анализа на формулу галенобисмутита PbBi₂S₄ приводит к (Pb_{0,7}Zn_{0,03}Cu_{0,02})_{0,75}Bi_{2,24}S₄. Если же исходить при расчете из теоретического состава галенобисмутита [4], то, кроме последнего, рассчитанного по свинцу, остаток Ві и S пересчитывается на висмутин при количественном соотношении сульфовисмутида и висмутина как 7 : 3. Очевидно, сульфовисмутид находится в микропрорастании с висмутином, что вообще очень характерно для этих минералов. Изучение на микроанализаторе подтвердило этот вывод.

Сульфотеллурид висмута, по составу близкий к грюнлингиту и жозеиту-А, встречен в виде удлиненных зерен размером 10–20 мкм (рис. 1), находящихся внутри висмутина и галенобисмутита. По краям зерен отмечаются характерные для сульфотеллуридов висмута отгибающиеся пластины. Сульфотеллурид светлый, с кремовым оттенком, двуотражающий, анизотропия четкая, очень мягкий. Его поверхность испещрена многочисленными черными точками, избавиться от которых не удается, поэтому измеренное отражение ниже истинного.

Изученный сульфотеллурид висмута по составу близок к грюнлингиту [6–8], а также к жозеиту-А [9] (табл. 4). Более поздние исследования не подтвердили существования грюнлингита как самостоятельного минерала [3], однако отсутствие эталонной дебаеграммы не позволяет полностью отрицать возможность существования этого



Рис. 1. Выделение сульфотеллурида висмута в висмутине (оконтурено). Виден квадратный след воздействия микрозонда. Увел. 250, отраженный свет с одним николем

Таблица 4

10

Состав сульфотеллуридов (в мас. %)

Элемент	Исследован- ный сульфо- теллурид ¹	Грюнлингит²							
Bi	78	78,82	79,31	78,82	78,22	78,22			
Te Se	12,2	12,66	12,82	13,09 0.58	12,45 1,17	12,84 1,12			
S	7,8	9,40	9,31	9,11	8,24	8,24			
Сумма	99,8	100,88	101,44	100,60	100,08	100,42			
	~								

Микрозондовый анализ, условия те же, что в табл. З.

² Химический анализ [7, 8].

Таблица 5

Спектры отражения минералов висмута

Длина волны, нм	Самородный висмут		Висмутин		Сульфотеллурид, по составу близкий грюнлингиту	
	R ₂	<i>R</i> ₁	R ₂	R ₁	R ₂	R ₁
440	י 77,0	51,96	44,2	39,6	. 46,3	43,0
460	78,8	53,2	44,6	41,96	46,3	42,9
480	81,4	55,4	46,0	41,9	46,3	43,2
500	82,4	55,4	46,5	41,9	46,5	43,7
520	84,0	56,2	47,3	42,4	46,8	44,2
540	86,9	57,8	47,6	42,5	46,7	44,4
560	88,7	59,1	47,7	42,5	46,6	44,4
580	90,1	60,2	47,8	42,1	46,5	44,3
600	91,4	61,2	47,65	42,4	46,5	44,6
620	91,9	61,85	47,2	42.1	46,7	44.9
640	92,8	62,6	47,1	42,1	47.0	45.2
660	93,2	62,9	46,9	42,0	47,2	45,4
680	93,4	63,4	46,65	41,9	47,5	45,5
700	93,6	63,6	46,4	41,6	47,7	45,5

минерала. Очень мелкие размеры выделений сульфотеллурида не позволили провести структурные исследования, чему также сильно мешает его тесное срастание с висмутином и сульфовисмутидом свинца.

Составы изученных самородного висмута, висмутина и сульфовисмутида свинца приведены в табл. 3, а сульфотеллурида — в табл. 4. Растровые изображения участка аншлифа в обратнорассеянных и поглощенных электронах и в характеристическом рентгеновском излучении главных элементов приведены на рис. 2.

Спектры отражения минералов висмута были сняты на универсальном микроскопеспектрофотометре МСФ-10 по кремниевому эталону на участках 5—15 мкм с точностью 1,5% относительных. Полученные данные приведены в табл. 5. Спектры отражения самородного висмута имеют аномальный характер, свойственный самородным элементам, интенсивность возрастает в длинноволновой области. Однако интенсивность отражения изученного образца значительно выше, чем обычно у этого минерала. Проверка на микроанализаторе не показала присутствия примесей, образец соответствует эталонному чистому висмуту. Спектры отражения висмутина по характеру дисперсии и интенсивности отражения близки к эталонным. Спектры отражения сульфотеллурида отличаются от спектров отражения жозеита-А, что позволяет предположить отличие его от жозеита-А и возможное существование аналога грюнлингита. Спектры отражения ния грюнлингита не опубликованы.

Микротвердость висмутина (микротвердометр ПМТ-3 тарирован по каменной соли,



Рис. 2. Растровые изображения участка аншлифа в обратно рассеянных электронах (а), в поглощенных электронах (б); в рентгеновском характеристическом излучении висмута (а); теллура (г), свинца (д), серы (е)

нагрузка 50 г, экспозиция 15 с) изменяется от 76 до 91 кгс/мм², проявляется четкая анизотропия твердости 11 рода, отпечатки ромбовидные, коэффициент анизотропии 1,6; относительная твердость 3,0—3,5. Микротвердость самородного висмута в тех же условиях, но при нагрузке 20 г составляет 15–19 кгс/мм², относительная твердость 1,7–1,9.

Подводя итоги характеристике минералов висмута, остановимся на важнейших генетических особенностях минералообразования.

Ассоциация минералов висмута в шеелитовых рудах стратиформного Баянского месторождения аналогична оруденению в месторождениях скарноидного типа. Веду-

щее положение среди них занимают сульфиды — висмутин и сульфовисмутид свинца, а также самородный висмут, в незначительных количествах присутствует редкий сульфотеллурид висмута.

Условия формирования минералов висмута в вольфрамовых рудах Баянского месторождения также близки скарновым месторождениям. Образование минералов висмута происходило одновременно с вольфрамовой и сульфидной минерализацией как на ранней рудной стадии (апоскарнового преобразования), так и особенно интенсивно в позднюю рудную стадию при формировании кварц-эпидот-флогопитовых метасоматитов и кварцевых прожилков, характерных для богатых шеелит-сульфидных руд. Последней ассоциации присуще максимальное разнообразие минералов висмута и широкий диапазон парагенезиса минералов, включающий сульфиды (пирит, пирротин, халькопирит, сфалерит, галенит) и минералы, обогащенные летучими компонентами (флюорит, апатит, флогопит).

В пространственном размещении этой поздней ассоциации важное значение имеет структурный контроль системой поперечных трещин, приведший к частичному распространению шеелит-сульфидной минерализации за контуры скарново-рудных тел.

ЛИТЕРАТУРА

- Вольфрамовые месторождения, критерии их поисков и оценки. М.: Недра, 1980. 255 с.
 Гетманская Т.И., Рябева Е.Г., Зенкина Н.И.
- Гетманская Т.И., Рябева Е.Г., Зенкина Н.И. О новой находке беегерита и гунгаррита в СССР. – Докл. АН СССР, 1984, т. 277, № 4, с. 951–955.
- Завьялов Е.Н., Бегизов В.Д. О новом висмутовом минерале ингодите Be₂TeS. — Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1981, вып. 5, с. 594— 600.
- Минералы. М.: Наука, 1960. Т. 1.
- 5. ASTM. Philadelphia, 1955.

- Berry L.G. Studies of mineral sulphosalts. 4. Galenobismutite and "lillianite". – Amer. Miner., 1940, vol. 25, p. 726–754.
- 7. Koch S. Bismuth minerals in the Carpatian basin. Acta miner., 1948, vol. 2, p. 1–23.
- Muttman W., Schröder E. Über die Zusammensetzung liniger Tellur mineralien. – Ztschr. Kristallogr., 1898, N 29, S. 140–145.
- Peacock M.A. On joseite, grünlingite and 'oruetite. - Univ. Toronto Stud., 1941, N 46, p. 83-105.

УДК 549.6 (571.51)

1.5

П.В. ОСИПОВ, В.В. ВРУБЛЕВСКИЙ, В.Н. СТОЛПОВСКАЯ, Н.А. МАКАРЕНКО, И.И. БЫКОВА

НОВАЯ НАХОДКА СЕБОЛЛИТА В КУЗНЕЦКОМ АЛАТАУ

Минералы себоллит (цеболлит) и юанит принято считать продуктами изменения мелилита, и, несмотря на значительное распространение мелилитсодержащих пород во всем мире, они остаются довольно редкими и недостаточно полно изученными. Поэтому каждая новая находка представляет значительный интерес в познании конституции этих минералов и условий их образования.

Среди названных минералов первым был открыт и изучен Е. Ларсеном себоллит в мелилитсодержащих породах штата Колорадо (США). Спустя два десятилетия Е. Ларсеном и Е. Горансоном там же был обнаружен и описан юанит. В СССР эти минералы изучены в мелилитовых метасоматитах щелочно-ультраосновных массивов Кольского полуострова и Маймеча-Котуйской провинции, где они являются относительно распространенными [3, 4, 9]. Сравнительно недавно юанит и себоллит были найдены и изучены в контактово-метасоматических породах щелочно-габброидных массивов Саяно-Байкальской складчатой области [2]. К сожалению, авторы ограничились лишь краткой характеристикой общих свойств минералов и результатами измерений показателей преломления. Необычные парагенезисы себоллита рассматривает в своей работе F.J. Kruger [10]. В районе Летсенг-Ла-Терай (Лесото) этот минерал совместно с натролитом замещает плагиоклаз кристаллических ксенолитов в кимберлитах, а на месторождении Де-Бирс является первичным минералом кимберлитов и встречается на участках, обогащенных флогопитом.



Рис. 1. Псевдоморфоза волокнистого себоллита по монтичеллиту. Николи II, увел. 35 С – себоллит; Ф – форстерит; М – монтичеллит; Ш – шпинель

В Кузнецком Алатау себоллит и юанит впервые описаны В.Г. Родыгиной [5–7] в скарнах Кия-Шалтырского габбро-уртитового массива, где они ассоциируют с мелилитом, везувианом, волластонитом, кальцитом, диопсидом, в меньшей степени — с форстеритом, шпинелью и гранатом.

Новое проявление себоллита выявлено нами при изучении пород экзоконтактового ореола Кургусульского щелочно-габброидного массива. Штокообразное тело массива прорывает доломитизированные известняки и осадочно-терригенные образования усинской свиты нижнего кембрия и имеет относительно несложное геологическое строение. Интрузив слагают ювиты, и лишь в его северо-западной части развиты щелочные габброиды — тералиты. Вмещающие породы в контакте с интрузивом ороговикованы и скарнированы. Мощность ореола измененных пород составляет не более 100 м.

Себоллитсодержащие скарны развиты на участках контакта тералитов с известняками, где они образуют зону мощностью в первые десятки метров. Минералогический состав скарнов характеризуется относительным постоянством. Главными минералами являются форстерит ($Ng = 1, 684, Np = 1,650, 2 V = +88^{\circ}$), монтичеллит ($Ng = 1,665, Np = 1,652, Ng - Np = 0,013, 2 V = -75^{\circ}$), зеленая шпинель, себоллит, кальцит, флогопит, титансодержащий авгит и антохроит (?). Вторичные изменения характерны для форстерита. По нему развивается серпентин, карбонат и магнетит в виде микрозернистых агрегатов. Иногда количество магнетита настолько велико, что реликты форстерита просматриваются с трудом.

Себоллит в скарнах — основной породообразующий минерал, его содержание составляет до 50% объема породы. С.М. Прохорова с соавт. [4], изучая себоллит и юанит из Таблица 1

Химический состав (в мас. %) себоллитов различных массивов

Окислы	1	2	3	4	5
SiO	40.85	42.34	42 32	41.27	41.53
TiO	Her	0.11	0.07	_	Нет
	6,53	8.15 6,19	6,97 3,31	5,59 2,83	4,41 1,76
FeO	3,77	0,18	1,01	0,85	0,89
MnO	Нет	0,05	0,18	0,04	Сл.
MgO	8,59	7,00	6,13	9,22	10,31
CaO	34,06	33,00	29,97	33,42	35,35
Na ₂ O	Нет	_	3,44	2,48	2,80
K, O	Нет	_	2,24	0,31	0,04
н, о+)		0,30	3,34	3,47	
2	3.50	3,00			3,15
H.O-)			0,53	Не опр.	0,33
P ₂ O ₂	Нет	0,05			•
CO ₂	1,50		1,31	1,16	Не опр.
Сумма	98,80	100,37	100,82	100,64	100,57

Примечание. Анализы: 1 — Кургусульский массив; 2 — Кия-Шалтырский массив; 3 — массив Одихинча; 4 — Гулинский массив; 5 — Ковдорский массив.

Маймеча-Котуйской провинции, пришли к выводу, что эти минералы развиваются по мелилиту, при его гидролизе, с образованием сначала юанита, а по юаниту — себоллита. Этот процесс при благоприятных термодинамических условиях может сопровождаться замещением себоллита юанитом, а последний может вытесняться везувианом. В скарнах Кургусульского массива нами не встречены ни мелилит, ни везувиан, но изучавший метасоматиты массива А.В. Бозин [1] указывал на присутствие в них мелилита.

В изученных образцах скарнов установлено, что себоллит тесно ассоциирует с монтичеллитом, форстеритом и шпинелью, образуя псевдоморфозы по монтичеллиту (рис. 1). В шлифах удается наблюдать, как по трещинам в зернах монтичеллита, замещая его, развивается себоллит. Минерал образует волокнистые, веерообразные, сноповидные и перистые агрегаты с волнистым погасанием; толщина отдельных волокон изменяется от сотых до десятых долей миллиметра, а по удлинению они не превышают 1 мм. Окрашен в серовато-белый или слабо-зеленоватый цвет. Под микроскопом его окраска бледно-бурая или бурая, реже серая.

Редкость минерала, несовершенство кристаллической структуры и т.д. послужили основанием для его более углубленного изучения с использованием точных методов анализа: микрозондового, ИК-спектроскопии, рентгенографического и термического, которые позволили выявить особенности внутреннего строения изучаемого себоллита и сравнить с данными исследований эталонного образца. Рассмотрим полученные результаты по каждому виду анализа отдельно.

Оптические константы себоллита характеризуются следующими значениями: Ng = 1,675-1,683, Np = 1,668-1,679, $2V = +56^{\circ}$. Из сравнения этих величин с опубликованными в питературе [3-5] видно, что для себоллита массивов Ковдорского, Одихинча и Гулинского характерны значительно более низкие показатели преломления (Ng = 1,630-1,635, Np = 1,597-1,602). Для Кия-Шалтырского массива отмечен широкий диапазон вариаций показателя преломления себоллита (Ng = 1,638-1,689, Np = 1,610-1,674, Ng-Np = 0,015-0,035). Это, по мнению В.Г. Родыгиной [6], объясняется наличием нескольких разновидностей себоллита и юанита, возникающих при гидролизе и иных вторичных процессах замещения мелилита. Конечным результатом такого изменения явилось образование по низкопреломляющему себоллиту коричнево-бурого высокопреломляющего.

Выше отмечалось, что себоллит из метасоматитов Кургусуля находится в очень тесном срастании с форстеритом и шпинелью, что затрудняет отбор мономинеральной фракции для исследования его химического состава, поэтому изучение минерала прово-

95



Рис. 2. Инфракрасный спектр себоллита в области 400-1700 см-1

Рис. 3. Инфракрасный спектр себоллита в области 3100-3700 см-1

Запись на приборе SP 3-300 с растяжением по оси ординат в 4 раза. Сплошная линия – исходный образец, пунктирная – прогретый при 400°С в течение 2 ч

дилось микрорентгеноспектральным анализом на установке ЈХА-5А при напряжении 15 кВ (аналитик О.Н. Майорова, ИГиГ СО АН СССР), где в качестве эталонов использовались природные гранаты (0-145, УД-92, Mn - гр., ИГЕМ), диопсид, альбит, ортоклаз (ОР 359-1). Химические составы эталонных минералов (содержания окислов в мас. %) вычислялись на ЭВМ методом последовательных приближений. Основываясь на полученных результатах изучения эталонов, был рассчитан и сопоставлен химический состав исследуемого себоллита с опубликованными в литературе [4, 7] силикатными анализами этого минерала (табл. 1). Из таблицы видно, что себоллит Кургусульского массива обнаруживает большое сходство с таковыми из других щелочных провинций, особенно с Кия-Шалтырского (ан. 2) и Гулинского (ан. 4) массивов. Рассматривая химический состав минерала, в первую очередь следует отметитьего сходство с себоллитом Кия-Шалтырского массива. Оно выражается в отсутствии щелочей в составе сравниваемых минералов, почти одинаковом содержании воды, окиси кальция и других компонентов. Основываясь на результатах микрозондового анализа минерала, был проведен пересчет на формульные коэффициенты (на 7 атомов кислорода). Полученная кристаллохимическая формула может быть представлена в следующем виде: Ca_{1,97} (Mg_{0,62} Fe_{0,14}Al_{0,34})_{1,10} [(Si_{1,97}Al_{0,03})_{2,00}OH_{0,20}O_{6,80}]. п Н₂О. Приведенная формула вполне сопоставима с таковой для себоллита Кия-Шалтырского массива.

Инфракрасный спектр себоллита изучен недостаточно. Имеющиеся ИК-спектры двух образцов массива Одихинча Маймеча-Котуйской провинции [8] далеко не полно характеризуют исследуемый минерал. Они охватывают в основном лишь область валентных колебаний связей. Причиной этого является недостаточное совершенство используемых приборов и методики приготовления образцов. В работе В.Г. Родыгиной [6] даны максимумы полос поглощения в той же области частот для себоллита Кия-Шалтырского массива без самих спектров. Анализируя положение полос поглощения различных образцов себоллитов упомянутых авторов [6, 8], следует отметить, что они имеют расхождения, иногда значительные (табл. 2).

Инфракрасный спектр исследуемого себоллита записан на приборе Spekord 75 IR в области частот от 400 до 4000 см⁻¹ с использованием разного масштаба по оси абсцисс для более полного выявления всех деталей спектра и точного определения частот полос поглощения. Для записи слабых полос водородсодержащих групп дополнительно использован инфракрасный спектрофотометр SP3-300 (Pye Unicam), позволяющий осуществить запись с растажением по оси ординат. Образцы готовились методом прессования вещества в сухом бромистом калии.

Спектр исследуемого минерала представлен тремя группами полос в областях 400– 700, 800–1100 и 3000- 3800 см⁻¹, из которых первые две обусловлены в основном полосами поглощения крамнекислородных анионов (рис. 2), третья – валентных коле-

Таблица 2

Частоты полос поглощения в спектрах себоллитов (в см-1) различных массивов

Кургусульск	кий	Одихи	нча [8]		Кия-Шалтырски	ă [7]
обр. 722-	2	обр. 97а	обр. 99б	обр. 1	обр. 2	обр. З
415 c						
470 оч. с.						
517 c.						
550 пл.						
595 cp.				1		
637 cp.					_	634
656 сл.						
670 сл.		682	676			
800 пл		_	800			
830 пл		844	_			
860 c		-	858	852		852
876			000	_	874	-
920 of C		906	909	909	921	<u>a</u>
936 ov c		937	930	505	021	
962 ou c		501	300	-	967	
020 80		071	976	071		976
1018 on c		1010	1000	1018		1018
1075 c		10/2	1031	1010	1070	1010
1115 00		1042	1031		1075	-
1167 cp. m						
1107 61. 10		1667	1653	1634	1618	1634
-		1007	1055	1004	1010	1004
3200 пл.		0007	0000	0000	0000	
3420 оч. ш	ир.	3337	3333	3390	3390	-
3545 пл.						
3578 пл.						
3592 ост.						
3610 пл.						
3637 ост.						
3680						

Примечание. оч. с. – очень сильная; с. – сильная; ср. – средняя; сл. – слабая; пл. – плечо; ост. - острая; шир. - широкая.

баний водородсодержащих групп (рис. 3). Каждая группа состоит из большого числа перекрывающихся полос, значительная часть которых проявляется в виде плеч и перегибов. Полученные частоты колебаний сведены в табл. 2.

Рассмотрим результаты проведенных исследований. В связи с тем что структура минерала не решена и кристаллохимическая формула не установлена, не представляется возможным провести надежную интерпретацию его инфракрасного спектра. Трудность интерпретации обусловлена еще и сложностью состава в катионной подрешетке минерала, что не могло не отразиться в спектре, особенно в области 400-700 см⁻¹, где проявляются частоты колебаний связей металл-кислород. Тем не менее сравнение спектра себоллита со спектрами силикатов, имеющих в своем составе те же катионы (Ca, Mg, Fe, Al, Na) и содержащих изолированные тетраэдры SiO₄ либо сложные кремнекислородные анионы, дает основание предположить, что себоллит относится к соединениям с конденсированными SiO₄-тетраэдрами. Об этом свидетельствуют усложненная структура полосы валентных колебаний связей Si-O и наличие двух слабых полос при 656 и 670 см⁻¹ в области, где проявляются колебания мостиковых связей Si-O-Si и которая свободна от полос поглощения в ортосиликатах. Частоты этих полос относительно низки, поэтому степень конденсации тетраэдров, по-видимому, невысока.

Поглощение в области ОН-валентных колебаний представлено серией полос слабой или средней интенсивности и разной полуширины — от узких, острых (дублет 3592 и 3637 см⁻¹) до очень широких (основная с максимумом 3420 см⁻¹). Видимого поглощения в области деформационных колебаний молекул H₂O нет. Слабая полоса при 7. Зак. 493 97

Таблица З

Межплоскостные расстояния себоллита (в А)

	1		2	1		2	
d	1/1,0	d	1/1,0	d	1/1,0	d	1/1,0
7,24	20	7,27	20	2,222	10	2.27	30
3,86	10	3,87	20	2,10	10	-,-	
3,64	10	3,64	10	2,145	15	2.14	20
3,52	20	3,47	20	2,135	10	2,12	20
3,36	20			2,083	10	2,08	20
3,27	15	8,28	30	2,017	10	2,00	20
3,24	20	3,24	30	1,951	10		
3,08	15			1,907	10		
3,05	30	3,05	30	1,838	10		
2,99	90-100	3,01	50	1,819	10		
2,96	50	2,93	10	1,788	10	1,76	30
2,90	20	2,90	40	1,744	10	1.74	30
2,88	20	2,88	90	1,721	10	1,70	30
2,78	100-90	2,73	100	1,677	15	1.66	30
2,70	25			1,638	30		
2,62	70			1,627	20	1.62	60
2,57	10	2,59	70	1,611	10		
2,52	15	2,51	10	1,567	15	1,55	20
2,48	40	2,45	40	1,534	10	and the second second	
(2,395	10			1,528	10		
2,382	15			1,508	10		
2,363	15			1,426	10		
2,314	10	2,31	20				

Примечание. 1 — себоллит Кургусульского массива; 2 — эталониз ICPDS, 16-695. В исследуемом минерале наблюдается еще целый ряд слабых диффузных рефлексов, которые здесь не приводятся. Условия съемки: дифрактометр ДРОН-3, СиК_о → излучение, графитовый монохроматор, *U* = 30 kV, *I* = 26 mA.

~ 1640 см⁻¹, заметная только при съемке с растяжением по оси ординат, исчезает при прогревании образца прямо в прессовке при 200° С в течение 2–3 ч. При этом в области валентных ОН-колебаний спектральная картина полностью сохраняется даже после прогревания при 400° С, лишь при ~ 3400 см⁻¹ интенсивность поглощения несколько уменьшается (см. рис. 3). Следовательно, водородсодержащие группировки в себолите представлены в подавляющем большинстве гидроксильными группами нескольких сортов – от почти свободных до связанных водородными связями различной величины.

Отметим, что в области валентных колебаний связей Si—O формы полос поглощения в спектрах исследуемого себоллита и опубликованных ранее [8] имеются общие черты. В области же колебаний OH спектры их совершенно различны. В спектре исследуемого минерала отсутствуют интенсивные полосы поглощения с максимумами в интервалах частот 3300—3400 и 1620—1670 см⁻¹, являющиеся единственными в спектрах приводимых ранее себоллитов.

Для более полного и всестороннего изучения свойств минерала были привлечены рентгенографический и термический методы исследований. Результаты рентгенографического изучения себоллита сведены в табл. З. Там же приведены данные из международной картотеки ICPDS, 16-695 для образца этого минерала из музея в Осло. По-видимому, структура минерала не отличается высоким совершенством, так как рефлексы на рентгенограмме размыты и имеют заниженные интенсивности, что не позволяет точно измерить межплоскостные расстояния. Вероятно, в этом заключается одна из причин расхождения рентгенографических данных исследуемого себоллита и эталонного. Перераспределение интенсивностей между рефлексами, скорее всего, связано с непостоянством состава минерала. Следует также подчеркнуть, что наблюдаемые расхождения рентгенограмм характерны для всех ранее изученных себоллитов [4, 5, 10] и, по-видимому, отражают природу этого минерала.

Термическое изучение себоллита производилось на дериватографе "Derivatograph"

1050—1500 (аналитик Т.П. Морозова, Томский университет), скорость нагрева составляла 10°/мин. На полученной термограмме отчетливо выражены два эндотермических эффекта. Первый, более слабый, осложненный незначительным экзотермическим пиком, фиксируется в области температур 155–390° С, второй, более четко выраженный, характеризуется глубокой впадиной в интервале температур 700–800° С. Согласно современным представлениям [4, 6], при нагревании до 400° С минералы себоллит и юанит постепенно теряют воду, что подтверждается и в нашем случае поведением кривой потери веса. При дальнейшем нагревании в интервале температур 700–1000° С, по-видимому, происходит фазовый переход себоллита в монтичеллит, соответствующий 750° С. При сравнении полученных результатов термического изучения себоллита, образовавшегося по монтичеллиту, с себоллитом, развитым по мелилиту, значительных расхождений не выявлено. Так, фазовый переход себоллита в мелилит для Кия-Шалтырского массива происходит при температуре около 800° С [7], для Гулинского он соответствует температуре 750° С [4].

Изложенные результаты проведенных исследований минерала позволяют сделать следующие основные выводы.

1. Себоллитсодержащие скарны образовались в результате внедрения пород щелочно-габброидного состава, а не щелочно-ультраосновного, как это имеет место в Маймеча-Котуйской провинции и на Кольском полуострове.

2. Изученные магнезиальные скарны принадлежат к форстерит-монтичеллит-шпинелевой парагенетической ассоциации.

3. Себоллит образовался в результате замещения монтичеллита.

4. Анализ ИК-спектра позволил сделать заключение о наличии в структуре себоллита конденсированных SiO₄-тетраэдров. Водородсодержащие группировки входят в виде ионов ОН нескольких типов.

5. Рентгенографические данные минерала несколько отличаются от эталонных, что связано, по-видимому, с непостоянством состава себоллита.

6. Минерал диагностирован как себоллит на основании его комплексного изучения с применением современных методов лабораторных исследований, результаты которых позволяют утверждать, что химический состав и его структурные особенности близки к эталонным.

ЛИТЕРАТУРА

- Бозин А.В. О новых находках мелилитовых и монтичеллитовых пород в щелочных массивах Кузнецкого Алтау. – Докл. АН СССР, 1961, т. 139, № 3, с. 699–702.
- Конев А.А., Самойлов В.С. Контактовый метаморфизм и метасоматоз в ореоле Тажеранской щелочной интрузии. Новосибирск: Наука, 1974. 246 с.
- Кухаренко А.А., Орлова М.П., Булах А.Г. и др. Каледонский комплекс ультраосновных, щелочных пород и карбонатитов Кольского полуострова и Северной Карелии. М.: Недра, 1965. 430 с.
- Прохорова С.М., Евзикова Н.З., Михайлова А.Ф. Флогопитоносность Маймеча-Котуйской провинции ультраосновных щелочных пород. В кн.: Тр. НИИ геологии Арктики. М.: Недра, 1866, вып. 140, с. 112–129.
 Родыгина В.Г. Первая находка юанита и це-
- Родыгина В.Г. Первая находка юанита и цеболлита в Кузнецком Алатау. — Геология и геофизика, 1971, № 12, с. 62—70.
- 6. Родыгина В.Г. Мелилит- и цеболлитсодержа-

щие скарны Кия-Шалтырского габбро-уртитового массива (Кузнецкий Алатау). — В кн.: Вопросы минералогии и петрографии Западной Сибири. Томск: Изд-во Том. ун-та, 1972, с. 174—182.

- Родыгина В.Г. Минералогия Кия-Шалтырского массива (Кузнецкий Алтау). Томск: Изд-во Том. ун-та, 1980. 158 с.
- Рубинович Р.С., Евзикова Н.З. Применение инфракрасной спектроскопии к изучению цеболлита. — В кн.: Уч. зап. Ин-та геологии Арктики. Сер. "Региональная геология". Л., 1964, вып. 3, с. 210—225.
- Эпштейн Е.М., Аникеева Л.И., Михайлоеа А.Ф. Метасоматические породы и флогопитоносность Гулинской интрузии – В кн.: Тр. НИИ геологии Арктики. М.: Недра, 1961. Т. 122. 163 с.
- 10.Kruger F.J. The occurence of cebollite in kimberlite and included zeolitized crustal xenoliths. – Miner. Mag., 1980, vol. 43, N 329, p. 583–586.

УДК 549.623.7

В.Г. ФЕКЛИЧЕВ, Т.Н. ИВАНОВА, Г.И. БОЧАРОВА, М.Д. ЖЕЛЯЗКОВА-ПОНАЙОТОВА, Г.Ф. ПЛАХОВ, С.А. ГОРБАЧЕВА

ИССЛЕДОВАНИЕ СОСТАВА И СВОЙСТВ ХРОМСОДЕРЖАЩИХ ХЛОРИТОВ - КОЧУБЕИТА И КЕММЕРЕРИТА

ВВЕДЕНИЕ

Исследование каждого минерала с противоречивыми данными требует особого внимания. Но это совершенно необходимо для пополнения системы минералов. Ниже даются результаты такого комплексного исследования хромсодержащих хлоритов.

Хромсодержащие хлориты впервые были открыты в России. В 1836 г. Ф.И. Герман послал для исследования образец такого хлорита из месторождения Бисерское (Урал), и вскоре его описание появилось в Горном журнале [15] под названием "кеммерерит" (в честь русского горного инженера Кеммерера). В том же году было введено еще одно название для хромсодержащих хлоритов - "родохром", для образца с Урала [42]. Найденный Н.П. Барбот де Марни образец также на Урале, в Каркодинском руднике около Уфалея, был исследован Н.И. Кокшаровым [11] и описан под названием "кочубеит" (в честь П.А. Кочубея). Все три введенных названия использовались неоднократно в последующем при описании хромсодержащих хлоритов. Наряду с этим использовалось название с приставкой "хромовый" (хромсодержащий), прибавляемой к названию хлорита, например хромовый клинохлор.

Представления о том, что такое кеммерерит и кочубеит (название "родохром" с самого начала использовалось для обозначения хромсодержащих хлоритов в виде порошковатых налетов бледно-розового цвета) менялись. Были попытки дать разграничения между ними по химическому составу, оптическим свойствам, структурным, морфологическим особенностям. Некоторые из этих попыток имели основания и многократно подтверждались, другие — опровергались в дальней ших исследованиях.

В последнее время появились предложения упразднить названия "кочубеит" и "кеммерерит" как лишние на основании только того, что некоторые, позднее введенные новые представления о природе кочубеита и кеммерерита (например, в работе Д. Лафама [33]) не оправдались. С этим трудно согласиться.

Наши исследования хромсодержащих хлоритов были направлены на анализ имеющегося литературного материала о природе хромсодержащих хлоритов. Кроме того, было проведено комплексное изучение состава и свойств хлоритов с различным содержанием Cr₂C₃ (пять образцов, для четырех из которых впервые выполнены химические анализы).

ИССЛЕДОВАНИЕ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА

Химический состав хромсодержащих хлоритов невозможно рассматривать в отрыве от химизма хлоритов вообще. В одной из ранних обширных сводок по химизму хлоритов [38] хромсодержащие хлориты выделены в особую группу, и к ним применяются характерные для них названия -- "кочубеит" и "кеммерерит" ("родохром"), правда, отмечается близость по химизму кочубеита к клинохлору, а кеммерерита к пеннину. Особо выделяются также хромисто-железистые прохлориты. В сводке Ж. Орселя собрано 28 анализов хромсодержащих хлоритов, большинство из которых выполнены в середине и в конце прошлого века и не являются достаточно полными и точными. Для классификации хлоритов Ж. Орсель [38] применяет коэффициенты (характе-

ристики) состава: $s = \frac{SiO_2}{R_2O_3}$, $f = \frac{FeO}{MgO}$, $a = \frac{Fe_2O_3}{A|_2O_3}$. Для хромсодержащих хлоритов

применяется коэффициент $c = \frac{Cr_2O_3}{Al_2O_3}$. При c > 0,1 хлориты называются "хромовые",

Современная классификация хлоритов возникла благодаря послевоенным работам [39, 19, 28]. Здесь хромсодержащие хлориты не образуют самостоятельных классификационных единиц. Так, по [19], хромсодержащие (хромовые) хлориты рассматриваются как разновидности в рядах пеннина и пеннин — клинохлора, клинохлора и клинохлор-прохлорита, амезита. М. Хеем [28] построена единая двумерная (плоскостная) диаграмма для классификации хлоритов, где по координатам откладывается формульное количество Si (кремнистость) и сумма Fe³⁺, Fe³⁺ (железистость). В ней отсутствуют названия "кочубеит" и "кеммерерит" (родохром). Правда, М.Хей [28] сохранил особое название "кочубеит" за хлоритами с содержанием Cr₂O₃ более 4,0 мас.%. У.А. Дир, Р.А. Хауи, Дж. Зусман [5] склоняются к использованию названия "хромовый", добавляемому к основному названию хлорита по номенклатуре М. Хея, хотя в сводке химических анализов хлоритов в своей книге используют самостоятельное название "кеммерерит".

10

В работе Д. Лафама [33] доказывалось, что в хромсодержащих хлоритах (принимались во внимание хлориты с содержанием $Cr_2O_3 > 2,0$ мас.%) Сг замещает АІв тетраэдрической координации (такие хлориты он предложил называть кочубеитами) или Сг располагается в октаэдрической координации (такие хлориты он предложил называть кеммереритами).

Точной расшифровкой кристаллической структуры хромсодержащих хлоритов было доказано, что Cr располагается только в октаэдрической позиции при любом его содержании [40]. Эти структурные исследования сопровождаются 10 новыми микрозондовыми анализами хромсодержащих хлоритов, которые пересчитаны в этой работе на кристаллохимические формулы, с раздельным представлением тальковых и бруситовых слоев (вода в анализах не определялась и взята по разности). Сг помещался в формулах в октаэдры бруситового слоя. Все 10 исследованных в этой работе хлоритов относятся к маложелезистым клинохлорам — пеннинам (Si 2,93—2,23, Σ Fe 0,06—0,19). При расчете кристаллохимических формул мы Cr также помещали в октаэдрические позиции.

^{*} В дальнейшем будем пользоваться при классификации хромсодержащих хлоритов диаграммой М. Хея и соответствующими номенклатурными названиями (клинохлор, пеннин и т.п.), а названия "кочубеит" и "кеммерерит" применять как названия хромсодержащих разновидностей этих хлоритов, причем название "кочубеит" будем применять к разновидностям хлоритов, содержащим $\sim 1,5-4,5$ мас.% Cr_2O_3 , а название "кеммерерит" – к разновидностям хлоритов, содержащим $\geq 4,5$ мас.% Cr_2O_3 . Полное обоснование этому будет дано после наших комплексных исследований состава и свойств хромсодержащих хлоритов.

Нами из литературы собраны по возможности все химические анализы хлоритов с содержанием Cr_2O_3 более $\sim 1\%$ (максимально 13,46%). При этом пересчитывались на формулу только анализы, выполненные в ХХ в., так что многие устаревшие анализы из обзора Ж. Орселя [38] на кристаллохимическую формулу мы не пересчитывали. Анализы хромсодержащих амезитов из работ Д.П. Сердюченко [19] и И.А. Зимина [6] не учитывали, так как амезит, по новейшим данным [5], относится к группе не хлоритов, а септехлоритов, более близких по структуре к минералам группы серпентина. Всего нами было пересчитано на кристаллохимическую формулу 36 анализов хромсодержащих хлоритов, взятых из литературы. Краткие данные об образцах хромсодержащих хлоритов, представленных в табл. 1, следующие (помимо указанных в таблице) : 1 — образец из Патеви, Того [37]; 2 — из кварц-кальцитовых жил в вулканических осадочных породах, Воларна, ЧССР [31]; 3 - из серпентинита, Каукапакана, Новая Зеландия [29]; 4— из Западного Честера [33]; 5— с р. Малки, Северный Кавказ [19]; 6 — из прожилков в перидотитах и серпентинитах, Урал (Кац. 1941 г.); 7 — из Халилово, Урал (Калганов, 1942 г.); 8 — из Ньюкасла [44]; 9 — из хромитовых тел, гора Верблюжья, Урал [20]; 10 — из лерцолитов, Локача, Пьемонт, Италия [43]; 11 из серпентинизированного пироксенита, Сиерра Канелада, Галисия [27]; 12 – из Уфалея, Урал [8]; 13 — гидротермальные образования в хромитовом месторождении, Калранги, Орисса, Индия [24]; 14 — из Сискайоу, Калифорния [33]; 15 — из хромитового месторождения, Индия? [26]; 16 — из шпинель-хлоритовой породы среди рассланцованных серпентинитов, Южно-Муйский хребет, Восточная Сибирь [13]; 17 из контактной зоны хромитового тела с серпентинизированным перидотитом [14]; 18 — из Миасса, Урал [9]; 19 — из Патеви, Того [37]; 20 — на хромите со змеевиком, р. Картали, Урал [12]; 21 — из хромита в серпентинизированном дуните (?), р. Большая Лаба, Северный Кавказ [18]; 22 — из хромита в серпентините, гора Беден,

101

Таблица 1

.*

Важнейшие химические характеристики и физические свойства хромсодержащих хлоритов, взятых по литературе

Номер образ- ца	1	2	3	4	5	6	7
Название хлорита	Клинохлор	Шериданит	Клинохлор	Клинохлор	Шериданит- рипидолит	Клинохлор- шериданит	Рипидолит- корундо- филлит
Сr ₂ О ₃ , мас. % Формульное	0,85	0,90	1,10	1,14	1,25	1,25	1,42
Si	3.004	2 712	3 079	2 975	2 327	2 855	2 435
AI	1.851	2 513	1 652	1 988	2 313	2,055	2,400
Mg	4.957	4.147	2,718	4.634	1 977	4 697	0 348
ΣFe	0,125	0.392	0.424	0.272	3.044	0.221	4 553
Cr	0,063	0,068	0,084	0,086	0.112	0.095	0.142
Σ Fe, Cr, Mn, Ni	0,188	0,498	0,529	0,366	3,197	0,332	4,748
Цвет			Светло- зеленый	Бледно- зеленый	Темно- зеленый	Зеленый	Желто- зеленый
ng	1,576	1,594	1,586	1,581			
nm	1,571		1,581	1,578			
np	1,571		1,581	1,577			
n _{cp}	1,573		1,583	1,579			
$n_g - n_p$	0,005		0,005	0,004			
Знак, 2 V °	(+)		(+) 0-2	0 (+) 5-25			A.
đ	2,657	2,692	2,60				

Номер образца	8	9	10	11	12	13	14	15
Название хлорита	Шерида- нит	Клино- хлор	Клино- хлор	Шерида- нит	Клинохлор- пеннин	Пеннин	Клино- хлор	Клино- хлор
Сг ₂ О ₃ ,мас.% Формульное количество	1,53	1,67	1,70	1,88	2,49	3,29	3,40	3,60
Si Al Mg Σ Fe Cr	2,678 2,022 4,849 0,126 0,110	2,897 1,906 4,888 0,156 0 125	3,105 1,488 4,891 0,272 0,129	2,773 2,010 4,584 0,484	3,178 1,271 5,181 0,160 0,188	3,235 3,418 2,921 0,095	3,049 1,566 4,910 0,138 0,255	3,000 1,390 5,117 0,089
Σ Fe, Cr, Mn, Ni	0,236	0,125 0,281	0,417	0,633	0,188	0,254 0,351	0,255	0,261
ng n _m	1,593 1,582	1,583 1,583	1,580		1,592	Фиоле- товый 1,580	ысцвет- ный 1,583 1,580	
п _р п _{ср} п _g -п _р Знак, 2V°	1,582 1,586 0,011 (+)	1,577 1,581 0,006 (+) 0—30	1,576 1,577 0,004 (+)		1,585 1,587 0,007 (+)	1,574 1,578 0,006 (—) 0	1,579 1,581 0,004 (+) 0-30	
d								

Северный Кавказ [17]; 23 — из хромитов в дунитах [36]; 24 — из Эрриккана, Турция [33]; 25 — из серпентинита, Краубат, Альпы [30]; 26 — из Дир Крик, Вайоминг (Ross, 1921 г., [3, 44]); 27 — из хромитов, Ела Вироте, Югославия [46]; 28 — из Калифорнии [34]; 29 — из Саксонитов, Швеция [41]; 30 — прожилок вблизи линзы хромитов, массив г. Агарадаг, Тува [3]; 31 — скопления внутри хромитового тела, Наранский массив, Монголия [3]; 32 — оторочки около зерен хромшпинели в гарцбургите, Чоган-

Таблица 1 (продолжение)

Номер образца	16	17	18	19	20	21	22	23
Название хлорита	Клино- хлор	Талько- хлорит	Клинохлор- пеннин	Клино- хлор	Клино- хлор	Клино- хлор	Клино- хлор	Пеннин
Сг ₂ О ₃ , мас. % Формульное количество	3,61	3,89	3,92	4,16	4,20	4,80	6,31	6,39
Si	2,999	3,471	3,158	2.988	3.108	3.006	2 976	3 240
AI	1,443	0,206	1,433	1,689	1.422	0.943	0.914	1 361
Mg	5,091	5,616	4,976	4.887	4.993	5.317	5 303	4 765
ΣFe	0,192	0,196	0,138	0,128	0.163	0.169	0.184	0 105
Cr	0,263	0,332	0,295	0,309	0.313	0.362	0.480	0.477
Σ Fe, Cr, Mn, Ni	0,455	0,553	0,433	0,437	0,477	0,556	0,664	0,616
Цвет	Бледно- фиоле- товый		Красный		Фиолетово- красный	Малино- вый	Светло-си- реневый	•
nσ				1.584		1 581	1 584	1.1
<i>n</i>	1.585			1 579		1,001	1,004	
nn				1.579		1 578	1 582	
n _{cn}		1.0		1.581		1 580	1 583	
$n_{\sigma} - n_{n}$				0.005		0.003	0.002	
3нак, 2 V	(+)			(+) 0		(-)0-10	0,001	
						0 10		
d		2,68	2,644	2,673				

Номер образца	24	25	26	27	28	29
Название ×лорита	Клинохлор- пеннин	Клинохлор	Клинохлор	Клинохлор- пеннин	Клинохлор	Пеннин- талько-хлорит
Сr ₂ О ₃ , мас. % Формульное количество	6,47	7,49	7,88	10,19	11,39	13,46
Si	3,146	3,032	3,052	3,167	3,089	3,541
Al	0,996	1,505	1,064	0,814	0,773	1,500
Mg	5,103	4,726	5,009	5,170	5,104	3,341
ΣFe	0,146	0,164	0,157	0,077	0,100	0,524
Cr	0,499	0,574	0,592	0,772	0,876	0,093
Σ Fe, Cr, Mn, Ni	0,646	0,738	0,749	0,849	1,015	1,617
Цвет	Желтовато- розовый	Малиново- красный	Фиолетово- розовый			Фиолетово- розовый
ng	1,586-1,589		1,589-1,590			1,590
nm	1,586-1,588		1,588–1,590			
np	1,582-1,584	1,579	1,580–1,583			1,586
n _{cp}	1,586		1,587			1,587
$n_g - n_p$	0,004-0,005		0,006-0,009			0,004
Знак, 2 <i>V</i> °	() 0-10	(+) 0–31	(_) 8			(+)
d	2,645		2,718			2,709

Узунский массив, Горный Алтай [3]; 33 — каймы около хромшпинели в оливините, массив г. Зеленой, Кузнецкий Алатау [3]; 34, 35 — в карбонатных жилах среди хромититов, Сарановское месторождение, Урала [7]; 36 — в измененном хромите, Коп Даг, Турция [32].

В табл. 1 названия хлоритов даны такими, какими они оказались при использовании классификационной диаграммы М. Хея [28]. Исходя из двухслойной структуры хлорита и согласно рекомендациям И.Д. Борнеман-Старынкевич [2], пересчет осуществлял-

Номер образца	30	31	32	33	34	35	36
Название хлорита	Пеннин	Пеннин	Клинохлор	Пеннин	Корундофил- лит	Корундофия- лит	Клинохл
Сг ₂ О ₃ , мас. % Формульное количество	2,20	4,19	4,07	2,62	1,60	3,63	8,31
Si	3,322	3,156	2,980	3,216	2,445	2,382	2,953
AI	1,515	1,366	1,360	1,406	2,822	2,714	0,937
Mg	4,974	5,060	5,138	4,880	4,348	4,518	5,438
ΣFe	0,014	0,100	0,210	0,295	0,184	0,090	0,051
Cr	0,164	0,316	0,299	0,196	0,130	0,268	0,621
Σ Fe, Cr, Mn, Ni	0,186	0,416	0,522	0,498	0,314	0,358	0,672
Цвет		Po	зовый				Розовы
no		1,58	3-1,592		1,608-1,616	1,603-1,609	
nm					1,592-1,598	1,595-1,597	
nn		1,57	9-1,585		1,584-1,590	1,588-1,594	
nen		1,58	5		1,598	1,597	
$n_q - n_n$		0,00	1-0,010				
Знак, 2 V°				2	2,69-2,70	2,71-2,72	2,93
d							

pр

Таблица 1 (окончание)

ся на 10 катионов теоретической формулы хлорита

(Mg, Fe²⁺, Fe³⁺, Al, Cr)₆ (Si, Al)₄O₁₀ (OH)₈.

В табл. 1 представлены важнейшие результаты обработки 36 анализов хлоритов, взятых из литературы, которые (кроме дополнительно включенных № 30–36) расположены в порядке увеличения содержания Cr_2O_3 (в мас.%). Указаны формульные количества Si, Al, Mg, Σ (Fe²⁺, Fe³⁺), Cr, Σ (Fe, Cr, Mn, Ni) в расчете на 10 катионов.

На рис. 1 представлено распределение этих хлоритов на модифицированной диаграмме М. Хея [28] в координатах: формульное¹ количество Si-сумма формульных количеств Fe²⁺ и Fe³⁺. 34 хлорита оказались маложелезистыми (∑ Fe < 0,5) и распределились в самом низу диаграммы в ряду корундофиллит-шериданит-клинохлор-пеннин-талько-хлорит. Только 2 анализа (№5 и 7) имели значительное содержание железа, но Cr₂O₃ было менее 1,5 мас.%. Существенно отметить, что 28 хлоритов попали в компактную группу маложелезистых клинохлора и пеннина с интервалом формульных количеств Si 2,8-3,5 и ∑Fe 0-0,5. Три хлорита (№ 2, 8, 11) попали в группу шериданита, но близки к границе с клинохлором, один образец (№ 29) попал в группу талько-хлоритов, но близко к границе с пеннином, два – в группу корундофиллита.

На рис. 2 представлено распределение тех же 36 хлоритов в координатах формульных количеств Si Σ Fe, Cr. Распределение получилось близким к предыдущему. Кроме упомянутых высокожелезистых образцов № 5 и 7, а также обр. № 29, обладающего максимальным содержанием Cr₂O₃ (13,46 мас.%), все остальные 34 образца расположены в интервале Σ Fe, Cr 0–1.

В связи с детальным комплексным изучением 5 образцов хромсодержащих хлоритов было выполнено 4 новых химических анализа — двух кочубеитов (обр. К из Минералогического музея АН СССР, музейный номер 12683, Средний Урал; обр. А, представленный А.В. Миловским, месторождение Бисерское, Урал) и двух кеммереритов, представленных М.Д. Желязковой-Панайотовой (обр. Т, месторождение в Турции; обр. Б, месторождение в Болгарии). В табл. 2 даны результаты анализа и расчета формульных количеств атомов в этих хлоритах, а также в пятом детально изученном образце кочубеита из Восточной Сибири, представленном В.В. Ляховичем (анализ

¹ На диаграмме Хея формульные количества представлены исходя из расчета на 20 катионов, у нас – на 10.



Рис. 1. Распределение хромсодержащих хлоритов в поле координат Si-ΣFe





взят из работы В.В. Ля ховича [13]. По содержанию Сг₂О₃ (2,26-8,33 мас.%) эти хлориты — их типичные представители. Важнейшие химические характеристики 5 образцов (аналогично табл. 1) даны в табл. 3. Образец Л идентичен №16 из табл. 1. На диаграммах на рис. 1 и 2 все 5 хлоритов группируются в поле маложелезистых клинохлоров и пеннинов.

Кристаллохимические формулы 5 хлоритов представлены ниже:

A.
$$(Si_{3,24}Ai_{0,75}Ti_{0,01})_{4,0}(Mg_{4,95}Ai_{0,65}Cr_{0,17}Fe_{0,01}^{2+}Fe_{0,01}Fe_{0,00}^{3+}Ca_{0,11}Na_{0,01}K_{0,01})_{6,0}$$

 $\cdot (O_{19,60}OH_{6,96})_{17,56}$
E. $(Si_{3,37}Ai_{0,63})_{4,0}(Mg_{5,07}Ai_{0,35}Cr_{0,35}Fe_{0,12}^{2+}Fe_{0,08}^{3+}Ca_{0,01}Na_{0,02})_{6,0}(O_{10,51}OH_{7,12})_{17,63}$.
K. $(Si_{3,12}Ai_{0,85})_{4,0}(Mg_{4,92}Ai_{0,52}Cr_{0,35}Fe_{0,13}^{2+}Fe_{0,13}^{3+}Ca_{0,01}Na_{0,04})_{6,0}(O_{10,38}OH_{6,62})_{17,00}$.
T. $(Si_{3,15}Ai_{0,85})_{4,0}(Mg_{5,07}Ai_{0,02}Cr_{0,63}Fe_{0,14}^{2+}Fe_{0,12}^{3+}Ca_{0,01}Na_{0,01})_{6,0}(O_{10,38}OH_{7,15})_{17,53}$.
J. $(Si_{3,00}Ai_{1,00})_{4,0}(Mg_{5,09}Ai_{0,02}Cr_{0,27}Fe_{0,06}^{2+}Fe_{0,13}^{2+})_{6,0}(O_{10,99}OH_{6,26})_{17,25}$.

В целом они рассчитывались хорошо. Однако отмечается небольшой недостаток в сумме анионов — в идеале должно быть 18. Мы объясняем это небольшой примесью диоктаэдрической составляющей (вместо талькового и бруситового слоев частично присутствуют пирофиллитовый и гиббситовый). Аналогичное мнение высказано в работе У.А. Дира и др. [5].

Таблица 2

15

Новые анализы хром содержащих хлоритов¹ и образца кочубеита по В.В. Ляховичу [13]

Образец		A			Б			
Название хлорита	1	Клинохлор-пенн	нин	Пеннин				
Название Cr- разновидности	ние Cr- Кочубеит видности			Кеммерерит				
Окислы	мас. %	атом. кол.	форм. кол.	мас. %	атом. кол.	форм. кол.		
SiO,	34,92	0,5812	3,245	35,84	0,5965	3,366		
TiO,	0,08	0,0010	0,006	0,03	0,0004	0,002		
Al ₂ Õ ₃	12,83	0,2517	1,405	8,82	0,1730	0,976		
Fe ₂ O ₂	1,32	0,0165	0,092	1,13	0,0142	0,080		
FeO +	0,13	0,0018	0,010	1,58	0,0220	0,124		
MnO	Сл.	-	-	Не обн.	-	-		
MgO	35,74	0,8868	4,951	36,20	0,8982	5,069	100	
CaO	1,12	0,0200	0,112	0,11	0,0020	0,011	8	
Na ₂ O	0,04	0,0013	0,007	0,11	0,0035	0,020		
K20	0,05	0,0011	0,006	0,008	0,0002	0,001		
H ₂ O ⁻	11,23	1,2467	6,961	11,37	1,2623	7,124		
Cr ₂ O ₃	2,26	0,0297	0,166	4,72	0,0621	0,351		
Σ	99,72			99,92		*		

¹ Анализы А, Б, К, Т выполнены аналитиком С.А. Горбачевой, определение К, Na — Е.Л. Бородиной (химическая лаборатория ИГЕМ).

² Сумма в анализе кочубеита (Л) — по В.В. Ляховичу [13], включает 0,16 мас. % NiO (формульное количество 0,012).

24

Таблица З

Важнейшие химические характеристики исследованных хлоритов

Образец	A	Б	к	т	л
Название хл <i>о</i> р <i>и</i> та	Клинохлор- пеннин	Пеннин	Клинохлор- пеннин	Кл инохл ор- пеннин	Клинохлор
Название Сг-разно- видности	Кочубеит	Кеммерерит	Кочубеит	Кеммерерит	Кочубеит
Сг ₂ О ₃ , мас.% Формульное коли-	2,26	4,72	5,10	8,33	3,61
Si	3,245 1.405	3,366 0,976	3,115 1,393	3,148 0.872	2,999
Mg Fe	4,951 0,102	5,069 0,204	4,915 0,149	5,071 0,261	5,091 0,192
Cr Σ Fe, Cr, Mn, Ni	0,166 0,268	0,351 0,555	0,351 0,500	0,626 0,887	0,263 0,455

Химическое исследование позволяет сделать следующие выводы.

1. Малокремнистые и сильножелезистые хлориты (корундофиллит-шериданитрипидолит) содержат менее 1,5 мас.% Сг₂О₃.

2. Типичные хромсодержащие хлориты (с содержанием > 1,5 мас.% Cr_2O_3) за редким исключением образуют компактную группировку в интервалах формульных количеств S i 2,8—3,5 и Σ Fe 0—0,5 и относятся к маложелезистым клинохлорам и пеннинам.

3. В связи с малой железистостью хромсодержащих хлоритов хром выступает во многих из них важнейшим тяжелым атомом, превосходя содержание железа.

	к			T			Л	
Кл	инохлор-пен	нин	Клинохлор-пеннин				Клинохлор	
Кочубент				Кеммерери	т	Кочубеит		
мас. %	атом.кол.	форм. кол.	мас. %	атом. кол.	форм. кол.	мас. %	атом. кол.	форм. кол
33,63	0,5597	3,115	33,11	0,5511	3,148	32.53	0.5414	2,999
0,05	0,0006	0,003	0,01	0,0001	0,001	Сл.	_	_
2,76	0,2503	1,393	7,78	0,1526	0,872	13,28	0,2605	1,443
,78	0,0223	0,124	1,68	0,0210	0,120	1,84	0,0230	0,128
),32	0,0045	0,025	1,77	0,0246	0,141	0,83	0,0116	0,064
еоби.	—	-	Неопр.	-	_	-		_
33,59	0,8830	4,915	35,78	0,8877	5,071	37,04	0,9190	5,091
D,14	0,0025	0,014	0,10	0,0018	0,010	-	-	-
0,19	0,0062	0,034	0,06	0,0019	0,011	-	-	-
0,018	0,0004	0,002	0,003	0,0001	0,000	-	-	
10,72	1,1901	6,624	11,28	1,2523	7,153	10,18	1,1302	6,261
5,10	0,0631	0,351	8,33	0,1096	0,626	3,61	0,0475	0,263
100,298			99,90			99,47²	1.1	-

4. Небольшой дефицит в анионной части кристаллохимических формул (при пересчете на 10 катионов), как и у прочих хлоритов, возможно, объя сняется примесью диоктаэдрической составляющей.

5. При содержании $Cr_2O_3 > 1,5$ мас.% названия "кочубеит" (~ 1,5-4,5% Cr_2O_3) и "кеммерерит" (> 4,5% Cr_2O_3) следует применять как названия химических разновидностей маложелезистых хлоритов (главным образом в ряду клинохлор-пеннин). При содержании $Cr_2O_3 < 1,5$ мас.% не следует хлорит рассматривать как хромсодержащую разновидность.

ИССЛЕДОВАНИЕ ОПТИЧЕСКИХ СВОЙСТВ И УДЕЛЬНОГО ВЕСА

Сведений обобщающего характера по оптическим свойствам специально хромсодержащих хлоритов мало. Обычно они рассматриваются среди прочих хлоритов в обобщающих сводках. Еще Д.П. Сердюченко [19], а затем М. Хей [28] установили, что хромсодержащие хлориты относятся по основным химическим особенностям к различным хлоритам и их свойства, таким образом, определяются содержанием не только хрома, но и кремния и суммы разновалентного железа.

Давно установлено, что хромсодержащие хлориты обладают небольшим двупреломлением, разным оптическим знаком и небольшим углом 2V. Д. Лафам [33] на 11 образцах подметил, что хромсодержащие хлориты с большим содержанием Cr_2O_3 оптически отрицательны, а с малым — оптически положительны. У.А. Дир, Р.А. Хауи, Д. Зусман пишут: "Хромовые хлориты обычно оптически положительны, но при содержании Cr_2O_3 около 6% они становятся оптически отрицательными [с. 5, 178]. М. Хей [28] построил регрессионное уравнение для зависимости показателя преломления n_{θ} хлоритов от содержания Si, Fe, Mn, Cr: $n_0 = 1,5954 - 0,01315$ (Si – 4) + + 0,0104 Fe_{сумма} + 0,00175 Fe³⁺ + 0,0095 Mn + 0,015 Cr. В сводке У.А. Дира и др. отмечено также, что "хромовые хлориты интенсивно плеохроируют и часто имеют розовую или фиолетовую окраску" [с. 5, 178].
Таблица 4

1

Оптические свойства и удельный вес исследованных хлоритов

Образец	Название	Название	Цвет	Ci	ветопреломл	ение	
		видности		ng	nm	np	
т	т Клинохлор-пен- нин	Кеммерерит	Темно-мали- новый	1,600	1,599	1,593	T
Б	Пеннин		Желтовато-ро-	1,584	1,584	1,578	
к	Клинохлор-пен- нин	Кочубеит	зовый Розовый	1,590	1,585	1,584	
А	Клинохлор-пен- нин	"	"	1,585	1,579	1,578	
л	Клинохлор	Кочубеит	Бледно-фио- летовый	1,585	1,580	1,580	

¹ По характеру коноскопической картины у кеммереритов дисперсия $\rho > \nu$, у кочубеитов $\nu > \rho$.

При сборе данных о хромсодержащих хлоритах мы, помимо химических анализов, собирали соответствующие физические свойства, в том числе оптические и удельный вес. В табл. 1 собраны литературные данные для хромсодержащих хлоритов. Подавляющее их большинство занимает нижнюю, маложелезистую часть классификационной диаграммы хлоритов М. Хея [28]. Выведенные нами средние показатели преломления колеблются от 1,573 до 1,598, двупреломление — от 0,002 (клинохлор) до 0,011 (шериданит), 2V - от $+31^{\circ}$ до -10° . Больших значений углов 2V не отмечалось, хотя оптический знак меняется. Интересно отметить, что при содержании $Cr_2O_3 \leq 1,5$ мас. % у хромсодержащих хлоритов наблюдаются зеленые окраски различных оттенков, при содержаниях $Cr_2O_3 \geq 1,5$ мас. % — окраски розово-фиолетовых тонов. Удельный вес хромсодержащих хлоритов по табл. 1 меняется от 2,60 до 2,93 (клинохлор).

Дополнительно к литературным данным нами детально изучались химически проанализированные 5 образцов хромсодержащих хлоритов с содержанием Cr_2O_3 2,26— 8,33 мас.% (см. табл. 2, 3). Светопреломление определялось на приборе ППМ-1 (точность ±0,001), двупреломление вычислялось по значениям главных показателей преломления. Углы 2V (точность ±1°) и оптический знак определялись на столике Федорова и коноскопированием, удельный вес — методом погружения зерна в тяжелые жидкости (микрометод, точность ±0,02) и гидростатическим взвешиванием (точность ±0,002).

В табл. 4 представлены полученные константы и выявленные свойства. Они лежат в основном в пределах свойств, известных для хромсодержащих хлоритов по литературным данным, но некоторые константы расширяют эти пределы. У образца А определен относительно низкий удельный вес (2,595), у образца Т — высокое светопреломление. Углы 2V во всех случаях не превышали 10°. Отчетливый плеохроизм установлен только у образца Т. Его схема соответствует известной схеме плеохроизма хромовых хлоритов в обобщающей работе Д. Лафама [33].

Для выявления зависимостей между свойствами и между ними и составом использовался традиционный графический метод. При этом литературные данные и собственные новые данные наносились вместе на один график, но в некоторых случаях графики строились отдельно только по собственным данным. Так, корреляция между средним светопреломлением и удельным весом для наших образцов значительно лучше, чем с учетом литературных данных (рис. 3, 4). То же можно сказать о зависимости удельного веса от суммы формульных количеств Fe, Mn, 'Ni, Cr (рис. 5, 6). Лучшую прямую корреляцию для исследованных нами образцов мы объясняем тем, что располагали по-

Светопреломление		Оптический	Плеохроизм	Уделы	ный вес
л _{сред}	$n_g - n_p$	знак, <i>2 V</i> -		гидростати- ческий	микрометод
1,597	0,007	(-)3~5°	' n _g — желтовато-крас- ный, n _m — желтовато-сире- невый, р — сирополий	2,689	2,70
1,582	0,006	(-)5-6°	$n_p - сиреневый n_g, n_m - розовый, n_n - бесцветный$	2,612	3,62
1,586	0,006	(+) 10°	Плеохроизма нет	2,647	2,63
1,581	0,007	(+)810°	n _g — желтовато-сире- невый,	2,595	2,60
1,582	0,005	(+) 03°	n _p , n _m — розовый Плеохроизм очень слабый в розовых	2,635	2,64
			тонах		5

добранными образцами с чистым материалом и применением современных методов исследования свойств и химического анализа. Очень хорошая прямая корреляция получилась между величиной среднего светопреломления и суммой формульных количеств Fe, Mn, Cr, Ni (как для изученных нами образцов, так и включая литературные данные), отскок от зависимости получился только для образца пеннин—талько-хлорита № 29 (рис. 7).

Интересно было разобраться в зависимости оптического знака хромсодержащих хлоритов от химического состава, в особенности от содержания хрома. На рис. 8 представлен график зависимости величины двупреломления с соответствующим знаком от содержания Cr₂O₃ (в мас. %). Кроме опять "отскочившего" значения для образца № 29, все точки группируются в наклонную полосу с отчетливой тенденцией смены оптического знака с положительного на отрицательный по мере увеличения содержания хрома. Смена знака осуществляется в диапазоне 3—5 мас.% Сг 2 О 3, а для абсолютного большинства образцов (кроме двух) — на рубеже 4,5%. Это на значительно большем материале и графически подтверждает выводы Д.Лафама [33] о смене оптического знака хромсодержащих хлоритов с положительного на отрицательный с увеличением содержания в них хрома. Кроме того, в графической зависимости закономерно распределена величина двупреломления n_g — n_p с соответствующим оптическим знаком. Построенная аналогичная зависимость (±) $n_g - n_p$ от Fe, Cr, Mn, Ni обладала теми же закономерностями. Мы это объясняем тем, что хромсодержащие хлориты в большинстве своем маложелезисты, и поэтому на изменение их некоторых свойств наибольшее влияние оказывает широко колеблющееся содержание хрома (рис. 9).

Отсутствие больших углов 2V, больше ~30° (как положительных, так и отрицательных), мы объясняем скачкообразной сменой оптической ориентировки хромсодержащих хлоритов, когда перпендикулярно спайности становится то главная ось индикатрисы Np (отрицательный оптический знак), то Ng (положительный оптический знак).

Исследование свойств позволяет сделать следующие выводы.

1. Хромсодержащие хлориты меняют зеленый цвет на розово-фиолетовый при увеличении содержания Cr $_2$ O $_3$ более \sim 1,5 мас. %.

2. Наблюдается хорошая прямая корреляция между средним светопреломлением и суммой тяжелых атомов в формуле хромсодержащих хлоритов.

3. При содержании Cr₂O₃ ≥ 4,5 мас.% у большинства хромсодержащих хлоритов происходит смена оптического знака с положительного на отрицательный.



Рис. 3. Зависимость между средним светопреломлением *n* и удельным весом *d* у хромсодержащих хлоритов

Рис. 4. Зависимость между средним светопреломлением *n* и удельным весом *d* у пяти образцов хромсодержащих хлоритов, исследованных нами



Рис. 5. Зависимость удельного веса d от формульного количества Σ Fe, Cr, Mn, Ni у хромсодержащих хлоритов

Рис. 6. Зависимость удельного веса d от формульного количества Σ Fe, Cr у хромсодержащих хлоритов, исследованных нами

Рис. 7. Зависимость среднего светопреломления n от формульного количества Σ Fe, Cr, Mn, Ni у хромсодержащих хлоритов

15



Рис. 8. Распределение хромсодержащих хлоритов в зависимости от содержания Cr_2O_3 (в мас. %) и величины двупреломления n_g - n_p с оптическим знаком.



n



Рис. 9. Распределение хромсодержащих хлоритов в зависимости от формульного количества Σ Fe, Cr, Mn, Ni и величины двупреломления ла-пр с оптическим знаком

4. Большинство хромсодержащих хлоритов являются маложелезистыми, и такие их свойства, как светопреломление, удельный вес, двупреломление, на которые больше всего влияет содержание тяжелых атомов, зависят в основном от более широко меняющегося содержания хрома.

РЕНТГЕНОСТРУКТУРНОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ

Хромсодержащие хлориты, являясь разновидностями клинохлора и пеннина, относятся к моноклинной сингонии, моноклинно-призматическому виду симметрии, с пространственной группой *C2/m*, но для хлоритов отмечались и другие пространственные группы и сингонии, в частности триклинные с симметрией C1 (C1) (Brindley et al., 1950 г. [5]).

М.Лафам [33] в обширном исследовании хромсодержащих хлоритов (с содержанием Cr₂O₃ до 8% максимально) бо́льшую часть работы посвятил рентгеновским исследованиям на основе дифрактометрии и лауэграмм. На основании анализа интенсивностей различных отражений и их разности он пришел к выводу о разной координации хрома (в тетраэдрах и октаэдрах) в структуре хромсодержащих хлоритов. Хлориты с четверной координацией хрома предложено называть кочубеиты, с шестерной --кеммерериты. В большой работе, посвященной структурному изучению хромсодержащего хлорита из месторождения Эрзинкан (Турция) с содержанием 9,3% Cr 2O3, были установлены моноклинные параметры элементарной ячейки а = 5,338, b = 9,247, c = 14,435 Å; $\beta = 97^{\circ}05'$, $\alpha = \gamma = 90^{\circ}$, хотя структурное изучение указало на пространственную группу С1 триклинной сингонии [22]. В этой работе установлено, что все (кроме части АІ в тетраэдрах) трехвалентные катионы (и Сг³⁺) сосредоточены в бруситовом слое — находятся в октаэдрической координации. Политипная модификация, однако, определена как Іа-4. 10 образцов хромсодержащих хлоритов были изучены рентгеновским методом тяжелого атома [21]. Было установлено сосредоточение Сr³⁺ только в межслоевых октаэдрических позициях.

Таблица 5

Рентгенодифракционные спектры хромсодержащих хлоритов

— Кемме;	рерит Б	Кочу	Кочубеит К Кеммерерит Т		ерит Т	Кочубе	ит [26]
<i>d,</i> Å	1	d, Å	1	d, Å	1	d, Å	1
14,30	41	14,35	33	14,35	16	14,25	39,5
7,18	100	7,18	100	7,18	100	7,19	96.0
4,77	83	4,77	85	4,77	68	4,79	92.0
4,62	4	4,63	6	4,59	8	4,58	4.0
3,98	4	3,96	3	3.96	4	3.91	4.0
3.58	74	3.57	87	3.59	74	3.59	93.5
2,86	22	2,86	22	2.87	17	2.86	26.5
2.65	< 1	2,66	1	2,65	5	_	
2.59	2	2.59	8	2.59	2	2.58	11.0
2.55	3	2.55	14	2.54	< 1	2 53	3.0
2,450	2	2.447	10	2 447	2	2 42	6.0
2.402	3	2.383	6	2.392	12	2.33	3.0
2,269	1	2,265	4	2,267	< 1	1 26	40
2 049	8	2 042	8	2,050	8	2 04	35
2 017	3	2 011	12	2,000	6	2,04	3.0
2,017	-	2,011	12	2,010	0	2,01	3,0
1 892	1	1 889	3			1.97	3,0
1,032	1	1 828	3	_		1.07	5,5
1 707	1	1,020	3			1,04	5,0
1,737	11	1 725	1	1 721	2	1 70	-
1,734	1	1,733	2	1,731	2	1,72	4,0
1,077	•	1,070	2	1,070	0	1.62	20
1 504	1	1 590	2	1 502	-	1,02	3,0
1,094	2	1,505	3	1,090	2	1 57	
1,577	3	1,573	,	1,575	5	1,57	7,0
1,539	3	1,539	8	1,540	5	1 50	_
4 507	1	1 500	_	1 500	-	1,50	9,0
1,507		1,500	3	1,509	2	1,49	2,5
1,4305	4	1,4403		1,4330	4		
1,4200	1	1,4200	4	1,4196	1		
1,4071	3	1,4008	/	1,4060	1		
4 0000		4 04 00		1,3318	6		
1,3236	1	1,3198	2	1,3185	2		
1,2960	1	1,2936	2	1,2945	3		
1,2321	1	1,2265	2	1,2297	1		
1,1958	2	1,1894	2	1,1951	2		
1,1295	< 1	1,1325	< 1	1,1333	1		
1,1006	< 1	1,0977	1	1,1014	< 1		
1,0479	1	1,0456	1	1,0476	1		
1,0253	1	1,0174	1	1,0255	< 1		
0,9946	1	0,9948	1	0,9948	< 1		
-	-	-	-	0,9831	1		
0,9451	1	-	-	0,9455	1		
0,8975	1	-		0,8969	2		

Также на 10 образцах хромсодержащих хлоритов, проанализированных на микрозонде, было предпринято обширное рентгеноструктурное исследование [40]. У двух образцов на монокристальном дифрактометре "Syntex" с применением метода наименьших квадратов была расшифрована полная кристаллическая структура образцов с формульным содержанием Сг 0,23-0,25. Для расшифрованных образцов определена политипная модификация ІІв-4 и пространственная группа С1 триклинной сингонии. Установлены триклинные параметры элементарной ячейки для I образца (Северная Каролина) a = 5,327 (2), b = 9,227 (4), c = 14,356 (6), $\alpha = 90,45$ (3), $\beta = 97,35$ (3), γ = 89,98 (3), для II образца (Калифорния) a = 5,334 (2), b = 9,228 (3), c = = 14,371 (8), α = 90,53 (6), β = 97,43 (3), γ = 89,90. У остальных 8 образцов изучены 8. Зак. 493

113



Рис. 10. Дифрактограммы изученных хлоритов (1 – обр. Б; 2 – обр. Т; 3 – обр. К)

данные дифрактограмм. Установлено сосредоточение всех трехвалентных катионов, включая Cr (кроме части AI в тетраэдрах), в центросимметричных октаэдрических положениях M (4), характеризующихся наименьшей степенью искажения из всех октаэдров, в бруситовом слое. AI и Si расположены в тетраэдрах талькового слоя неупорядоченно. Октаэдрические позиции талькового слоя заняты практически одним Mg.

Рентгендифракционные спектры на новом материале (образцы Б, К, Т) при помощи Г.Ф.Плахова снимались на дифрактометрах УРС-50ИМ и ДРОН-1 на Си_{кα}-излучении (λ 1,5418) с Ni-фильтром. Результаты расчета дифрактограмм (межплоскостные расстояния α-линий и их интенсивности) представлены в табл. 5. Для сравнения приведен рентгенодифракционный спектр хромсодержащего хлорита из Индии [26]. Видно хорошее совпадение спектров (рис. 10). Рентгенодифракционные спектры близки также к таковым, характерным для маложелезистых хлоритов типа пеннина-клинохлора, судя по данным рентгенометрической картотеки ASTM.

10



Рис. 11. Дифрактограмма образца Б, насыщенного этиленгликолем

Параметры элементарной ячейки и установление сингонии хромсодержащих хлоритов проводились на автоматическом рентгеновском дифрактометре "Syntex" Г.Ф.Плаховым. Изучались два кеммерерита (БиТ) и два кочубеита (КиА). Кочубеит Лизучить не удалось из-за очень плохой рентгеновской картины, вызванной плойчатостью чешуек хлорита в этом образце.

В связи с тем что по поводу сингонии хромсодержащих хлоритов имеются разноречивые данные, особое внимание уделялось не только определению параметров элементарной ячейки, но и установлению их сингонии. В этом отношении прибор "Syntex" удобен, так как расчет параметров можно запрограммировать в различном варианте сингоний. Кроме того, обращалось внимание на общий вид рентгенограмм вращения, снятых в ориентированных направлениях. На последних во всех четырех случаях зафиксирована ось симметрии второго порядка, что указывает на моноклинную сингонию минералов. Это подтвердили расчеты в моноклинном варианте (с точностью в третьем знаке) образцов Б, К, Т (табл. 6). Моноклинная сингония, учитывая точность определения параметров элементарной ячейки, у этих образцов сомнения не вызывает. Менее четкий характер рентгенограммы кочубеита А оставлял некоторые сомнения в сингонии этого образца, хотя ось второго порядка как будто прослеживалась. Поэтому он был рассчитан в триклинном варианте (см. табл. 6) с невысокой точностью, учитывая которую четко отнести его к триклинной сингонии нельзя. Углы α и γ при полученной точности 90°. Расчет образца Т в триклинном варианте заставляет оставить за ним моноклинную сингонию (см. табл. 6). Во-первых, он рассчитался хуже, чем в моноклинном варианте. Во-вторых, учитывая точность расчета, углы α и γ равны 90°.

При измерениях светопреломления хромсодержащих хлоритов иммерсионным методом было зафиксировано быстрое изменение показателей преломления чешуек хлорита образца Б. Было предположено, что это явление связано с разбуханием хлорита в иммерсионных органических жидкостях. Хотя хлориты относятся к тем слоистым силикатам, для которых разбухание в органических жидкостях не характерно (этим они, в частности, отличаются от вермикулитов и монтмориллонитов), однако известны описания такого разбухания [45]. Поэтому было предпринято рентгеновское изучение разбухания образца Б. Была снята рентгенодифрактограмма насыщенного в течение нескольких дней в этиленгликоле образца Б. Общий вид полученной дифрактограммы (рис. 11) несколько отличался от полученной без насыщения (см. рис. 10), По полученной от насыщенного образца дифрактограмме рассчитывались параметры элементарной ячейки по разным линиям отражения и сравнивались с таковыми нормального образца Б (табл. 7). Видно, что при насыщении этиленгликолем у образца Б существенно увеличивается только параметр с и меняется угол β. Другие параметры увеличиваются на порядок в меньшей степени. Это хорошо согласуется с данными по разбуханию других слоистых силикатов — раздвигание структуры перпендикулярно к слоистости.

Для проверки характера политипии исследуемых хлоритов их образцы были отданы в лабораторию В.А.Дрица (ГИН АН СССР). По заключению проводившего анализ С.И.Ципурского, геометрический анализ и распределение интенсивностей рефлексов *hk1* на электронограммах косых текстур (ЭКТ) позволили отнести все пять хло-

Таблица б

1

Расчет параметров элементарной ячейки хромсодержащих хлоритов в моноклинном и триклинном вариантах на автоматическом дифрактометре "Syntex" (*a, b, c* – Å; α, β, γ – град)

Вариант расчета		Моноклинный		Триклинный		
Образец	Б	ĸ	т	т	A	
Название Сr- разновидно- сти хлоритов	Кеммерерит	Кочубеит	Кеммерерит	Кеммерерит	Кочубеит	
θ b c α β γ	5,344 (2) 9,249 (4) 14,476 (5) 90 97,09 (3) 90	5,330 (2) 9,235 (4) 14,372 (7) 90 96,84 (3) 90	5,345 (3) 9,257 (4) 14,466 (7) 90 97,94 (5) 90	5,364 (2) 9,28 (1) 14,509 (8) 90,03 (8) 97,06 (4) 89,93 (7)	5,35 (1) 9,25 (3) 14,69 (9) 89,5 (4) 97,4 (4) 90,1 (2)	

Таблица 7

Сравнение параметров элементарной ячейки насыщенного и не насыщенного этиленгликолем кеммерерита Б

Параметр	Ненасыщенный образец	Насыщенный образец	Максимальная разница
a, Â	5,344 (2)	a ₂₀₀ = 5,372 a ₄₀₉ = 5,355	0,028
<i>b,</i> A	9,249 (4)	$b_{121} = 9,292$ $b_{060} = 9,256$	0,036
c, Å	14,476 (5)	$c_{0001} = 14,826$ $c_{0002} = 14,650$ $c_{0004} = 14,481$	~ 0,35
β, град	97,09 (3)	β _{ближ} = 98,17 β _{конеч} = 97,22	~ 1

Таблица 8

Параметры элементарной ячейки хромсодержащих хлоритов по электронно-графическим данным

Номер об-	Параметры элементарной ячейки					
разца	a _o	bo	c _o	β		
А	5,37	9.32	14.10	97.17		
Б	5,37	9,30	14.1	97.2		
к	5,37	9,32	14,09	97.18		
Л	5,37	9,31	14,08	97.3		
Т	5,37	9,31	14.09	97.12		

ритов к широко распространенному политипу хлоритов IIв в соответствии с новой номенклатурой политипов слоистых силикатов [25]. Отсутствие рефлексов на первом эллипсе ЭКТ хлоритов ($k \neq 3n (02l, 11l)$ свидетельствует о плохой трехмерной упорядоченности этих минералов, и они определены как моноклинные (табл. 8). Примесей других фаз в образцах не наблюдалось.

Проведенное с помощью Г.И. Дороховой (кафедра кристаллографии МГУ) измерение кристаллов кеммерерита Т на двухкружном гониометре ZRG-3 также выявило моноклинную сингонию минерала с формами пинакоидов и ромбических призм разных символов.

116

Рентгеноструктурное исследование позволяет сделать следующие выводы.

1

1. Рентгенодифракционные спектры хромсодержащих хлоритов близки к таковым маложелезистых хлоритов типа пеннин-клинохлор.

2. По данным рентгеноструктурного изучения с определением параметров элементарной ячейки и рентгенограмм вращения (без расшифровки кристаллической структуры) сингония исследованных нами образцов оказалась моноклинная.

3. Кеммерерит Б оказался принадлежащим к редким разбухающим хлоритам и при насыщении этиленгликолем увеличил параметры элементарной ячейки, особенно параметр *с.*

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенные исследования позволяют высказать определенное мнение по поводу того, что такое кочубеит и кеммерерит.

Понятие о том, какой из хромовых хлоритов считать кеммереритом, а какой кочубеитом, сложилось прочно к середине этого века. В справочнике А.Г. Бетехтина [1] перечисляются следующие собственные названия для хромсодержащих хлоритов: 1) разновидность пеннина — "богатая хромом разновидность карминово-красного или фиолетового цвета носит название кеммерерита (в честь русского горного инженера Кеммерера) или родохрома в виде тонкочешуйчатых розовых налетов на хромите" (родон по гречески "роза") (с. 829); 2) разновидность клинохлора — "хромсодержащий клинохлор — кочубеитом (по Н.И. Кокшарову)" (с. 831).

Когда мы обратились к другим описаниям кеммерерита и кочубеита в старинной русской литературе, то были приятно поражены сходством с ними полученных нами данных. Так, А.В. Гадолин [4] отмечал отрицательный оптический характер кеммерерита. В капитальной работе о кочубеите, кеммерерите и пеннине Н.М. Романовского [16] кочубеит характеризуется как оптически положительный минерал. Дисперсия угла оптических осей, по его данным, у кеммерерита $\rho > \nu$, у кочубеита $\nu > \rho$.

На основании значительного количества химических анализов кочубеита и анализа кеммерерита (3 из которых сделаны химиком Н.Н. Зининым) Н.М. Романовским делается вывод о химической общности кочубеита, кеммерерита и пеннина, а по оптическим свойствам отмечается близость кеммерерита к пеннину (кеммерерит еще им называется "хромопеннин"). На основании только старинных первых исследований уже усматривается, что кочубеит — хромсодержащая разновидность клинохлора, а кеммерерит — хромсодержащая разновидность пеннина.

У.А. Дир и др. [5] под влиянием ошибочных и спорных работ считают, что такое подразделение хромовых хлоритов устарело, вспоминая, однако, что "ранее кочубеит и кеммерерит различали по отношению в их составе Si:Al, этим свойством указанные минералы напоминают соответственно клинохлор и пеннин" [5, с. 173]. Заметим, что утвердившееся к 1950 г. подразделение хромсодержащих хлоритов было подтверждено и в обобщающей работе по минералогии хрома [23]. По этим авторам, кеммерерит (= Cr-пеннин) и кочубеит (= Cr-клинохлор). При этом эти авторы ссылаются на другие работы [35, 22].

Впервые произвольное отступление от сложившегося подразделения хромсодержащих хлоритов сделал М. Хей [28], предложивший хлориты с содержанием Cr₂O₃ более 4% называть "кочубеиты", а название "кеммерерит" не использовать. Логичнее было бы как единственное в этом случае использовать название "кеммерерит", а не "кочубеит". Еще больший вред принесло ошибочное рентгеновское исследование хлоритов, проведенное Д. Лафамом [33], предложившим кочубеитами называть хлориты с Cr³⁺ в четверной координации и кеммереритами — хлориты с шестерной координацией Cr³⁺. Выводы Д. Лафама [33] о распределении Cr³⁺ в тетраздрах или октаздрах не были статистически подтверждены в работе К.Б. Кепежинскаса [10]. Так, на большом материале не подтвердилась линейная зависимость светопреломления n_a от содержания хрома, что справедливо объясняется необходимостью учета примеси железа, которую не учитывал Д. Лафам. Поэтому К.Б. Кепежинскас [10] при пересчете химических анализов хромсодержащих хлоритов помещал Cr³⁺ в октаэдрические позиции. Последующие расшифровки кристаллической структуры хромсодержащих хлоритов также опровергли выводы Д. Лафама и показали, что весь хром сосредоточен только в шестерной координации, в бруситовых слоях. При этом, вместо того чтобы вернуться

к старым сложившимся до ошибочной работы Д. Лафама представлениям, предложено вообще отказаться от названий "кеммерерит" и "кочубеит" [21, 40].

Проведенные нами комплексные исследования согласуются с тем, что Cr³⁺ в хлоритах располагается только в шестерной координации. Определение параметров элементарной ячейки четко указало на моноклинную сингонию хромсодержащих хлоритов. Однако только расшифровка кристаллической структуры сможет ответить, относится ли их пространственная группа к моноклинной или триклинной сингонии. В работе Д. Биша [21] уже было получено, что при точно моноклинных параметрах элементарной ячейки пространственная группа являлась СТ.

Исследование химического состава, оптических и некоторых других физических свойств хромсодержащих хлоритов, проведенное нами, четко указало, что почти все хромсодержащие хлориты на диаграмме М. Хея [28] в координатах Si—Fe сосредоточены в поле маложелезистых хлоритов клинохлора и пеннина. Всего 4 анализа попали в поля шериданита и тальк-хлорита, и то на границе соответственно с клинохлором и пеннином. Два анализа сильножелезистого хлорита-рипидолита содержат менее 1,5% Cr₂O₃ и не обладают розовым цветом.

В свете изложенного хромсодержащими хлоритами следует считать маложелезистые хлориты, сосредоточенные по нижнему краю диаграммы М. Хея в ряду корундофиллит-талькохлорит (причем основная их масса приурочена к области клинохлора-пеннина) и содержащие >1,5 Cr₂O₃, отличительным признаком чего является наличие розово-фиолетовой окраски.

Нашими исследованиями установлено, что при содержании Cr_2O_3 приблизительно >4,5% оптический знак хромсодержащих хлоритов сменяется с положительного на отрицательный (растянутость этого перехода объясняется разным содержанием примеси Fe). С другой стороны, для хромсодержащих хлоритов, расположенных в поле пеннинов и тальк-хлоритов, более характерен отрицательный оптический знак, а в поле клинохлоров, шериданитов и корундофиллитов — положительный. Все это находит хорошее объяснение при применении модифицированной оптико-химической диаграммы М. Хея, если по вертикали откладывать вместо суммы Fe сумму Fe, Cr (полагая, что Cr вносит аналогичный вклад, как и Fe, и при малой железистости хромсодержащих хлоритов определяет их оптику), так как линия изотропных хлоритов на ней наклонена влево. Таким образом, оптическая отрицательность увеличивается с увеличением содержания Si и Σ Fe, Cr, a с их уменьшением увеличивается оптическая положительность (для ясности см. диаграмму фиг. 38 на с. 179 в работе [5]).

Таким образом, кочубеит — это розово-фиолетовый хромсодержащий хлорит с содержанием Cr₂O₃ приблизительно 1,5—4,5%, имеющий положительный оптический знак и соответствующий преимущественно хромсодержащим клинохлорам, хотя может включать хромсодержащий корундофиллит, хромсодержащий шериданит, хромсодержащий пеннин. Кеммерерит — это розово-фиолетовый хромсодержащий хлорит с содержанием Cr₂O₃ приблизительно > 4,5%, имеющий отрицательный оптический знак и соответствующий преимущественно хромсодержащим пеннинам, хотя может включать хромсодержащий клинохлор, хромсодержащий тальк-хлорит. Наша классификация включает в себя, а не отвергает сложившуюся классификацию хромсодержащих хлоритов, в которой кочубеит — хромсодержащий клинохлор, кеммерерит — хромсодержащий пеннин. Укоренившиеся собственные названия разновидностей "кочубеит" и "кеммерерит" предпочтительнее, чем, например, названия "хромсодержащий клинохлор" и "хромсодержащий пеннин", аналогично тому, как мы предпочитаем название "изумруд" названию "хромсодержащий берилл".

ЛИТЕРАТУРА

- 1. Бетехтин А.Г. Минералогия. М.: Госгеолтехиздат, 1950. 956 с.
- Борнеман-Старынкевич И.Д. Руководство по расчету формул минералов. М.: Наука, 1964. 224 с.
- Велинский В.В., Архипенко Д.К., Банников О.Л. Новые данные о хромовых хлоритах в гипербазитах. – Геология и геофизика, 1983, № 8, с. 88–95.
- Гадолин А.В. Сообщение об оптических свойствах кеммерерита на заседании Минералогического общества от 23 апреля 1868 г. – Зап. Минерал. о-ва. Сер. 2, 1869, ч. 4, с. 346.
- Дир У.А., Хауи Р.А., Зусман Д. Породообразующие минералы. М.: Мир, 1966, т. 3, с. 156—190.
- 6. Зимин И.А. Хромамезит из Сарановского

ø

хромитового месторождения. — Зап. Ми-нерал. о-ва, 1939, т. 68, вып. 2, 192—198. 7. Иванов О.К., Шилова Т.А. Хромсодержащий

корундофиллит из Сарановского месторождения (Урал). - В кн.: Минералы и парагенезисы. Л.: Наука, 1978, с. 144-147.

1

- 8. Иванова В.П. Хлориты. В кн.: Цветков А.И., Иванова В.П., Феодотьев К.М. Материалы по термическому исследованию минералов: Тр. Ин-та геол. наук. М., 1949, вып. 120, c. 56-85.
- 9. Искюль В.И. Хлориты. В кн.: Исследовавания в области химической конституции силикатов. М., 1917, с. 1—310. 10. *Кепежинскас К.Б.* Статистический анализ
- хлоритов и их парагенетические типы. М.: Наука, 1965. 135 с.
- 11. Кокшаров Н.И. Материалы для минералогии России: Фольбортит. Самарскит. Кочубеит. Анортит. - Горн. журн., 1867, кн. 1.
- 12. Курнаков Н.С., Черных В.В. Физико-химическое исследование змеевиков и хлори- — Зап. Минерал. о-ва, 1926, вып. 1, TOB. c. 183-192.
- 13. Ляхович В.В. Хромовый хлорит-кочубеит из Восточной Сибири. - Геология и геофизика, 1964, № 11, с. 144-146.
- 14. Магриби А.А., Мустафазаде Б.В., Аллахеров А.Г. Кеммерерит и заратит в рудах Агкаинского месторождения ртути. - Изв. AH CCCP, 1975, Nº 4, c. 142-145.
- 15. Норденшельд Н. Описание кеммерерита, нового минерала из Сибири. - Горн. журн., 1842, т. 1, кн. 1, с. 143-148.
- 16. Романовский Н.М. О кочубеите, кеммерерите и пеннине. - Зап. Минерал. о-ва. Сер. 2, 1868, ч. 3, с. 288-298.
- 17. Сердюченко Д.П. Хлориты из района горы Беден на Северном Кавказе. - Учен. зап. Рост. ун-та, 1935, вып. 3, с. 69-79.
- 18. Сердюченко Д.П. Геологический возраст серпентинитов Северо-Западного Кавказа. Учен. зап. Рост. ун-та, 1935, вып. 3, с. 95-99.
- 19. Сердюченко Д.П. Хлориты, их химическая конституция и классификация: Тр. Ин-та геол. наук, 1953. Вып. 140. 340 с. 20. Соколов Г.А., Вахромеев С.А., Кашин С.А.
- Геохимические исследования на горе Верблюжьей (Северный Урал). — Тр. СОПС АН СССР, 1936, вып. 5.
- 21. Bish D.L. A spectroscopic and X-ray study of coordination of Cr⁺³ ions in chlorites. -Amer. Miner., 1977, vol. 62, N 3/4, p. 385-389.
- 22. Brown B.E., Bailey S.W. Chlorite polytypism. 2. Crystal structure of a one-layer Cr-chlorite. -Amer. Miner., 1963, vol. 48, p. 42-61.
- 23. Burns V.M., Burns K.G. Mineralogy of chromium. - Geochim. et cosmochim. acta, 1975, vol. 39, N 6/7, p. 903-910.
- 24. Chakraborty K.L. Mineralogical note on the chromechlorite (kammererite) and chromegarnet (uvarovite) from the chromite deposites of Kalrangi, Orissa, India. - Miner. Mag., 1968, vol. 36, N 283, p. 962-965.
- 25. Crystal structures of clay minerals and their X-ray identification / Ed. G.W. Brindley, G. Brown. 1980. (Miner. Soc. Monogr.; N 5).

- 26. Damodaran K.T., Somasekar B. Chrome chlorite (kotschubeite) from the Nuggihalli schist belt. - Clays and Clay Miner., 1976, vol. 24, p. 31–35.
- Garrido J. Structure cristalline d'une chlorite chromifére. Bull. Soc. fr. miner., 1949, t. 72, N 10/12, p. 549-570.
- 28. Hey M.H. A new review of the chlorites. Miner. Mag., 1954, vol. 30, p. 277.
- 29. Hutton C.O., Seelye F.T. Contributions to the mineralogy of New Zealand. - Pt. 3, - Trans. Roy. Soc. N.Z., 1947, vol. 76, p. 581.
- 30. Kopetzky I. Chromhaltiger Chlorit ("Kämmere-
- rit") von Kraubath. Tschermaks miner. und petrogr. Mitt., 1948, Bd. 1, H. 1, S. 68–70.
 31. Kratochvil M., Zabehlicky J. Chromity ripidolit z Volarny u Kolina. Čas. Nár. muz. rada prírodověd., 1981, sv. 150, N 1/2, s. 89–92.
- 32. Krause H. Chrom-chlorit vom Kop dağ, Türkei. Neues Jb. Miner. Abh., 1964, Bd. 102, H. 1, S. 31-38.
- 33. Lapham D.M. Structural and chemical variations in chromium chlorite. - Amer. Miner., 1958, vol. 43, p. 921–956. 34. Lindgren W. Chromiferous chlorite. – Bull.
- US Geol. Surv., 1890, N 61, p. 27.
- 35. Lister J.S., Bailey S.W. Chlorite polytypism. 4. Regular two-layer structures. - Amer. Miner., 1967, vol. 52, p. 1614–1631.
- 36. McCormick G.K. A chemical stady of kammererite, Dovy Book Body, Yancey County, North Carolina. - Amer. Miner., 1975, vol. 60, N 9/10, p. 924-927.
- 37. Orcel J. Sur deux clinochlores chromiferes du Togo. -- C.r. Acad. sci., 1925, t. 180, p. 836-838.
- 38. Orcel J. Recherches sur la composition chimique des chlorites. - Bull. Soc. fr. miner., 1927, t. 50, N 3/6, p. 75-456.
- 39. Orcel J., Henin S. Nouvel essai de classification des chlorites. - Miner. Mag., 1950, vol. 29, p. 329.
- 40. Phillips T.L., Loveless J.K., Bailey S.W. Cr 3+ coordination in chlorites: A structural study of ten chromian chlorites. - Amer. Miner., 1980, vol. 65, N 1/2, p. 112–122.
- 41. Rietz T. Peridotites, serpentinites and soapstones of Northern Sweden, - Geol. fören. Stockholm förhandl., 1935, bd. 57, h. 2, s. 133-260.
- 42. Rose G. Mineralogisch-geognostische Reise nach dem Ural, dem Altai, dem Kaspischen Meere von A. Humboldt, G. Ehrensberg und Gustav Rose. B., 1842. 606 S.
- 43. Sanero E. Sulla presenza della Kämmererite nella Lherzolite di Locana (Piemonte). - Period. miner., 1933, vol. 3, p. 473-484.
- 44. Shannon E.V. Analyses and optical properties of amesite and corundophillite from Chester, Massachusets and of chromium-bearing chlorites from California and Wyoming. - Proc. US Nat. Mus., 1921, vol. 58, p. 371-379.
- 45. Stephen I., MacEwan D.M.C. Some chlorite clay minerals of unusual type. - Clay Miner. Bull., 1951, vol. 1, p. 157.
- 46. Tucan F. La kämmererite des chromites de Yougoslavie. - C.r. Acad. sci., 1924, t. 148, p. 1911–1913.

МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ ЗАМЕТКИ

УДК 549.629:552.323.6:535.34

А.И. БОТКУНОВ, В.К. ГАРАНИН, Т.Н. ИВАНОВА, А.Н. КРОТ, Г.П. КУДРЯВЦЕВА, С.С. МАЦЮК

• ОПТИКО-КОЛОРИМЕТРИЧЕСКИЕ И СПЕКТРОСКОПИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ГРАНАТОВ С ВКЛЮЧЕНИЯМИ ИЗ КИМБЕРЛИТОВЫХ ТРУБОК МИР И СПУТНИК

Окраска гранатов в качестве поискового признака широко используется в районах развития кимберлитового магматизма [8, 13, 15]. Однако эффективность применения окраски гранатов в качестве надежного генетического индикатора требует объективной оценки цвета минерала, что может быть выполнено на основе оптико-колориметрических и спектроскопических характеристик пиропов. Эти параметры отражают вариации состава, валентность, структурное положение хромоформных центров гранатов [9-11]. Установленный типоморфизм окраски гранатов дает возможность определять по колориметрическим и спектроскопическим параметрам гранатов условия их образования и прогнозировать в кимберлитовых телах наличие алмазосодержащих ассоциаций. Изучение цветовых характеристик гранатов из различных кимберлитовых тел и типов кимберлита, отвечающих разным по времени этапам внедрения, изучение распределения алмазосодержащих ассоциаций на глубину с целью выяснения вертикальной зональности трубок, типизация ареолов рассеяния (привязка к определенным коренным телам) - вот далеко не полный перечень задач, в решении которых существенное значение приобретают оптико-колориметрические и спектроскопические характеристики гранатов кимберлитового генезиса.

В настоящей работе приведены результаты исследования гранатов с игольчатыми включениями из концентратов кимберлитовых трубок Мир и Спутник (Мало-Ботуобинское поле).

В трубке Мир описаны различные ксенолиты глубинных пород [3–6, 13], оптико-колориметрические параметры гранатов из которых приведены на рис. 1. Для оценки относительной распространенности гранатов из различных ассоциаций в трубке Мир для случайно отобранных 300 зерен из концентрата по данным оптической спектроскопии построена гистограмма их распределения (рис. 2, *a*). Из рис. 2, *a* следует, что в концентрате трубки Мир присутствуют гранаты всех разновидностей глубинных ксенолитов, при этом максимальным развитием пользуются гранаты из равномерно-зернистых лерцолитов и шпинельсодержащих перидотитов, меньшим развитием пользуются гранаты из ксенолитов эклогитов, в виде единичных зерен присутствуют гранаты из потенциально алмазоносных дунитов и дунитов.

Из представительной коллекции гранатов размером 5—10 мм с включениями (около 1000 зерен) из концентрата трубки Мир под бинокуляром были отобраны гранаты с включениями игольчатого габитуса (182 зерна). Основные результаты их изучения приведены на рис. 2, в и 3, из которых видно, что гранаты с игольчатыми включениями распространены практически во всех парагенетических ассоциациях трубки Мир, что указывает на возможность происхождения их за счет дезинтеграции ксенолитов. Среди гранатов с игольчатыми включениями отсутствуют гранаты из дунитовых ассоциаций, что, вероятно, связано с редкостью гранатов этих ассоциаций в трубке Мир, а также среди гранатов пироксенитов и желваков граната, что, возможно, указывает на специфические условия формирования этих парагенетических ассоциаций гранатов. Следует подчеркнуть, что среди гранатов с игольчатыми включениями присутствуют гранаты дистеновых эклогитов, не описанные пока для трубки Мир, а также большая группа гранатов, большая часть которых по оптико-колориметрическим параметрам не имеет



Рис. 1. Модифицированная диаграмма ($\lambda_k - p_{\lambda}$) гранатов из трубки Мир

1 — потенциально-алмазоносные гарцбургиты; 2 — гарцбургиты; 3 — дуниты; 4 — верлиты; 5 — шпинельсодержащие перидотиты; 6 — равномерно-зернистые лерцолиты; 7 — пироксениты; 8 — катаклазированные перидотиты; 9 — вебстериты; 10 — алмазоносные ильменитовые гипербазиты; 11 — ильменитовые гипербазиты; 12 — потенциально-алмазоносные магнезиально-железистые эклогиты; 13 — магнезиально-железистые эклогиты; 14 — алмазоносный корундовый эклогит; 15 алмазоносный дистеновый эклогит; 16 — магнезиальные эклогиты; 17 — желваки граната. Заштрихована область гранатов с включениями, не имеющая аналогов среди гранатов из ксенолитов. Здесь и на рис. 3, 5–9 оконтурены поля гранатов из: 1 — потенциально-алмазоносных гарцбургитов, VI равномерно-зернистых лерцолитов, VII — шпинельсодержащих перидотитов, VIII — пироксенитов и катаклазированных лерцолитов, IX — ильменитовых перидотитов, X — желваков граната, XI вебстеритов, XII — магнезиальных эклогитов, XIII — магнезиально-железистых эклогитов, XIV потенциально-алмазоносных магнезиальных эклогитов, хитов, XV — потенциально-алмазоносных лерцолитов, XIV потенциально-алмазоносных магнезиальных эклогитов, XV — потенциально-алмазоносных эклогитов, XIV нотенциально-алмазоносных магнезиальных эклогитов, XV — потенциально-алмазоносных эклогитов, XIV нотенциально-алмазоносных магнезиально-железистых эклогитов, XV — потенциально-алмазоносных аклогитов, XVI — дистеновых эклогитов, XV — потенциально-алмазоносных стерибально-железистых эклогитов, XV — потенциально-алмазоносных магнезиально-железистых эклогитов, XV — потенциально-алмазоносных стерибально-железистых эклогитов, XV — потенциально-алмазоносных аклогитов, XV — потенциально-алмазоносных магнезиально-железистых эклогитов, XV — потенциально-алмазоносных аклогитов, XV — потенциально-алмазоносных аклогитов.

аналогов среди гранатов ксенолитов трубки Мир (см. рис. 1). Характерной чертой этих гракатов является широкое развитие включений углеводородов в них [2]. Среди углеводородных включений выделяется несколько типов.

1. Газ (жидкость?) (5–30%) +желто-бурая углеводородная жидкость (70–95%) +бесцветные органические фазы (менее 1%) (рис. 4, *a*, *б*). "Газовая" фаза имеет округлую, овальную (см. рис. 4, *a*), часто сильно деформированную форму, иногда в пределах вакуоли находится несколько пузырьков "газа", которые не сливаются (см. рис. 4, *б*). Твердые фазы угловатой, крючковидной, иногда ограненной формы, двупреломляют. Желто-бурая жидкость, как правило, неоднородная.

2. Один или несколько "газовых" пузырьков (до 70%) + желто-бурая жидкость (рис. 4, в).

3. Недеформированный "газовый" пузырек (до 50%) + бесцветная жидкость + изотропные кристаллы (до 2%) + анизотропные кристаллы (около 1%) (рис. 4, г).

 Недеформированный или слабо деформированный "газовый" пузырек (до 50%) + бесцветная жидкость.



Рис. 2. Гистограммы распределения гранатов по ассоцивциям (частота встречаемости зерен в %) а — из концентрата трубки Мир, число зерен, отобранных случайным образом, 300; б — из концентрата трубки Спутник, число зерен, отобранных случайным образом, 140; е — из концентрата трубки Мир с игольчатыми включениями, число зерен 182; г — из концентрата трубки Спутник с игольчатыми включениями, число зерен 55. 1—16 — соответствуют полям, выделенным на рис. 1. Затушеванные области на гистограммах соответствуют потенциально-алмазоносным ассоциациям

Включения всех типов могут располагаться в пределах одного зерна, как правило, при преобладании 1-го и 2-го типов.

Гранаты с включениями углеводородов по оптико-колориметрическим и спектроскопическим характеристикам частично перекрываются с гранатами из ксенолитов вебстеритов, магнезиальных эклогитов и равномерно-зернистых лерцолитов (см. рис. 3). Факт наличия подобных гранатов с углеводородными включениями не только имеет важное теоретическое значение (для понимания флюидного режима кимберлитообразования), но несомненно представляет и практический интерес. Во-первых, подобные флюиды могли быть источником атомарного углерода в области алмазообразования, поэтому находки гранатов с первичными флюидными включениями рассматриваются некоторыми авторами [12] в качестве типоморфного признака алмазоносных трубок. Во-вторых, значительно расширяется поле гранатов в трубке Мир на модифицированной диаграмме ($\lambda_k - p_c$) цветности, и, как будет показано ниже, это поле резко выделяет гранаты этой трубки среди других кимберлитовых тел Мало-Ботуобинского района.





1 — гранаты из потенциально-алмазоносных ассоциаций; 2 — оконтурена область гранатов с углеводородными включениями

Данный факт имеет большое значение при типизации ареолов рассеяния в Мало-Ботуобинском районе, в котором многие россыпи "заражены" гранатами из трубки Мир, что безусловно следует учитывать при поисковых работах.

При исследовании гранатов из различных типов кимберлита трубки Мир, выделенных А.И. Боткуновым [2], выявлена обратная корреляция между наличием гранатов потенциальных алмазоносных ассоциаций и гранатов с игольчатыми включениями (рис. 5,6). Так, для гранатов из концентрата трубки Мир 2-го типа кимберлита число гранатов из потенциально алмазоносных ассоциаций — 3 из 100 случайным образом отобранных зерен, с игольчатыми включениями — 12, а для гранатов 5-го типа — 9 и 0 соответственно. Такие результаты, по-видимому, можно объяснить различными физико-химическими условиями становления типов кимберлита. Полученные данные могут иметь значение при визуальной оценке относительной алмазоносности определенных типов кимберлита (по распространенности игольчатых включений в гранатах из концентрата) и отдельных трубок. Так, например, для неалмазоносной трубки Обнаженная практически для всех гранатов характерно наличие игольчатых включений. Для всех гранатов неалмазоносной трубки Ягодка (Алданский щит) также характерно наличие игольчатых включений. Обе трубки сходны по условиям формирования: низкие *Р, Т*-параметры и высокий окислительный потенциал [7, 14].

По оптико-колориметрическим и спектроскопическим характеристикам гранаты из концентрата кимберлитовой трубки Спутник наиболее близки к гранатам из концентрата трубки Мир (см. рис. 2, *a*, *б*, 7). Общие особенности гранатов данных трубок следующие.

1. Резкое преобладание гранатов лерцолитового парагенезиса над гранатами всех остальных ассоциаций и шпинельсодержащими перидотитами. В трубках имени XXIII съезда КПСС (рис. 8) и Интернациональная (рис. 9) наблюдаются обратные соотношения.



Рис. 4. Типы углеводородных включений в гранатах трубки Мир а — обр. 122, увел. 300 (1 тип); б — обр. 119, увел. 300 (1 тип); в — обр. 122, увел. 300 (11 тип); г — обр. 122, увел. 300 (111 тип)



Рис. 5. Модифицированная диаграмма цветности ($\lambda_k - \rho_c$) гранатов из концентрата II типа кимберлита трубки Мир

1 – гранаты без игольчатых включений; 2 – гранаты с игольчатыми включениями; 3 – гранаты из потенциально-алмазоносных ассоциаций

Рис. 6. Модифицированная диаграмма цветности $(\lambda_k - \rho_c)$ гранатов из концентрата V типа кимберлита трубки Мир

1 - гранаты из потенциально-алмазоносных ассоциаций



Рис. 7. Модифицированная диаграмма цветности ($\lambda_k - \rho_c$) гранатов из концентрата кимберлитовой трубки Спутник

1 — гранаты без игольчатых включений; 2 — гранаты с игольчатыми включениями; 3 — гранаты из потенциально-алмазоносных ассоциаций. Оконтурено и заштриховано поле гранатов из трубки Мир, отсутствующих среди гранатов трубки Спутник

2. Практически полное отсутствие гранатов дунитового парагенезиса. Для трубок имени XXIII съезда КПСС (см. рис. 8) и Интернациональная (см. рис. 9) установлены повышенные содержания таких гранатов.

3. Относительно повышенное содержание гранатов эклогитового парагенезиса (15% для трубки Спутник и 10% для трубки Мир) в сравнении с рассматриваемым минералом трубок имени XXIII съезда КПСС и Интернациональная (менее 10%).

Отличительными признаками гранатов трубки Спутник от гранатов трубки Мир являются:

1. Низкое содержание гранатов из потенциально алмазоносных ультраосновных и основных ассоциаций, что свидетельствует о низкой алмазоносности данной трубки.

2. Отсутствие гранатов в трубке Спутник из ильменитовых гипербазитов и алмазоносных дистеновых эклогитов.

Повышенное содержание гранатов верлитового парагенезиса в трубке Спутник.

Интересные результаты получаются при сопоставлении распространенности игольчатых включений в гранатах из трубок Мир и Спутник. В трубке Спутник включения отсутствуют среди гранатов алмазоносных ассоциаций, пироксенитов, катаклазированных лерцолитов, желваков и ильменитовых гипербазитов. В трубке Мир игольчатые включения также отсутствуют среди гранатов пироксенитов, дунитов и потенциально алмазоносных дунитов, желваков, но отмечаются среди гранатов ильменитовых гипербазитов, потенциально алмазоносных эклогитов и гарцбургитов. Имеются различия и в количественном развитии среди гранатов определенных ассоциаций игольчатых включений (см. рис. 2, *б*, *г*). В трубке Спутник (см. рис. 7) отсутствует целая группа гранатов (оконтурена на рис. 7), сформированная среди гранатов трубки Мир. Именно





1 - гранаты из потенциально-алмазоносных ассоциаций

1



Рис. 9. Диаграмма цветности ($\lambda_k - \rho_c$) из концентрата кимберлитовой трубки Интернациональная [9]

1 — гранаты из потенциально-алмазоносных ассоциаций

ł

в этой группе гранатов трубки Мир широко развиты включения углеводородов. Хотя в трубке Спутник гранаты с подобными включениями также отмечаются [1], область их развития на данный период изученности значительно уже, чем в трубке Мир, что может быть связано со спецификой формирования этих кимберлитовых тел. Гранаты с подобными включениями и оптико-колориметрическими параметрами в трубках имени XXIII съезда КПСС и Интернациональная (см. рис. 8, 9) пока не обнаружены, что может рассматриваться как типоморфный признак гранатов с включениями из трубки Мир.

выводы

1. Изучена распространенность, оптико-колориметрические и спектроскопические параметры гранатов с игольчатыми включениями из трубок Мир и Спутник.

2. На примере ряда трубок Якутской алмазоносной провинции установлена обратная корреляция между наличием игольчатых включений в гранатах и числом гранатов из потенциально алмазоносных ассоциаций, что, возможно, является индикатором относительной алмазоносности кимберлитовых тел.

3. Впервые определены оптико-колориметрические и спектроскопические параметры гранатов из кимберлитовой трубки Спутник. Показано их сходство с гранатами из трубки Мир и отличие от таковых из трубок имени XXIII съезда КПСС и Интернациональная.

4. Отмечено незначительное содержание среди гранатов трубки Спутник минералов из потенциально алмазоносных ассоциаций, что указывает на низкую алмазоносность трубки.

5. Впервые установлено широкое развитие полифазных углеводородных включений в гранатах из кимберлитовой трубки Мир, что имеет большое значение для понимания флюидного режима кимберлитообразования.

6. Значительно расширена цветовая область гранатов для этой кимберлитовой трубки — факт, имеющий большое значение при типизации ареолов рассеяния, широко развитых в Мало-Ботуобинском районе.

7. Необходимо детальное изучение химического состава игольчатых включений и гранатов из различных парагенетических ассоциаций с целью выяснения их генезиса. Среди игольчатых включений качественно (под рудным микроскопом и при качественной диагностике в характеристических рентгеновских лучах на микроанализаторе JXA-50A) установлены рутил, ильменит, хромшпинелид, силикатные фазы. Совместное изучение гранатов и игольчатых включений в них позволит оценить физико-химические условия их формирования.

ЛИТЕРАТУРА

- Боткунов А.И. Некоторые закономерности распределения алмазов в трубке Мир. — Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1964, вып. 4, с. 424—435.
- Боткунов А.И., Гаранин В.К., Крот А.Н. и др. Первичные углеводородные включения в гранатах из концентрата кимберлитовых трубок Мир и Спутник. – Докл. АН СССР, 1985, т. 280, № 2, с. 468–473.
- Гаранин В.К., Кудрявцева Г.П., Пономаренко А.И. Ильменито-клинопироксеновые сростки из ксенолитов в кимберлитовых трубках Мир и Сытыканская и вопросы их генезиса. – В кн.: Минералы и парагенезисы минералов. М.: Наука, 1979, с. 40–50.
- Гаранин В.К., Кудрявцева Г.П., Серенко В.П., Харькив А.Д. Ильменитовый эклогит из кимберлитовой трубки Мир. — Докл. АН СССР, 1981, т. 260, № 4, с. 981–985.
- Гаранин В.К., Кудрявцева Г.П., Харькив А.Д., Чистякова В.Ф. Новая разновидность эклогитов в кимберлитах Якутии. — Докл. АН СССР, 1982, т. 262, № 6, с. 1450--1455.
- 6. Гаранин В.К., Кудрявцева Г.П., Серенко В.П.,

Сошкина Л.Т. Минералогия ильменитовых гипербазитов кимберлитовой трубки Мир. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1983, № 2, с. 84— 95.

- Гаранин В.К., Крот А.Н., Кудрявцева Г.П., Мацюк С.С. Состав и оптико-спектроскопические иссћедования гранатов из кимберлитоподобной трубки Ягодка (Алданский щит) как показатель их генезиса. — В кн.; Материалы XI конф. молодых ученых МГУ. Геохимия и полезные ископаемые. М.: Изд-во МГУ, 1984.
 Лазько Е.Е. Минералы-спутники алмаза и ге-
- Лазько Е.Е. Минералы-спутники алмаза и генезис кимберлитовых пород. М.: Недра, 1979. 192 с.
- 9. *Мацюк С.С., Платонов А.Н., Харькив А.Д.* Типоморфное значение окраски гранатов глубинных минеральных ассоциаций. — Минерал. журн., 1980, № 5, с. 12–25.
- Мацюк С.С., Платонов А.Н., Харькив А.Д. Окраска как кристаплохимический индикатор гранатов глубинных минеральных ассоциаций. – Минерал. журн., 1980, № 4, с. 24–43.

e la

- Мацюк С.С., Платонов А.Н., Пономвренко А.И. и др. Окраска гранатов как критерий алмазоносности эклогитовых парагенезисов в кимберлитовых трубках. – Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1982, вып. 2, с. 159–167.
- Попивняк И.В., Демин Б.Г., Левицкий В.В., Коптиль В.И. Новые данные о летучих компонентах мантийных минералообразующих сред. – Докл. АН СССР, 1980, т. 254, № 5, с. 1238–1241.
- Соболев Н.В. Глубинные включения в кимберлитах и проблема состава верхней мантии. Новосибирск: Наука, 1974. 274 с.
- 14. Уханов А.А. Состав верхней мантии по ксенолитам трубки Обнаженная (северовосток Сибирской платформы): Автореф. дис... канд. геол.-минерал. наук. М.: МГУ, 1975. 19 с.
- Харькие А.Д. Минералогические основы поисков алмазных месторождений. М.: Недра, 1978. 136 с.

УДК 549.514.52 + 549.742.111:548.6

1

А.А. ГОДОВИКОВ, О.И. РИПИНЕН

ПСЕВДОМОРФОЗЫ КРЕМНЕЗЕМА ПО ПАПИРШПАТУ В СЕРГЕЕВСКОМ МЕСТОРОЖДЕНИИ АГАТА

На Сергеевском месторождении агатов (Приморский край), связанных "с шаровыми лавами риолитового состава" [1], сравнительно широко распространены своеобразные "мозаичные" агаты. Они представляют собой выделения агата, заполняющего пустоты в риолитовых шарах, разбитые пластинчатыми перегородками, ориентированными под разными углами относительно друг друга, промежутки между которыми обычно заполнены халцедоном (агатом) разной окраски и текстуры (рис. 1), что и позволяет такой агат называть "мозаичным". В некоторых из шаров удается видеть перегородки, пространство между которыми лишь частично заполнено халцедоном (рис. 2). Важно отметить, что описываемые перегородки имеют произвольную ориентацию относительно халцедоновых "отстойников"¹ (см. рис. 1,*a*, 2).

Исследование поверхности подобных перегородок позволило на некоторых из них обнаружить скульптуру, характерную для кристаллов папиршпата (рис. 3). Наряду с этим были обнаружены риолитовые шары, в которых тончайшие кварцевые субпараллельные пластинчатые перегородки как бы прорастаются крупнокристаллическим кварцем наподобие того, что известно для перегородок папиршпата на Дальнегорском датолитовом месторождении. В этих же образцах агата удалось обнаружить и явные признаки замещения кварцем крупнокристаллического кальцита в виде реликтов по плоскостям его спайности (рис. 4) и полных псевдоморфоз халцедона (агата) по скаленоэдрическим кристаллам кальцита (рис. 5).

Осмотр коллекций агатов в крупнейших музеях СССР позволил обнаружить среди образцов музея Ленинградского горного института крупные миндалины с месторождения Мулиной горы (Читинская обл.), в пустотах которых иногда встречаются кристаллы папиршпата. Полевые исследования, дополнительно проведенные нами на этом месторождении, позволили установить, что папиршпат достаточно характерен для кварцево-халцедоновых миндалин этого месторождения. Он выделяется в виде более поздней генерации кальцита (рис. 6), тогда как ранняя его генерация, отлагающаяся часто непосредственно на тонкой халцедоновой каемке в периферической части миндалины, представлена крупнокристаллическим кривогранным кальцитом. На этом же месторождении обнаружены своеобразные "коробчатые" сростки кристаллов папиршпата, пространство между которыми инкрустировано кристаллами кварца, нарастающего на кристаллы папиршпата (рис. 7), внешне аналогичные кальцитовым (папиршпатовым) "коробочкам", инкрустированным кварцем с Дальнегорского датолитового месторождения. Кроме того, в миндалинах с Мулиной горы были обнаружены и прямые следы замещения папиршпата кремнеземом, а также полные псевдоморфозы кремнезема по папиршпату и мозаичные агаты, хотя и не столь красочные, как на Сергеевском месторождения.

¹ Эти перегородки были принаты М.А. Фаворской за халцедоновые "отстойники", что привало ее к выводу о высокотемпературном генезисе халцедона (агата) на Сергеевском месторождении в условиях вращения риолитовых шаров в силикатном расплаве [1].



Рис. 1. Сочетание "мозаичного" агата (внизу) с агатовой жеодой с типичной облекающей зональностью. Сергеевка, Приморский край. Увел. 0,5



Рис. 2. Халцедоновые отстойники в нижней части ряда пустот между разноориентированными пластинчатыми образованиями из мелкозернистого кварца. Сергеевка, Приморский край. Увел. 0,3

Таким образом, исследованный материал позволяет утверждать, что:

1. Кроме крупнокристаллического и кривогранного кальцита, установленных в подавляющем числе месторождений халцедона (агата) в эффузивных породах (иногда только в виде псевдоморфоз кварца по кальциту), в ряде халцедоновых (агатовых) месторождений, широкое развитие имел папиршпат.

2. Выделения папиршпата отмечены как в миндалинах, развитых в базальтах (Мулина гора), так и в риолитовых шарах (Сергеевка), т.е. в породах как основного, так и кислого состава.

3. Образцы с Мулиной горы свидетельствует об образовании папиршпата в конце процесса минерализации миндалин.

4. Папиршпат может замещаться кремнеземом вплоть до образования полных псевдоморфоз¹.

 Морфологически папиршпатовые агрегаты в кварц-халцедоновых миндалинах базальтов и в риолитовых шарах, так же как и папиршпат-кварцевые агрегаты, анало-

¹ В фондах Минералогического музея имеются образцы подобных псевдоморфоз также с Балейского и Ингодинского месторождений.



Рис. 3. Морфология граней одной из пластинчатых кварцевых перегородок. Сергеевка, Приморский край. Увел. 5

et al



Рис. 4. Замещение кальцита халцедоном с реликтами спайности кальцита (часть образца, показанного на рис. 1). Сергеевка, Приморский край. Увел. 5



Рис. 5. Псевдоморфоза халцедона (агата) по скаленоэдрическим кристаллам кальцита (продольное сечение). Увел. 5



Рис. 6. Папиршпат во внутренней части квльцитовой миндалины с крупнокристаллическими кривогранными выделениями кальцита первой генерации по периферии миндалины. Мулина гора, Читинская обл. Увел. 1,25



Рис. 7. "Коробчатый" сросток кристаллов папиршпата, пространство между которыми инкрустировано кварцем. Мулина гора. Читинская обл. Натур. вел.

гичны таковым, возникшим в заключительные стадии формирования датолитсодержащих скарнов Дальнегорского месторождения.

В том случае, если подобные образования оказываются в коре выветривания, они могут распадаться по плоскостям бывших кристаллов папиршпата. При этом высвобождаются кварц-халцедоновые "коробчатые" заполнения промежутков между подобными кристаллмми, встречающиеся, например, в некоторых районах Северо-Восточной Бразилии в большом количестве и известные как "агаты с геометрическими контурами" [2].

В заключение авторы благодарят В.И. Финько, впервые обратившего их внимание на агаты Сергеевского месторождения, В.С. Коренбаума, способствовавшего проведению полевых работ на нем, Н.Н. Девнину, знакомившую с коллекцией музея Ленинградского горного института, С.Г. Моторина, сделавшего превосходные фотографии, использованные в статье.

ЛИТЕРАТУРА,

- Фаворская М.А. Шаровые лавы бассейна р. Малазы (Приморский край). М.: Изд-во АН СССР, 1963, с. 68–94.
- Cassedanne J. Note Sur les agates brésiliennes à contours géométriques. – Rev. gemmol. AFG, 1983, 77, p. 8–13.

л.а. кудинова, д.а. доминиковская, в.с. малов ОСОБЕННОСТИ МАГНЕТИТА НОВОСЕЛКОВСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (Белорусский кристаллический массив)

Ильменит-магнетитовые руды Новоселковского массива пространственно и генетически связаны с мафитами и ультрамафитами Кореличской рудной зоны Белорусского массива. Зона приурочена к одноименной синклинальной структуре, которая протягивается на 50 км в северо-восточном направлении от г. Барановичи на юге до г. Молодечно на севере.

Новоселковский массив мафитов имеет пластообразно-линзовидную форму длиной 1250 м при ширине в центральной части 510 м. Внутреннее строение массива неоднородно. Центральная часть его сложена габбро и габбро-норитом с прослоями пироксенита и массивных ильменит-магнетитовых руд, периферическая — амфиболовым габбро и габбро-норитом, габбро-амфиболитом. Офитовая и пойкилоофитовая структура габбро и габбро-норита нередко затушевана наложенным процессом более позднего метаморфизма. Слабо измененные породы сложены гиперстеном, клинопироксеном диопсид-авгитового ряда (*f* = 25–30%), плагиоклазом основного состава (лабрадор № 50–56), роговой обманкой; содержание этой роговой обманки значительно увеличивается в метаморфически преобразованных исходных породах и в амфиболовом габбро и габбро-амфиболитах. Обыкновенная роговая обманка (*f* = 55–60%), возникающая за счет орто- и клинопироксена, является главным темноцветным минералом.

Ильменит и магнетит в габброидах Новоселковского массива образуют прожилки различной протяженности и мощности, линзообразные и пластообразные тела сплошных руд или рассредоточены в виде равномерной вкрапленности по всей массе породы. Поэтому ильменит-магнетитовые руды этого месторождения разделены на вкрапленные, гнездово-вкрапленные и сплошные. Преобладают вкрапленные руды, представляющие собой оруденелое габбро и габбро-норит, рудный материал в которых распределен относительно равномерно по всему объему. Гнездово-вкрапленные и сплошные руды, как правило, залегают среди вкрапленных в виде согласных пластообразных и линзовидных тел, размеры которых составляют от 7 до 90 м. Сплошные руды почти целиком сложены полнокристаллическим агрегатом ильменита и магнетита, среди которого отмечаются гнезда пустой породы, имеющие различные размеры и конфигурацию. Последние сложены амфиболом или агрегатом амфибола, пироксенов и плагиоклаза.

Главные рудообразующие минералы всех трех типов руд — ильменит и магнетит, содержание которых колеблется от нескольких до 15—20%, встречаются также массивные руды. Среди рудных минералов преобладает магнетит. Оба минерала образуют самостоятельные выделения или находятся в срастании друг с другом, образуя ильменит-магнетитовые агрегаты (рис. 1).

Ильменит встречается в самостоятельных зернах, изолированных или в страстании с магнетитом. Размеры зерен от 0,1 × 0,2 до 1,5 × 2,5 мм. Формы выделений изометричные и ксеноморфные. По границе с зернами магнетита образуется реакционная кайма, которая состоит из вновь сформированных ильменита и шпинели и остаточных зерен магнетита. В состав шпинели включаются унаследованные химические элементы, в частности алюминий, вхождение которого в решетку ильменита менее предпочтительно по сравнению с магнетитом.

Ильменит в рудах Новоселковского месторождения чаще всего однороден. В некоторых индивидах при травлении концентрированной соляной кислотой обнаруживаются редкие пластинки магнетита и гематита как продукты распада твердого раствора. В отдельных зернах встречаются выделения шпинели. Зерна ильменита трещиноваты, трещины заполнены обычно вторичными силикатными минералами. В каждом зерне видны двойниковые пластинки, причем большинство из них изогнуты и смещены от-



Рис. 1. Характер выделения рудных минералов в массивной руде. Полированный шлиф, увел. 60

носительно трещин. В рудных породах массива наблюдаются две разновидности ильменита, не включая структуры распада: полигональные изометричные зерна размером 0,3—0,5 мм, которые располагаются между зернами магнетита, и ильменит неправильной и округлой формы, располагающийся по границам зерен магнетита, в микротрещинах, размером от 0,01 до 0,12 × 0,05 мм. Образование второй разновидности ильменита связано, вероятно, с процессом перекристаллизации магнетита, в частности за счет преобразования ильменитовых пластинок в условиях метаморфизма, в результате которого происходит природное обогащение породы ильменитом.

Магнетит встречается в зернах неправильной или изометричной формы с одной или двумя хорошо развитыми гранями. Размер зерен этого минерала колеблется от 0,5 × 0,1 до 3 × 5 мм. Часто наблюдаются срастания магнетита с ильменитом. Границы срастаний прямолинейные, реже плавноизогнутые; причем границы двух зерен магнетита или двух зерен ильменита ровные, не измененные, а граница зерен магнетита с ильменитом обычно корродирована и вдоль нее развита цепочка мелких выделений шпинели. В магнетите руд Новоселковского месторождения обнаружены характерные структуры распада твердого раствора в виде закономерно ориентированных пластинчатых выделений ильменита и шпинели. По взаимному расположению их относительно друг друга видно, что шпинель выделялась позднее ильменита.

Ильменит как продукт распада твердого раствора встречается в небольшом количестве. Образует редкие узкие пластинки, ориентированные большей частью параллельно {111} магнетиту [8]. По границе ильменитовых •пластинок с магнетитом наблюдаются мелкие зерна шпинели, иногда сульфидов, появление которых связано, вероятно, с замещением магнетита. Кроме указанных пластинок ильменита, проходящих обычно через все зерно, развиты более мелкие узкие пластинки, расположенные под углом 120° друг к другу и образующие характерную структуру распада твердого раствора (рис. 2, *a*).

Шпинель как продукт распада твердого раствора также встречается во всех зернах магнетита в значительном количестве. Большей частью образует пластинчатые и дисковидные выделения, располагающиеся в магнетите параллельно граням куба. Поэтому наблюдаемая сетка пластинчатых выделений шпинели не совпадает обычно с сеткой, образованной вростками ильменита. Наряду с пластинчатыми выделениями развиты мелкие, изометричные, большей частью округлые зернышки, которые либо беспоря-



Рис. 2. Продукты распада твердого раствора

а — полированный шлиф, протравлен НСІ, увел. 260; б — полированный шлиф, увел. 640; 1 — пластинки ильменита с выделениями шпинели на них; 2 — неправильные и изометричные зерна шпинели; 3 — мелкие дисковидные выделения шпинели

дочно рассеяны в магнетите, либо собираются в цепочки, расположенные между пластинками ильменита. В зависимости от сечения зерна встречаются звездообразные скелетные формы. Наиболее крупные выделения шпинели — зерна неправильной формы, которые развиваются без определенной закономерности в зернах магнетита. Вероятно, шпинель, как и ильменит, выделялась на протяжении длительного периода формирования руд и их преобразования под влиянием метаморфизма. Поэтому по морфологии шпинель можно разделить на три разновидности, отвечающие разным временным периодам ее выделения. К первой разновидности относятся наиболее крупные изометричные или неправильные зерна, расположенные беспорядочно в магнетите (см. рис. 2), ко второй — мелкие пластинчатые дисковидные выделения, образующие характерную

Таблица 1 Химический состав магнетитов (в мас.%)

18

Компоненты	1	2	3	4	5
SiO_{2} TiO_{1} $AI_{2}O_{3}$ $Fe_{2}O_{3}$ FeO MnO MgO CaO $Cr_{2}O_{3}$ $V_{2}O_{5}$ S $H_{2}O$	1,27 1,35 1,25 62,51 31,77 0,08 0,48 0,28 0,01 0,51 - 0,58	1,30 1,53 1,30 62,50 31,89 0,11 0,28 0,38 0,01 0,50 - 0,30	1,10 0,63 1,20 63,60 31,80 - 0,40 0,14 - 0,90 1,06 -	0,11 0,22 1,13 - 94,07 - 0,12 - 0,03 0,75 -	1,04 11,82 4,47 47,09 33,08 0,26 1,78 - 0,21 0,44 0,14 -
Сумма — О-Ѕ Сумма	100,09	100,10	100,83 0,53 100,30	96,43	100,33 0,07 100,26
	Дан	ные пересчета ан	ализов на минал	161	
Магнетит Ульвошяинель Ильменит Герцинит Мg-шпинель Кульсонит Якобсит Хромит	92,19 3,37 0,61 1,46 1,45 0,66 0,26 -	91,59 2,79 1,69 2,21 0,68 0,66 0,38	94,12 1,28 0,59 2,04 0,76 1,16 	98,52 0,44 0,39 0,65 	59,34 1,82 28,29 1,71 7,23 0,49 0,75 0,37

Примечание. 1, 2, 3 — Новоселковское месторождение, 1,2 — аналитик Г.А. Осолодкина, 3 — [6];4 — микрорентгеноспектральный анализ; при пересчете анализа Fe пересчитан в форме FeO; 5 — Цагинский массив, Кольский п-ов [5]. В 3 также $P_2O_5 = 0,016$, Co $_2 = 0,05$, $K_2O = 0,10$, Na₂ O - 0,25, n.n.n. - 0,26.

для шпинели структуру распада твердого раствора (см. рис. 2). Кроме того, обычны скопления мельчайших зерен шпинели по краям ильменитовых пластинок и на границе зерен магнетита и ильменита. Появление этой шпинели связано с преобразованием породы, замещением магнетита и ильменита, которое происходит при более низкой температуре. Эта шпинель отнесена к третьей разновидности.

Химический состав магнетита (табл. 1) характеризуется низким содержанием титана (0,63—1,53% TiO₂) и высоким содержанием ванадия (0,50—0,90% V₂O₅). Редкие узкие пластинки ильменита в магнетите как продукт распада твердого раствора определяют малое количество TiO₂ в магнетите. Это резко отличает его от типичных титаномагнетитов с высоким содержанием ТіО2, характерных для докембрийских массивов мафитов и ультрамафитов (табл. 1, ан. 5).

Ильменит-магнетитовые руды Новоселковского месторождения испытали динамометаморфизм, оказавший влияние на состав этих руд. Повсеместно наблюдается амфиболизация пород и развитие более позднего магнетита в виде микровкрапленности и сульфидов. Произошла перегруппировка рудного вещества, разрушение ильменитовых пластинок, их обособление в самостоятельные небольшие зерна, которые образовались на границе с зернами магнетита. Явление природного обогащения пород ильменитом развито широко и встречается на многих титаномагнетитовых, ильменит-магнетитовых месторождениях Кольского полуострова, Урала и др. Редки узкие пластинки ильменита, наблюдаемые в магнетите, вероятно, продукт более позднего распада твердого раствора при более низкой температуре, и поэтому по ним нельзя судить о температуре образования ильменит-магнетитовых руд в целом. В то же время магнетит Новоселковского месторождения обогащен ванадием, что дает основание отнести его к магматогенным магнетитам, образовавшимся при довольно высокой температуре. В данном случае ванадий является более характерным и стабильным индикатором, чем титан, так как первый сохраняется в магнетите, а второй выносится, концентрируясь в ильмените. 137

Таблица 2

Химический состав шпинели (в мас.%)

Компоненты		Зерно	
	1	2	3
$\begin{array}{c} \text{SiO}_2 \\ \text{TiO}_2 \\ \text{Al}_2 \text{O}_3 \\ \text{Fe}_2 \text{O}_3 \\ \text{FeO} \\ \text{MnO} \\ \text{MgO} \\ \text{V}_2 \text{O}_5 \\ \text{Cr}_2 \text{O}_3 \\ \text{ZnO}_2 \\ \text{CaO} \end{array}$	0,15 0,05 63,50 3,58 21,56 0,44 12,50 0,16 	0,15 0,05 63,24 3,77 21,52 0,48 12,44 0,08 - 0,67 0,03	0,12 0,03 65,48 1,50 21,48 0,02 12,70 0,05 0,01 0,43 —
Сумма	102,54	102,43	101,82
	Данные пересчета анал	изов на миналы	
Ильменит Якобсит Франклинит Магнезиоферрит Мg-шпинель Герцинит Прочие С у м м а	0,15 0,95 1,12 ,171 45,88 50,04 0,15 100,0	0,09 1,03 1,27 2,92 44,39 49,91 0,39 100,0	0,61 0,76 0,15 47,78 50,09 0,61 100,0
Формула минерала: 1. (Mg _{0,49} Fe ²⁺ _{0,47} Mn _{0,01} Zr 2. (Mg _{0,48} Fe ²⁺ _{0,47} Mn _{0,01} Zn	n0,01 ⁾ 0,98 ^{(AI} 1,95 ^{Fe} 0,07 ⁾ 2, 0,01 ⁾ 0,97 ^{(AI} 1,94 ^{Fe} 0,07 ⁾ 2,0	₀₂ 0 ₄ . ₀₁ 0 ₄ .	
3.IMg _{0,49} Fe _{0,46} Mn _{0,01} Zn	0,01 ⁾ 0,97 (Al _{1,99} Fe ³⁺ _{0,03}) _{2,0}	₀₂ 0 ₄ .	

В магнетите установлено также небольшое количество алюминия и магния (1,20– 1,30% Al₂O₃, 0,28–0,68% MgO), которые входят в состав разнообразных выделений шпинели, повсеместно встречающейся в зернах магнетита.

Для сравнения с химическим приведен микрорентгеноспектральный анализ магнетита Новоселковского месторождения, в котором установлены низкие содержания кремния, титана, магния. Такие окислы, как SiO₂, CaO, являются посторонними примесями, включениями силикатных минералов в магнетите, TiO₂, Al₂O₃, MgO, MnO входят в состав продуктов распада твердого раствора, о чем отмечалось выше. Высокое содержание Al₂O₃ в магнетите, установленное как химическим, так и микрозондовым анализом, связано, вероятно, с микровключениями герцинита. Ванадий (0,75 V₂O₅) входит в состав магнетита как изоморфная примесь, обычно замещая Fe³⁺.

Шпинель, как отмечалось выше, в магнетитах Новоселковского месторождения встречается в разнообразных формах выделения. Формирование ее происходило в изменяющихся физико-химических условиях, и поэтому она отличается не только формами выделения, но и химическим составом.

С помощью микрорентгеноспектрального анализатора "Cameca MS-46" был определен химический состав шпинели (табл. 2). Измерялись зерна неправильной и изометричной формы, которые являются наиболее крупными выделениями этой минеральной фазы. На рис. З приведены картины сканирования в характеристическом излучении железа, титана, магния, алюминия, цинка в шпинелевой фазе магнетита. По содержанию алюминия, железа, магния и характеру распределения основных элементов между собой шпинель относится к переходной разности между герцинитом и плеонастом. Пересчет химических анализов на минералы показал близкие содержания шпинелевой и герцинитовой составляющих (соответственно 44–47 и 49–50%).



Рис. 3. Растровые картины участка полированного шлифа магнетита с ильменитом и шпинелью (100 \times 100 мкм) в отраженных электронах (а) и в характеристическом рентгеновском излучении $Fe_{k'}$, $Ti_{k'}$, $Mg_{k'}$, $Zn_{k'}$, Al_k (6-e)

Более мелкие выделения шпинели, отнесенные нами ко второй разновидности, полностью исследовать не удалось. Рентгеновским микроанализатором установлено более низкое содержание алюминия и более высокое — железа. Цинк в данной минеральной фазе отсутствует. Следовательно, шпинель второй разновидности более железистая, ближе к герциниту. Можно предположить, что мелкие дисковидные образования шпинели — более поздние и более низкотемпературные фазы, чем более крупные изометричные зерна.

Особенности магнетита Новоселковского месторождения определяются условиями его формирования. Высказывалось несколько точек зрения на образование руд этого

месторождения: их рассматривали как позднемагматические [2, 3, 9], послемагматические [4], метаморфические [7].

Проведенное исследование магнетита, его минералогических особенностей, фазового и химического состава дает основание считать магнетит Новоселковского месторождения первично-магматическим образованием, который затем был подвергнут метаморфизму. В результате метаморфизма он был частично преобразован. Температура преобразования магнетитовых руд, определенная по магнетит-ильменитовому геотермометру, по данным [9], составляет 500°С. Образование руд происходило при более высокой температуре. Об этом свидетельствует наличие высокотемпературной шпинели как продукта распада твердого раствора, высокое содержание ванадия в магнетите, характерное только для магматогенных высокотемпературных магнетитов [1]. Низкое содержание титана определяется наложенным метаморфизмом, при котором произошло обособление магнетита и ильменита в самостоятельные зерна.

ЛИТЕРАТУРА

- Борисенко Л.Ф., Щербина В.В. Закономерности распределения скандия и ванадия в изверженных горных породах и слагающих их минералах. – В кн.: Геохимия редких элементов в связи с проблемой петрогенезиса М.: Изд-во АН СССР, 1962, с. 9–16.
- Вахрушев В.А. Ильменит-титаномагнетитовые руды кристаллического фундамента Белоруссии. — Геология руд. месторождений, 1981, № 2, с. 34-43.
- Доминиковская Д.А. Типоморфизм и особенности формирования рудных минералов Кореличского комплекса Белорусского массива. – В кн.: Материалы по гелогии кристаллического фундамента и осадочного чехла Белоруссии. Минск: Наука и техника, 1981, с. 22–38.
- Дымкин А.М., Махнач А.С., Сараев С.В. Жепезооруденение в условиях гранулитовой фации метаморфизма. Новосибирск: Наука, 1979.184 с.

- Кавардин Г.И. К минералогии сплошных титаномагнетитовых руд Цагинского месторождения. — В кн.: Вопросы геологии и минералогии Кольского полуострова. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1960, с. 229–244.
- Махнач А.С., Доминиковский Г.Г., Пасюкевич В.И. и др. Железорудные формации докембрия Белоруссии. Минск: Наука и техника, 1974. 144 с.
- Островский В.Е. О генезисе ильменит-магнетитовых руд Белорусского кристаллического массива. – Докл. АН СССР, 1972, т. 16, № 3, с. 252–255.
- Рамдор Л. Рудные минералы и их срастания. М.: Изд-во иностр. лит., 1962.
- Фоминых В.Г., Доминиковская Д.А. О температурах формирования магнетит-ильменитовых руд Кореличской зоны Белорусского массива. — Докл. АН БССР, 1977, т. 21, № 8, с. 745–747.

УДК 549.352 (571.6)

18

А.Н. НЕКРАСОВА, М.М. БОТОВА, С.М. САНДОМИРСКАЯ, Д.И. ТРОИЦКИЙ

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ СУЛЬФОАНТИМОНИТОВ СВИНЦА И СЕРЕБРА ИЗ ОЛОВО-СЕРЕБРЯНЫХ ПРОЯВЛЕНИЙ ВОСТОКА СССР

Сульфоантимониты свинца и серебра, представленные большим числом минеральных видов с различными количественными соотношениями основных компонентов, относятся к числу довольно редких минералов. Наиболее сложный состав имеют минералы группы андорита, которые ряд исследователей рассматривают как упорядоченные соединения, образующие последовательный гомологический ряд продуктов распада твердого раствора [1, 4]. Среди минералов этой группы наиболее часто встречается андорит, для других же сульфосолей (физелиит, рамдорит, накасеит) известны лишь единичные находки. К этой же группе относится "минерал МК", впервые установленный Ү. Моёlo [3] и не получивший пока названия. Приведенные в настоящей работе новые данные о сульфоантимонитах свинца и серебра — физелиите, "минерале МК", андорите с повышенным содержанием меди и диафорите — представляют интерес для понимания особенностей химического состава этой еще недостаточно изученной группы минералов. Находка же "минерала МК" в олово-серебряных рудах является второй находкой этого минерала в мире и первой — в СССР.

Минералы из группы свинцово-серебряных сульфосолей были установлены нами

Химический состав сульфоантимонитов свинца и серебра (в мас.%)

Наименова- ние минера- лов	N⁰ ⊓/⊓	Ag	Cu	Pb	Sb	S	Σ	Ли тера- тура
Минералы	,		'	1				
группы ан- дорита								
андорит	1	11,87	0,87	20,92	42,49	21,98	98,13	
	2	8,64	2,41	21,47	43,04	22,61	98,67	
	3	11,68	0,11	21,85	43,04	22,90	98,58	
	4	11,70	0,06	21,33	42,68	23.06	98.83	
	5	11,57	0,41	23,03	42.33	22,55	99.87	[1]
физелиит	6	7,23	0,42	31,34	36,77	22.46	98.22	
	7	7,37		38,10	33,25	20,79	100.02	[4]
′′минерал	8	4,66	0,95	41,95	32.00	20.40	99.96	
MK"	9	4,91	0,86	41,70	31,89	19,73	99,09	[3]
Диафорит	10	22,57	0,09	29,36	27,48	18,59	98,09	
	11	23,49	0,12	30,37	27,07	17,02	98,08	
	12	23,78		30,48	26,88	18,87	100.00	Теорет.

Кристаллохимические формулы минералов

1.
$$(Ag_{0,96}Cu_{c,12})_{1,08}Pb_{0,88}Sb_{3,05}S_{5,95}$$

2.
$$(Ag_{0,6}, Cu_{0,3})_{1,0}$$
 Pb_{0,90} Sb_{3,03} S_{6,05}

3. (Ag_{0,96} Cu_{0,02})_{0,98} Pb_{0,91} Sb_{2,98} S_{6,16}

4. (Ag_{0,94} Cu_{0,01})_{0,95} Pb_{0,88} Sb_{3,01} S_{6,17}

6. (Ag_{5,12}Cu_{0,05})_{5,17}Pb_{11,55}Sb_{23,11}S_{47,67} физелинт

7. Ag_{5,10}Pb_{13,8}Sb_{20,48}S_{48,61}

8. Cu_{0,89} Ag_{2,74} Pb_{12,90} Sb_{16,70} S_{40,64} "минерал

9. Cu_{0,96} Ag_{2,74} Pb_{12,87} Sb_{16,76} S_{40,66}

10. (Ag_{2,89}Cu_{0,02})_{2,91}Pb_{1,96}Sb_{3,12}S_{8,01}

11. (Ag_{3,11} Cu_{0,02})_{3,13} Pb_{2,00} Sb_{3,18} S_{7,60}

Примечание. Анализы авторов представляют собой среднее арифметическое из анализов, выполненных в трех точках каждого образца.

диафорит

MK"

андорит

в рудах трех олово-серебряных проявлений, характеризующихся близкими геологоструктурными условиями. Рудные тела проявлений представлены зонами дробления и брекчирования с кварцевыми жилами и системами прожилков. Вмещающие породы субвулканические дациты и интрузивные гранодиорит-порфиры. В составе руд установлены арсенопирит, галенит, сфалерит, пирит, марказит, фрейбергит, миаргирит, пираргирит, станнин, кестерит, окартит, франкеит, тиллит, касситерит- и свинцовосеребряные сульфосоли. Химический состав последних изучался на рентгеноспектральном микроанализаторе "Camebax" французской фирмы "Cameca". Режим анализа: напряжение 20 кВ, ток 24–28 нА. Аналитические линии: L_{α_1} для Pb, Ag, Sb; K_{α} для Cu и S. Эталоны: синтетические PbS (Pb), CuFeS₂ (S), Sb₂S₃ (Sb) и химически чистое серебро. Относительные интенсивности пересчитывались в содержания по программе MBXCOK на ЭВМ РДР 11/04. Формулы минералов рассчитывались исходя из суммарного формульного коэффициента. Результаты анализов приведены в таблице, где для сравнения помещены также литературные данные.

В рудопроявлении 1 свинцово-серебряные сульфосоли встречены в виде вростков в фрейбергите и миаргирите. Форма их выделений неправильная, изометричная, иногда неяснопластинчатая. Размер выделений не более 0,02 мм. При изучении на микрозонде установлено, что практически однородный в отраженном свете под микроскопом минерал представляет собой тонкое срастание трех фаз, различающихся по содержанию серебра и свинца (рис. 1). Подобное тонкопластинчатое строение имели образцы рамдорита из Потоси, изученные на микрозонде О.Л. Свешниковой [2]. Наиболее светлая на рис. 1 фаза по составу отвечает андориту (ан. 1). В ней, как в



Рис. 1. Срастание андорита (светло-серое), физелиита (темно-серое) и "минерала МК" (черное). Снимок на микрозонде в поглощенных электронах. Увел. 1200



Рис. 2. Срастание андорита (светло-серое) и джемсонита (темно-серое) *a* — снимок на микрозонде в поглощенных электронах; *б*, *в*, *г* — то же в рентгеновских лучах: *б* — PbL_α, *s* — AgL_α, *г* — FeK_α, Увел, 800

матрице, распределены тонкие пластинки минерала с содержанием серебра 7,23%, свинца 31,34% (ан. 6) и более крупные пластины минерала с содержанием серебра 4,66%, свинца 41,95% (ан 8). Первый минерал по соотношению основных компонентов близок физелииту, исследованному Moëlo Y. (ан. 7). Он рассчитывается на формулу, отличающуюся от эмпирической формулы, полученной Moëlo Y. [4], меньшим содержанием свинца и избытком сурьмы в два атома. Второй минерал соответствует "минералу МК" по Moëlo Y. (ан. 9), для которого Moëlo Y. предложена идеализированная формула CuAg₃Pb₁₃Sb₁₇S₄₀ [3]. Кроме рассмотренных фаз в другом участке образца установлен андорит с повышенным (2,41%) содержанием меди, изоморфно замещающей серебро (ан. 2).

В рудопроявлении 2 установлен андорит, встречающийся в ассоциации с пираргиритом, миаргиритом, джемсонитом и галенитом. С джемсонитом андорит образует тесные срастания, развивающиеся по галениту (рис. 2). По химическому составу (ан. 3 и 4) андорит из рудопроявления 2 аналогичен андориту из Боливии [1].

В рудопроявлении 3, характеризующемся меньшим эрозионным срезом по сравнению с рудопроявлениями 1 и 2, в ассоциации с фрейбергитом и пираргиритом встречен диафорит (ан. 10 и 11), довольно близкий по составу теоретическому диафориту Ag₃Pb₂Sb₃S₈ [2]. В качестве незначительной примеси в минерале присутствуют медь (0,09–0,12%) и железо (0,02–0,30%).

ЛИТЕРАТУРА

- Мозгова Н.Н., Бортников Н.С., Органова Н.И. и др. Новые данные о гомологической серии андорита. — Минерал. журн., 1983, т. 5, № 1, с. 17—33.
- Свешникова О.Л. Химический состав и классификация сульфоантимонитов свинца и серебра. – Новые данные о минералах СССР, 1975, вып. 24, с. 107–119.
- 3. Moelo Y. Contribution a l'etude des conditions

naturelles de formation des sulfures complexes d'antimoine et plomb (sulfosels de Pb/Sb): Signification metallogenique, 1983, 624 p. (Doc. BPGM; N 55).

4. *Moelo Y., Makovicky E., Karup-Møller S.* New data on the minerals of andorite series. – Neues Jb. Miner. Manatsch., 1984, H. 4, S. 175–182.

УДК 549.732

Н.Н. ПЕРЦЕВ, В.А. БОРОНИХИН

СИНГАЛИТ, ТУРМАЛИН, СЕРЕНДИБИТ И ЛЮДВИГИТ В МАГНЕТИТОВОЙ РУДЕ ТАЕЖНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (Центральный Алдан)

Таежное железорудное месторождение в Южной Якутии относится к уникальным объектам, особенно в отношении разнообразия минералов и минеральных ассоциаций. Этот сложный объект вызывает оживленные споры в генезисе и структуре в течение вот уже трех десятилетий. Наиболее существенные различия во взглядах представлены осадочно-метаморфической [5] и контактово-метасоматической [6] гипотезами происхождения железных руд и борной минерализации. В последние годы появились новые петрологические и структурные данные о полиметаморфизме в породах и рудах Таежного месторождения, о регенерационной апосерпентинитовой природе оливиновых и клиногумитовых пород, несущих богатые магнетитовые руды [1].

Особенности строения месторождения сводятся к следующему. Породы и руды образуют сигмоидную складку с крутопадающими с северном направлении крыльями и крутопадающим под углом 70° шарниром. Богатые железные руды слагают внешнюю часть складки. Характерно чешуеобразное, аллохтонное залегание всех пород внутри складки, в том числе и карбонатных (доломитовых) пород, линзообразные тела которых концентрируются в призамковой части. Турмалиновая минерализация приурочена к телам существенно кварцевых пород с кордиеритом и силлиманитом, развитых по биотитовым гнейсам в замке складки. Наиболее обычными формами


Рис. 1. Симплектитовые выделения сингалита по контуру выделения магнетита (*Мт*) ранней генерации в людвигите (*Лд*). Крупное зерно форстерита (*Фо*) в нижнем левом углу окружено каймой турмалина (*Ту*). Обр. 485/865, без анализатора, увел. 40

Рис. 2. Выделения серендибита (*Срд*) на окончании зерен шпинели (*Шп*) соприкасаются с магнетитом (*Мт*) и клиногумитом (белое). Зарисовка по микрофото. Обр. 485/858,6, увел. 60



Рис. З. Диаграммы состав – парагенезис

а — сингалит-турмалиновая фация, пунктиром показаны нестабильные парагенезисы; б — серендибит-оливиновая фация. Ди — диопсид; Пар — паргасит; Фл — флогопит; Тур — турмалин; Ол оливин; Люд — людвигит; Син — сингалит; Шп — шпинель; Мт — магнетит. Составы минералов написаны по данным табл. 1 и 2

проявления турмалина являются штокверковидные секущие и согласные со сланцеватостью сети прожилков в гнейсах и кварцевых породах. Турмалин встречается также в виде кварц-турмалиновых симплектитов в пегматитах в форме небольших линз и гнезд в околоскарновых породах и эндоскарнах. Наиболее поздний турмалин развит по серендибиту [4]. Серендибит наблюдается в зонах шпинель-пироксеновых скарнов и пироксен-плагиоклазовых околоскарновых пород в некоторых карбонатносиликатных контактах. В кальцифирах локально проявлена боратная минерализация, представленная людвигитом, к которому изредка присоединяются варвикит, сингалит, суанит [2, 4]. В богатых магнетитовых рудах с ортосиликатами магния — оливином или минералами гумитовой группы из борных минералов отмечается лишь людвигит и изредка в виде незначительной примеси варвикит (Mg, Fe)₃TiB₂O₈. Такая руда имеет грубую линзовидно-полосчатую текстуру с линзовидными, реже гнездовидными или прожилковыми выделениями рудных минералов (магнетита, людвигита и сульфидов железа). Характерна цементационная или интерстиционная текстура, и руды на первый взгляд кажутся весьма однородными по составу: рудные минералы + клиногумит либо рудные минералы + оливин. Однако более деталь-

Таблица 1

Микрозондовые анализы борных минералов (в мас.%)

			1		-+	1
Компоненты	Турмалин	Людвигит 1	Людвигит 2	Ашарит	Сигналит	Серендибит
SiO.	38,16			0.26		23.96
TiO.		0.23	0.18	0.65		0.08
ALO.	28,12	1.30	1.85	0.93	42.35	28.99
Fe Q	5,42	35,56	34,45	-, -		6.02
FeO		28,35	29,77	3.56	3.66	3.85
MnO		0,27	0.27	0,89		- /
MgO	13,36	21,77	20,77	43,17	31.02	14.84
CaO	4,46					15,38
Na, O.	0,67					
B ₂ O ₃	11,01	16,38	16,30	40,52	28,74	7,26
H ₂ O	3,08			10,48		
Сумма	90,19	87,48	87,29	49,46	77,03	93,12
Si	6,021			0,004		5,735
Ti		0,006	0,005	0,007		0,014
AI						0,250
AIVI	5,227	0,054	0.077	0,016	1.006	7,926
Fe ^{3 +}	0 644	0.946	0.923			1 074
Fe ² +	-,	0.838	0.886	0.043	0.062	0.767
Mn		0,000	0,000	0,043	0,002	0,702
Ma	3 1 4 3	1 148	1 101	0,011	0.032	5 205
Ca	0 755	1,110	1,101	0,520	0,002	3 943
Na	0 206					5,545
В	2.671	0.764	0.780	1 000	0.800	3 000
ОН	_,	-,	-,	1 000	0,000	0,000

П р и м е ч а н и е. Микрозонд MS-46 "Сатеса". В $_2O_3$ и Н $_2O$ взяты по расчету. Их количества в суммах не учтены. Серендибит — обр. 485/858,6, остальные — обр. 485/865. К $_2O$ и К не обнаружены.

ное изучение показывает композиционную неоднородность. Спорадически в составе богатых руд появляются участки, содержащие пластинки флогопита, и (или) диопсида, паргасита. Людвигит на таких участках исчезает либо "бронирован" ортосиликатами магния.

Изредка появляются участки, резко обогащенные шпинелью, обычно отсутствующей в рудах. Локальная неоднородность в рудах, по-видимому, объясняется неоднородностью субстрата, испытавшего замещение ортосиликатами и оруденением. Таким субстратом, скорее всего, были протрузивные тела серпентинитов, несущие будинированные и десилицированные в процессе термального метаморфизма серпентинита обломки вмещающих алюмосиликатных пород [1].

К подобным участкам в керне одной из разведочных скважин относится интервал около 0,5 м, обогащенный глиноземом и несущий необычную борную минерализацию.

В рудной массе, сложенной преимущественно линзовидно-прожилковыми выделениями магнетита, в меньшей степени людвигита и пирротина, имеются пойкилитовые включения оливина. В оливине встречаются одиночные включения — узники диопсида. Кроме того, в руде наблюдаются редкие зерна флогопита и паргасита, не соприкасающиеся, однако, с людвигитом. Силикатные пойкилитовые включения (кроме будинированного форстеритом диопсида) частично или полностью окаймляются оторочками турмалина (рис. 1), совершенно нехарактерного для ортосиликатных руд на месторождении. Турмалин соприкасается с людвигитом без образования какихлибо промежуточных реакционных фаз. Это также весьма необычный парагенезис [4], особенно если учесть сравнительно небольшую железистость людвигита. Не менее удивительным оказалось присутствие здесь сингалита (MgAlBO₄). Этот редкий алюмоборат магния ранее не отмечался в руде. Он образует симплектитовые прорастания с магнетитом в контакте с лювигитом (см. рис. 1). Магнетит в симплектитах оказался более титанистым, чем в остальной рудной массе (см. табл. 2).

Таблица 2

Микрозондовые анализы минералов руд (в мас.%)

Компонен- ты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
SiO ₂ TiO ₂	37,84	39,04	39,10	36,73	37,77	52,65	53,29	41,77	44,73	0,13 0,02	0,21 0,11	0,46 0,12	T	0,29 0,02	0,65
Al ₂ O ₃ Fe ₂ O ₃						1,59	1,63	16,89	13,17	65,9 6	1,12 68,53	0,46 68,93	0,13 7 0,85	0,24 70,82	0,57 69,14
FeO MnO MgO CaO	13,41 0,22 46,61	13,11 0,31 47,47	12,66 0,30 48,08	12,89 0,24 49,02	12,43 0,26 47,99	4,45 0,10 17,50 24,19	4,29 0,09 17,14 23,95	4,28 25,73	7,12 0,05 17,65 12,33	13,94 0,12 19,00	28,79 0,24 1,22	27,25 0,26 1,79	29,29 0,26 1,37	30,04 0,25 0,79	28,82 0,35 1,20
Na₂ O K₂ O						0,13	0,12	0,33 9,79	2,16 1,22						
Сумма Si Ti	98,18 0,956	99,93 0,968	100,14 0,965	98,88 0,91 2	98,45 0,945	100,61 1,905	100,51 1,932	98,82 2,822	98,43 6,283	99,17 0,003	100,22 0,008 0,003	99,27 0,017 0,003	101,90	102, 4 5 0,011 0,001	100,73 0,019
						0,068	0,068 0,002	1,178 0,167	1,717 0,463	1,978	0,050	0,021	0,006	0,011	0,026
Fe ^{3 +}				-						0,019	1,952	1,979	1,994	1 ,989	1,974
He ²⁺ Mn Mg Ca Na K	0,283 0,007 1,755	0,272 0,007 1,754	0,261 0,006 1,768	0,268 0,005 1,815	0,260 0,006 1,790	0,135 0,003 0,944 0,937 0,009	0,130 0,003 0,927 0,930 0,008	0,242 2,591 0,043 0,844	0,836 0,006 3,698 1,855 0,588 0,219	0,278 0,003 0,721	0,911	0,869 0,009 0,102	0,915 0,008 0,076	0,937 0,008 0,044	0,903 0,011 0,068

Примечание. Микрозонд MS-46 "Cameca". 1—5 — оливин: 1—3 — обр. 485/865, 4, 5 — обр. 485/858,6; 6, 7 — диопсид, обр. 485/865; 8 — флогопит, обр. 485/865; 9 — паргасит, обр. 485/865; 10 — шпинель, обр. 485/858,6; 11—15 — магнетит, обр. 485/865: 11, 12 — магнетит послелюдвигитовой генерации, 13, 14 — людвигит гистерогенный с ашаритом (по людвигиту), 15 — магнетит ранний, долюдвигитовый.

Вероятно, симплектиты образовались по глиноземистому магнезиальному и титанистому магнетиту, типичному по составу для ранней генерации этого минерала. При борном метасоматозе (отложении в руде людвигита) выделившаяся из магнетита шпинель замещалась сингалитом, а ильменит — варвикитом. Людвигит цементируется магнетитом более поздним, главной рудной стадии. В нескольких метрах выше скважина пересекла другой интервал (~0,5 м) с обильной шпинелью (~10%), формирующей срастания с магнетитом и цементирующейся магнетитом. Людвигит в этом интервале, как и турмалин, почти отсутствует, но в очень небольшом количестве встречается другой боросиликат — серендибит, образующий редкие мелкие ограничения выделений шпинели на контакте с оливином и клиногумитом (рис. 2).

Минералы, слагающие эти интервалы, в том числе и слабо проявленные гистерогенные продукты изменения людвигита, проанализированы электронным микрозондом (табл. 1 и 2). Полученные результаты требуют некоторых комментариев.

Оливин имеет железистость ~14%, что характерно для богатых руд месторождения. Диопсид, паргасит и флогопит также достаточно обычного состава. Турмалин характеризуется повышенным содержанием кальция (увит), что также типично для его скарновых ассоциаций на месторождении.

Несмотря на ассоциацию с турмалином, людвигит по железистости заметно не отличается [3] от обычных составов в рудах. Магнетит главной стадии оруденения сходен по составу с более поздним низкотемпературным магнетитом из ашарит-магнетитовых агрегатов по людвигиту. У наиболее раннего магнетита из симплектитов с сингалитом иной состав. Гистерогенный ашарит (ссайбелиит) в прожилках и агрегатах с магнетитом проявил повышенную железистость.

Парагенетический анализ этого интервала руд показал, что вместо обычных скарновых парагенезисов форстерита со шпинелью и флогопита со шпинелью, в рассмотренном случае становящихся нестабильными, устойчивы парагенезисы людвигита и оливина с турмалином и турмалина с сингалитом. Более обычный парагенезис в рудах людвигита со шпинелью также становится неустойчивым, прерывается сингалитом (рис. 3, *a*). Эти необычные парагенезисы возможны только при повышенной химической активности B₂O₃.

В образцах из интервала руд с серендибитом парагенетическая картина иная (рис. 3, *б*). Здесь вместо турмалин-шпинелевого парагенезиса появляется серендибит, требующий для своего образования повышенной активности CaO и, вероятно, пониженной температуры, поскольку в скарнах Таежного месторождения обычно наблюдается [4] гистерогенное развитие турмалин-шпинелевой ассоциации по серендибиту. На это равновесие также может влиять химическая активность Na₂O, при повышении которой стабилизируется турмалин.

Рассмотренный здесь случай интервала с появлением необычной бороалюмосиликатной минерализации среди монотонных руд с ортосиликатами магния свидетельствует о предшествующем загрязнении среды, подвергнутой замещению ортосиликатами и рудами, алюмосиликатным материалом. Такой средой, скорее всего, могли быть протрузивные серпентиниты.

ЛИТЕРАТУРА

Кулаковский А.Л., Перцев Н.Н. Регенерация ортосиликатов магния и некоторые аспекты генезиса богатых железных руд Таежного месторождения (Центральный Алдан). — Геология руд. месторождений, 1985, № 5/6, с. 84—99.

ø

- Лисицин А.Е., Руднев В.В. Новые данные о суаните, варвиките и сингалите Таежного скарно-магнетитового месторождения (Южная Якутия). – Минерал. журн., 1985, № 6, с. 62–72.
- 3. Лисицин А.Е., Руднев В.В., Гафт А.Л. и др. Новые данные о людвигите и ашарите Таеж-

ного скарно-магнетитового месторождения (Южная Якутия). – Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1985, вып. 1, с. 62–72.

- Перцев Н.Н. Парагенезисы борных минералов в магнезиальных скарнах. М.: Наука, 1971. 192 с.
- 5. Сердюченко Д.П., Глебов А.В., Каденская М.А. и др. Железные руды Южной Якутии. М.: Изд-во АН СССР, 1960. 519 с.
- Шабынин Л.И. Магнезиально-скарновые железорудные месторождения. М.: Недра, 1978. 232 с.

<u>М.Е. ЯКОВЛЕВА</u>, Л.И. ПОТАПОВА, В.И. ЕРМАКОВА • О СОСТАВЕ БИТУМИНОЗНОГО ВЕЩЕСТВА В ЛАБРАДОРИТЕ С УКРАИНЫ

Облученные ультрафиолетовыми лучами два образца лабрадорита с Украины показали присутствие в них органического вещества. Ниже приводится характеристика этих подвергшихся исследованию лабрадоритов.

Один образец темный, почти черного цвета, неоднородно крупнозернистый, с отдельными таблитчатого облика кристаллами лабрадора до 5 см, выделяющимися как порфировые вкрапленники. Многие кристаллы лабрадора иризируют синим цветом и обладают шелковистым блеском. Различимы редкие зерна пироксена, ильменита, чешуйки биотита, мелкие вкрапления пирротина, халькопирита, а также обособления белого цвета, состоящие из кальцита и кварца. Зерна лабрадора неравномерно пропитаны пылевидными включениями темно-серого и черного цвета, образующими сгустки разной плотности, постепенно переходящие в тонкораспыленный фон. Пылевидные включения, как показали исследования, состоят из ильменита и С_{орг}. В участках лабрадора с наименьшим скоплением пылевидных включений содержание ильменита составляет около 0,1%, а содержание С_{орг} в средней пробе лабрадорита около 1,13% (определен газометрическим методом Виртца-Штролейна). Аналогичная картина наблюдается в черном обсидиане [2], где цвет обусловлен тонкой смесью магнетита и С_{орг}. В литературе отмечено присутствие в канарском анортозитовом массиве чистого углерода в виде тонкой графитовой пыли [1].

При микроскопическом исследовании описываемого образца в кристаллах лабрадора различимы включения мелких зерен ортоклаза, пироксена, ильменита, биотита, апатита, титанита, кальцита и газово-жидких образований. Как показал химический анализ лабрадора, минералы-примеси в нем составляют около 2%, а состав минерала хозяина отвечает Ab_{42.3} An_{52.8}Or_{4.9}.

Дериватограмма лабрадора, полученная из навески 2 г, показала ступенчатый характер потери веса до 600°С и незначительную потерю при 755°С. Общая потеря веса, составляющая 0,2%, слагается из адсорбированной воды до 100°С, сгорания органического вещества при 360°С, разгерметизации газово-жидких включений в интервале 500–600°С и диссоциации кальцита при 755°С.

Другой исследованный образец лабрадорита характеризуется более светлым — серым цветом и однородной среднезернистостью с преобладающим размером зерен 3–7 мм. Он сложен только лабрадоритом с изометричными и реже таблитчатыми очертаниями, нередко с нежно-голубой иризацией и шелковистым блеском. Из акцессорных минералов в образце различимы ксеноморфные зерна ильменита.

Отличие данного образца от предыдущего состоит в отсутствии в нем темноцветных минералов, что нашло свое отражение в характере люминесценции. Смоченные хлороформом черный и серый образцы светятся по-разному: на первом возникают тускло-голубого цвета пятна, второй становится однородно ярко-голубым. Характер свечения обоих образцов свидетельствует о присутствии в них битуминозных веществ.

Исследование в ультрафиолетовых лучах под микроскопом черного лабрадора показало, что в нем присутствуют битуминозные вещества со светло-желтой люминесценцией, выполняющие мельчайшие микротрещинки и поры. Основная масса минерала люминесцирует менее интенсивно бледно-голубоватым цветом. Для серого лабрадора свойственна более яркая люминесценция голубого цвета.

Путем экстракции в аппарате Сокслета битуминозных веществ из лабрадоритов было определено, что серый образец содержит больше веществ, извлекаемых хлороформом (0,009%), чем черный (0,007%). Битуминозные вещества в составе газовых включений в анортозитах Каларского массива были установлены Г.Н. Баженовой [1]. В их составе кислые спирто-бензольные компоненты преобладают над нейтральными бензольными. В отличие от этого битуминозные вещества исследованных нами лабрадоритов характеризуются восстановленным составом с преобладанием нейтральных компонентов.



Рис. 1. ИК-спектры битуминозного вещества лабрадора А — исходная проба, хлороформенный экстракт, Фракции: I — метаново-нафтеновых углеводо-родов; II — ароматических углеводородов и петролейно-эфирных смол; III — бензольных смол; IV — спирто-бензольных смол

Битуминозные вещества в природных образованиях

Природное об- разование	Лабрадорит	Обсидиан [6, 7]	Опал [3]		
Форма залега- ния	Выполнение микротрещин, пор и плестинчато-игольча- тых образований	Заполнение полостей газовых включений	Присутствие в структур- ных пустотах		
C _{ODF} , %	0,13	0,09	0,02		
ХБ, %	0,009	0,009	0,001		
$\beta_{X B} = \frac{C_{opr}}{X B}$	14,4	10,0	20,0		
Групповой состав ХБ, %	I-20,38 II-24,53 III-21,89 IV-16,98 V-16,23	I—15,8 II—22,0 III—36,2 IV—18,5 V—7,5	I-12,0 II-30,0 III-35,0 IV-17,0 V-6,0		
Структура вещества	Преобладание среднецепочны нии. Углеводородные структ	ых кислородсодержащих с уры небольшой разветвле	структур в разном соотноше- нности		
	Кислоты, триглицериды, простые эфиры, углеводо- роды	Сложные эфиры, кис- лоты, спирты, угле- водороды, фталаты	Кислоты, спирты, сложные эфиры,углеводороды, фта- латы		

По данным тонкослойной хроматографии [5], в составе битуминозного вещества исследуемых лабрадоритов (вместе черного и серого) установлены следующие фракции: метаново-нафтеновые углеводороды — 20,38%, ароматические углеводороды и петролейно-эфирные смолы — 24,53%, бензольные смолы — 21,89%, спиртобензольные смолы — 16,23%. Такой состав битуминозных веществ обнаруживает в них повышенную долю масел и преобладание бензольных смол над спирто-бензольными. В маслах определенную часть вещества занимают ароматические углеводороды (II фракция), что характерно для аналогичных веществ, установленных в других минеральных образованиях (см. таблицу).

По данным ИК-спектрометрии основными структурами битуминозных веществ лабрадоритов являются кислородсодержащие, из которых значительная часть приходится на триглицериды, кислоты, спирты. Помимо этого, присутствуют простые и сложные эфиры. Хроматографическое разделение битуминозных веществ позволило установить особенности состава слагающих фракций соединений (рис. 1).

Фракция I представлена в основном углеводородными структурами с длиной цепей С более 10 Å. Из кислородсодержащих структур отмечены кислоты и триглицериды.

Фракция II содержит в основе кислородные структуры фталатного типа и в небольшом количестве кислоты.

Фракция III характеризуется перераспределением кислородных структур, которые доминируют в основе вещества. В ней резко уменьшено количество фталатов и увеличено — кислот, триглицеридов и простых эфиров. Особенностью состава II и III фракций является уменьшение длины парафиновых цепей составляющих их соединений.

Фракция IV включает сложные кислородсодержащие структуры с преобладанием кислот и триглицеридов.

Специфичность состава битуминозных веществ лабрадоритов проявляется в повышенном количестве масляной фракции, в структуре которой преобладают углеводородные соединения. Не исключено присутствие ароматических структур. Очевидно, основу битуминозных веществ лабрадоритов составляли нейтральные компоненты углеводородной природы, затронутые в дальнейшем процессами окисления, что подтверждается наличием в них фталатов (ароматических эфиров).

Полученные результаты позволяют высказать предположение, что присутствующие в минеральных образованиях битуминозные вещества могут оказывать влияние на



Рис. 2. Волокнистость лабрадора; боковое освещение; увел. 22



Рис. 3. Волокнистость лабрадора и пластинчатые образования; боковое освещение; увел. 22

некоторые их свойства, в частности в лабрадоритах являются причиной шелковистого блеска.

В 1972 г. Г.К. Еременко [4] обратил внимание на то обстоятельство, что шелковистый блеск лабрадора связан с игольчато-пластинчатыми образованиями в нем, которые, по его мнению, являются "сегрегациями точечных несовершенств на дислокациях". Общность в характере шелковистого блеска, наблюдаемого в лабрадоре и в серебристом обсидиане, проявлена очень четко. Как установлено [7], шелковистый блеск в обсидиане обусловлен присутствующим в порах битуминозным веще-



Рис. 4. Волокнистость лабрадора и две системы игольчато-пластинчатых образований; боковое освещение

а — увел. 22; *б* — увел. 36

ством, и это послужило поводом к более пристальному исследованию лабрадора с шелковистым блеском. Оказалось, что все просмотренные зерна иризирующего лабрадора обладают шелковистым блеском, но шелковистый блеск отмечается также и у части зерен, не обладающих иризацией. Лабрадору с шелковистым блеском свойственна тонкая волокнистость, образующая со спайностью (001) угол около 60–65° (рис. 2, 3), и четыре системы игольчато-пластинчатых образований размером до 0,7 × 0,045 мм (рис. 4, *a*, *б*). На приведенных микрофотографиях видно, что одна система пластинок совпадает с ориентировкой волокнистости, три другие системы пластинок и иголочек имеют иные ориентировки. Удалось наблюдать зерно, у которого одна система коротких пластинок ориентирована перпендикулярно тонкой воРис. 5. Схематическая зарисовка расположения четырех систем (1-4) пластинчато-игольчатых образований в лабрадоре

10

локнистости, а две взаимно перпендикулярные системы удлиненных пластинок и иголочек образуют с волокнистостью угол 45°.

Схематически такое взаиморасположение изображено на рис. 5. Пластинчато-игольчатые образования в лабрадоре — это пустоты, имеющие форму отрицательных кристаллов, поверхность которых покрыта тончайшими пленочками кальцита, слюдоподобных минералов (хлорит, вермикулит?) и битуминозного вещества, светящегося светло-желтоватым светом в люминесцентном микроскопе. Размер молекул углеводородов (5–13 Å) значительно меньше, чем размер структурных пустот в минералах.



Условия заполнения этих пустот определяются особенностями образования минералов и процессами их последующей перекристаллизации, которой сопутствует миграция подвижных углеводородных компонентов, проникающих в кристаллы лабрадора, оттеняя его волокнистость и обволакивая стенки игольчато-пластинчатой формы пор.

Волокнистость и игольчато-пластинчатые поры в кристаллах лабрадора свидетельствуют, как нам представляется, о микродендритном строении их, но при этом возникает вопрос, почему одни кристаллы обладают микродендритным строением, тогда как у других оно не проявлено в достаточной степени, а может быть, и отсутствует.

Как предполагает Г.И. Баженова [1], процесс анортитизации на ранней стадии становления каларского анортозита протекал в условиях высокой восстановленности флюидов, что привело к смещению флюидного равновесия в сторону образования бескислородных форм углерода и водорода. Присутствие в лабрадоре углерода в виде графитовой пыли свидетельствует о его значительной роли в этом процессе. Возникновение на этой основе углеводородных соединений, очевидно, регламентировано определенными рамками температур, а изменение физико-химических условий процесса могло вызвать окисление вещества до кислородсодержащих структур.

ЛИТЕРАТУРА

- Баженова Г.Н. Состав газовых включений в анортозитах Каларского массива и в ассоциирующих с ними чарнокитах и сиенитах как показатель условий метаморфизма. – Докл. АН СССР, 1972, т. 205, № 1, с. 198– 204.
- Барсанов Г.П., Яковлева М.Е., Потапова Л.И. О пестром обсидиане Джрабер-Фонтанского месторождения (Армянская ССР). — В кн.: Драгоценные и цветные камни. М.: Наука, 1980, с. 60–75.
- Барсанов Г.П., Яковлева М.Е., Потапова Л.И. и др. О некоторых свойствах обыкновенного и благородного опала. – В кн.: Новые данные о минералах. М.: Наука, 1985, вып. 32, с. 1–12.
- Еременко Г.К. Игольчато-пластинчатые дефекты кристаллов волынского лабрадора. — Минерал. сб. Львов. ун-та, 1972, № 26, вып. 2, с. 212—215.
- Ермакова В.И., Барташевич О.В. Опыт применения тонкослойной хроматографии и нефтяной геохимии: Экспресс-информ. М.: ВИЭМС, 1975, № 6.
- Потапова Л.И., Ермакова В.И., Яковлева М.Е. О составе битуминозных веществ серебристого обсидиана. — В кн.: Новые данные о минералах. М.: Наука, 1981, вып. 29, с. 163–164.
- Яковлева М.Е., Потапова Л.И. Включения битуминозных веществ в обсидиане. – В кн.: Новые данные о минералах. М.: Наука, 1972, вып. 21, с. 205–209.

М.Е. ЯКОВЛЕВА, Н.Н. КОНОНКОВА, Г.А. ОСОЛОДКИНА, Е.Л. СОКОЛОВА

• ХРОМОВЫЙ АМФИБОЛ ИЗ КОЛЛЕКЦИИ МИНЕРАЛОГИЧЕСКОГО МУЗЕЯ им. А.Е. ФЕРСМАНА АН СССР

По данным, приведенным в справочнике "Минералы" [3], амфибол, в состав которого входит Cr_2O_3 в количестве до 0,5–0,6%, встречается сравнительно часто. Такое количество окиси хрома присутствует в кальциевом и натриевом моноклинном амфиболе, а также отмечается в антофиллите — ромбическом амфиболе. Амфибол с содержанием Cr_2O_3 около 1% встречается реже. Это преимущественно высокоглиноземистая роговая обманка (0,73–0,89% Cr_2O_3) и реже натриевый амфибол (1,07% Cr_2O_3). Еще более высокое содержание Cr_2O_3 (до 1,5–3,2%), которое позволило бы выделить амфибол как хромовую разновидность, является редким, а "сверхвысокое" (4,68%) указывается в литературе только в одном случае [4]. Амфибол с высоким содержанием окиси хрома принадлежит группе роговой обманки и встречается в основном в ультраосновных породах, эклогитах, хромититах.

При проверке коллекции актинолита, хранящейся в фондах Минералогического музея, нами выделен и исследован амфибол с высоким содержанием хрома. Всего исследовано 10 образцов из двух месторождений — СССР (Южный Урал) и Югославии. Макроскопическое описание их приведено в табл. 1, химический состав и оптические свойства — в табл. 2¹.

Пересчет анализов на структурные формулы произведен по методу И.Д. Борнеман-Старынкевич [1], но при этом допущен искусственный прием, состоящий в том, что данные содержания суммарного железа полностью отнесены к железу в трехвалентной форме. Это необходимо для того, чтобы рассчитанная суммарная валентность катионов находилась в максимальном соответствии со структурой амфибола.

Полученные формулы позволяют по классификации амфиболов справочника "Минералы" отнести их к магнезиальной обыкновенной роговой обманке и только образец 55193 с 0,97% Cr₂O₃ принадлежит тремолитовой роговой обманке с низким содержанием Al₂O₃ (3,94%), что сближает его с тремолитом. Как видно из табл. 2, наибольшее содержание Cr₂O₃ в исследуемых образцах роговой обманки отвечает 3,59%. Присутствие окиси хрома в составе амфибола от 2% и выше вызывает слабое окрашивание его в зеленоватые цвета под микроскопом и плеохроизм с обратной схемой абсорбции: окрашивание по оси Np и отсутствие окраски по оси Ng.

Данные инфракрасной спектроскопии² приведены на рисунке. Спектры в области от 3600 до 3800 см⁻¹ получены для образцов тремолитовой и магнезиальной обыкновенной роговой обманки, содержащих 0,97 и 3,14% Cr₂O₃ соответственно. ИКС тремолитовой роговой обманки (обр. 55193) в области валентных колебаний OH-групп имеет четко выраженную полосу поглощения 3678 см⁻¹, осложненную слабой полосой 3690 см⁻¹. Обращает внимание сходство кривой в данной области с ИКС тремолита [3]. ИКС магнезиальной обыкновенной роговой обманки (на примере обр. 64582) имеют в соответствующей области серию расщепленных полос слабой интенсивности: 3678, 3662, 3650 см⁻¹, а также слабую полосу 3723 см⁻¹. Спектры тремолитовой и магнезиальной обыкновенной роговой обманки в области от 400 до 1200 см⁻¹ практически не отличаются друг от друга и сходны с ИКС группы кальциевых амфиболов [3].

Все образцы хромового амфибола с Южного Урала представлены в коллекции Музея с ультраосновного массива Кемпирсайского (Донская группа), к которому приурочено месторождение хромита, детально изученное В.П. Логиновым и Н.В. Павловым [2]. Появление амфибола (относимого авторами к актинолиту) как в рудных телах, так и во вмещающих руды дунитах связывается с послерудными гидротермальными проявлениями. Амфибол в большинстве случаев образует жилы и прожилки мощностью от нескольких миллиметров до 10 см, часто расчленяющиеся на несколько

¹ Химические составы выполнены в основном на микрозонде в ГЕОХИ АН СССР Н.Н. Кононковой. Микрозонд САМЕВАХ-МІСКОВЕАМ; ускоряющее напряжение 15 кВ, ток зонда 30 нА, диаметр около 3 мкм.

² Выполнены и расшифрованы Е.Л. Соколовой.

Таблица 1

Макроскопическая характеристика образцов

Номер образца	Размер, см	Ст _р ана, месторожде- ние	Макроскопическое описание
55193	9 × 5	Югославия, Даковице	Зерна светло-зеленого амфибола до 0,8 см сохраняются в почти бесцветных или очень бледно-зеленоватого цвета призмах до 2,5 см длиной, состоящих из микрозернисто- го агрегата вторичных продуктов; встречаются мелкие зерна хромшпинели
55194	10 X 6	Югославия, Прешево	Зерна темно-зеленого амфибола до 0,8 см сохраняются в обесцвеченных призмах до 1,2 см, состоящих из вторич- ных продуктов, много мелких зерен хромшпинели; при- сутствуют чешуйки измененного хлорита (?) лиловатого цвета
55195	6 × 3,6	Там же	Зерна темно-зеленого амфибола до 0,5 см в обесцвечен- ных призмах до 1,5 × 1 см, состоящих из вторичных про- дуктов; редкие зерна хромшпинели и редкие чешуйки лиловатого хлорита (?)
55196	8 × 7	Югославия, Купаново (Македония)	Тектоническая брекчия. Среднезернистый агрегат из призмочек ярко-зеленого амфибола до 0,4 см, хромшпи- нели и чешуек хлорита (?) светло-лиловатого цвета; белые налеты кальцита
64570	15 X 15 X X 10	СССР, Дон- ское-Кемпир- сайское (Юж- ный Урал)	По трещинам в хромшпинели развиты зерна и призмы светло-зеленого амфибола до 1 см длиной и скопления светло-сиреневого хлорита (?) с размерами чешуек до 0.4 см в диаметре
64582	10 X 9	Там же	В преобладающей хромшпинели присутствует обособле- ние ярко-зеленого амфибола размером 9 X 9 см с разме- ром призм до 1,3 см, а также скопление светло-сирене- вого хлорита (?) размером 4 X 3 см с величиной чешуек до 0,2 см
64584	9×9	"	В хромшпинели скопление призм размером до 0,8 см ярко-зеленого амфибола и скопление до 2 см сиренева- того тонкочешуйчатого хлорита (?)
64585	9 X 7	,,	Обособление светло-зеленых призм амфибола (до 1 см) в среднезернистом агрегате хромшпинели и тонкочешуй- чатого светло-сиреневатого хлорита (?); последний обра- зует также скопление размером 5,5 X 4 см
64586	9 × 6	"	Агрегат (6 × 5,5 см) призмочек (около 0,3 см) прко-зеле- ного амфибола в хромшпинели; примазки тонкочешуйча- того светло-сиреневого хлорита (?)
82305	17 X 8,5	"	Весь образец состоит из темно-зеленых призм амфибола до 4 см длиной, местами измененного обесцвечиванием

Структурные формулы

 $55193: (Ca_{1,90}Na_{0,25})_{2,15} (Mg_{4,55}Fe_{0,023}AI_{0,11}Cr_{0,11})_{5,00} [Si_{7,46}AI_{0,54}]_{8,00}O_{22} (OH^{-})_{1,92}. \\ 55195: (Ca_{1,68}Na_{0,47}K_{0,05})_{2,20} (Mg_{4,19}Fe_{0,36}Cr_{0,25}AI_{0,16}Ti_{0,04})_{5,00} [Si_{6,91}AI_{1,09}]_{8,00}O_{22} (OH^{-})_{1,64}. \\ 55196: (Ca_{1,70}Na_{0,55}K_{0,05})_{2,30} (Mg_{3,92}AI_{0,39}Fe_{0,33}Cr_{0,32}Ti_{0,03}Mn_{0,01})_{5,00} [Si_{6,52}AI_{1,48}]_{8,00}O_{22} (OH^{-})_{1,64}. \\ 82305: (Ca_{1,74}Na_{0,70}K_{0,05})_{2,49} (Mg_{3,98}AI_{0,38}Cr_{0,32}Fe_{0,27}Ti_{0,05})_{5,00} [Si_{6,58}AI_{1,42}]_{8,00}O_{22} (OH^{-})_{1,68}. \\ 64582: (Ca_{1,78}Na_{0,60}K_{0,04})_{2,39} (Mg_{4,02}AI_{0,41}Cr_{0,35}Fe_{0,19}Ti_{0,63})_{5,00} [Si_{6,85}AI_{1,22}]_{8,00}O_{22} (OH^{-})_{1,95}. \\ 64582' (Ca_{1,82}Na_{0,56}K_{0,03})_{2,41} (Mg_{4,20}Cr_{0,31}Fe_{0,24}AI_{0,21}Ti_{0,04})_{5,00} [Si_{6,85}AI_{1,12}]_{8,00}O_{22} (OH^{-})_{1,90}. \\ 64570: (Ca_{1,72}Na_{0,62}K_{0,03})_{2,37} (Mg_{4,00}AI_{0,40}Cr_{0,37}Fe_{0,19}Ti_{0,04})_{5,00} [Si_{6,65}AI_{1,35}]_{8,00}O_{22} (OH^{-})_{1,76}. \\ 64585: (Ca_{1,73}Na_{0,63}K_{0,04})_{2,40} (Mg_{4,04}Cr_{6,40}AI_{0,33}Fe_{0,20}Ti_{0,04})_{5,00} [Si_{6,65}AI_{1,22}]_{8,00}O_{22} (OH^{-})_{1,76}. \\$

более мелких жилок. Экзоконтакты жилок обогащены хлоритом, который обычно сопровождает амфибол, развиваясь по нему и образуя агрегатные псевдоморфозы. Реже амфибол выполняет промежутки между зернами хромшпинели. Макроскопически это игольчатые кристаллы ярко-зеленого цвета. В шлифе бесцветный, иногда слабо зеленоватый. Содержание в нем Al₂O₃ 10,68%.

Исследованные нами образцы Кемпирсайского месторождения по количеству глино-

Таблица 2

Компоненты	55193	55195	55196	82305	64582	645821	64586	64570	64585	64584
SiO ₂	53,27	49,07	46,27	46,80	48,48	49,50	-	47,32	47,28	
TiO ₂	0,04	0,39	0,30	0,43	0,31	0,35	0,33	0,36	0,34	
Al ₂ O ₃	3,94	7,55	11,26	10,85	9,75	8,12	9,86	10,59	10,20	
Cr ₂ O ₃	0,97	2,24	2,84	2,90	3,14	2,88	2,89	3,35	3,59	
"FeO"	1,92	3,02	2,79	2,27	1,63	2,04	1,67	1,58	1,67	
MnO	0,02	0,04	0,08	0,03	0,02		-	0,03	0,02	
MgO	21,78	19,96	18,63	19,01	19,20	20,30	23,55	19,12	19,29	
CaO	12,64	11,17	11,26	11,56	11,63	12,22	11,73	11,44	11,53	
Na ₂ O	0,93	1,72	2,00	2,58	2,21	2,07	2,58	2,27	2,30	
K ₂ O	0,01	0,27	0,29	0,26	0,20	0,18	0,18	0,18	0,20	
H ₂ O ⁺	2,13	2,10	2,09	2,11	2,12	2,05	-	2,11	2,11	
Сумма	97,65	97,53	97,81	98,80	98,69	100,31	-	98,35	98,53	
Ng	1,640	1,650	1,650	Ок, 1,650	1,64	8	1,648	Ок. 1,65	1,648	1,650
Nm	-	-	_	Ок. 1,640	1,63	7	1,637	Ок. 1,64	1,637	1,639
Np	1,618	1,625	1,625	1,625	1,62	3	1,623	Ок. 1,623	1,623	1,625
Ng-Np	0,022	0,025	0,025	Oĸ, 0,025	0,02	5	0,025	OK. 0,027	0,025	0.025
(_)2V	Больш,	Больш.	Больш,	Больш.	83°		83°	Больш.	83 расч.	Больш.
			r > v слаб.		Расч		Расч.	<i>r > v</i> слаб.	r > v слаб.	
CNg	20°	19°	21°	20°	20°		20°	21°	20°	20°
Двойники	Полисинте- тические	Her	Нет	Нет	Нет		Нет	Нет	Нет	Нет
Ng	Бесцвет.	Бесцвет.	Бесцвет.	Бесцвет.	Бес	вет.	Бесивет.	Бесцвет.	Бесцвет.	Бесцвет.
Nm	**	-	Светло-зеле- новатый	-	Свет	ло-зеле- атый	Светло-зе- леноватый	-	Светло-зеле-	Светло-зеле-
Np		Зеленова- тый	Зеленова- тый	Зеленоватый	3ene	новатый	Зеленова- тый	Зеленова- тый	Зеленоватый	Зеленоватый
		N ho > Ng	Np ≥ Nm> > Ng	Np > Ng	Np >	Nm > Ng	Np > Nm > > Ng	Np > Ng	Np > Nm > Ng	Np ≥ Nm > > Ng
Примечание	Замещается ным агрега ных продук	обесцвет- том вторич- стов	Раздробл.	Раздробл., за- мещается бес- цветными вто-	Разд свеж	робл., кий	Раздробл.	Раздробл.	Замещается бесцветным хлоритом (?)	Раздробл., свежий
				ричными про- дуктами		*				

Химический состав (в мас. %) и оптические свойства хромовых амфиболов

¹ Анализ выполнен химиком-аналитиком Г.А. Осолодкиной; содержится также V₂O₅ – 0,21%, Fe₂O₃ че обнаружен.



ИКС хромового амфибола

ø

I – обр. 55193, тремолитовая роговая обманка; II – обр. 64582, магнезиальная обыкновенная роговая обманка

зема (см. табл. 2) соответствуют вышеописанным, а по анализу (на микрозонде) включенных в нем мелких зерен хромшпинели (SiO₂ не обн.; TiO₂ 0,07; Al₂O₃ 9,51; Cr₂O₃ 60,54; "FeO" 14,42; MgO 12,75; MnO 0,19; V₂O₅ 0,13; сумма 97,61%) можно предположить, что они принадлежат месторождению Спорному или Гиганту (Донская группа), где неизмененные хромшпинели из руд имеют близкий состав [2].

Как видно из табл. 2, химический состав хромовой роговой обманки с Урала характеризуется очень незначительными колебаниями содержащихся в них окислов. Так, содержание SiO₂ составляет 46,80—49,50%, Al₂O₃ — 8,71—10,85, Cr₂O₃ — 2,88—3,59, "FeO" — 1,54—2,27, MgO — 19,01—23,55, CaO — 11,44—12,20, Na₂O — 1,98—2,58, H₂O — 2,05—2,14. Изменение состава в приведенных пределах не отражается на оптических свойствах, которые остаются практически одинаковыми у роговой обманки всех исследованных образцов. Однако, как уже отмечалось выше, содержание окиси хрома выше 2% сказывается на схеме абсорбции. Под микроскопом в шлифах амфибол бесцветный, но в иммерсионных препаратах, где толщина зерен несколько большая, чем в обычных шлифах, наблюдается слабая окрашенность и плеохроизм светло-зеленоватый по *Np* до бесцветного по *Ng*. Обратная схема абсорбции (*Np* > *Ng*) может служить опознавательным признаком роговой обманки, содержащей не менее 2% окиси хрома.

В образцах из Югославии хромовый амфибол по химическому составу и оптическим свойствам также принадлежит роговой обманке. Но если обр. 55195 и 55196 соответствуют уральским, то обр. 55193 с относительно низким содержанием Al_2O_3 (3,94%) и Cr_2O_3 (0,97%), но высоким SiO_2 (53,27%) по классификации справочника "Минералы" принадлежит тремолитовой роговой обманке. Отличительная особенность амфибол из Югославии в том, что он представлен реликтами — зелеными участками в преобладающей бесцветной или слабо-зеленоватой тонкозернистой массе вторичных продуктов, химический состав которых, как показал микрозонд, в одном и том же препарате (обр. 55195) колеблется в широких пределах: SiO_2 38,6–53,5; Al_2O_3 0,97–12,8; "FeO" 0–1,98; MgO 18,6–34,4; CaO 0,6–22,2; Na₂O 0–0,1; Cr_2O_3 0,06–0,8.

Судя по приведенным данным, вторичные продукты могут быть смесью серпентина, хлорита и минерала, богатого кальцием (но не карбоната). Вопрос о вторичных продуктах, развивающихся по хромовому амфиболу, требует специального исследования.

В заключение следует отметить, что изученные нами хромовые амфиболы дополняют сведения, приведенные в справочнике "Минералы".

Авторы благодарят В.И. Степанова за помощь и советы при расчете формул амфиболов.

ЛИТЕРАТУРА

- Борнеман-Старынкевич И.Д. Руководство по расчету формул минералов. М.: Наука, 1964. 222 с.
- Логинов В.П., Павлов Н.В., Соколов Г.А. Хромитоносность Кемпирсайского ультраосновного массива на Южном Урале. – В кн.: Хромиты СССР, М.: Изд-во АН СССР, 1940, т. 2, с. 5–8.
- Минералы: Справочник. М.: Наука, 1981. Т. З. Вып. З.
- Norin R. Notes on chrome amphibole from Turkey. – Geol. fören. Stockholm förhandl., 1940, bd 62, h. 1, s. 98.

В.А. КОРНЕТОВА

ПАМЯТИ АЛЕКСАНДРА НИКОЛАЕВИЧА ЛАБУНЦОВА (к 100-летию со дня рождения)

В октябре 1984 г. исполнилось 100 лет со дня рождения выдающегося минеролога, соратника А.Е. Ферсмана — Александра Николаевича Лабунцова.

В 1922 г. он поступил в Минералогический музей АН СССР в качестве научного сотрудника, и с этого времени вся его работа была тесно связана с исследованиями на Кольском полуострове и в других районах нашей страны.

Последние 20 лет своей жизни до ухода на пенсию в 1957 г. А.Н. Лабунцов работает непосредственно с коллекциями Музея.

Блестящий знаток минералов, увлекательный экскурсовод, Александр Николаевич много энергии уделяет как пополнению коллекций Музея, так и созданию новых экспозиций, в том числе интересной и уникальной выставки кристаллов минералов, подобранной по сингониям. Второй такой коллекции кристаллов и экспозиции к ней нет ни в одном из музеев мира. Все индексы граней кристаллов были установлены им самим, для чего он сам воспроизводит гониометр системы Флинта, подбирая к нему линзы на оптическом заводе со знанием дела, как бывший артиллерист.

Александр Николаевич Лабунцов родился 25 сентября 1884 г. в г. Владикавказе (ныне Орджоникидзе) в семье потомственного военного — полковника артиллерии. Братья его отца и деда сложили головы под Плевной при освобождении Болгарии от турецкого ига.

В 1902 г. после окончания Московского кадетского корпуса он поступает в Артиллерийское училище в Петербурге, которое оканчивает в 1904 г. С этого времени Александр Николаевич служит в армии, и вскоре — он на фронте русско-японской войны. В первую мировую войну А.Н. Лабунцов находится сначала на германском фронте, затем на австрийском. За боевые подвиги в первой мировой войне, которую А.Н. Лабунцов начал в чине командира артиллерийской батареи, а закончил полковником артиллерии, за личную храбрость он награжден орденом Георгия 4-й степени и многими другими орденами. Был дважды ранен и контужен. Войска, которыми командовал Александр Николаевич, оказались в зоне газовой атаки, впервые примененной империалистической Германией именно на этом участке фронта. Легкие Александра Николаевича были поражены ипритом.

Еще будучи кадровым военным, А.Н. Лабунцов серьезно изучает минералогию и свои короткие отпуски проводит в поездках на Урал, в Ильменские горы, к Байкалу на Слюдянку, где собирает и покупает минералы для своей коллекции. При этом очень серьезно изучает кристаллографию и состоит вольнослушателем в Саратовском университете. Здесь он прочитал первый свой курс лекций по кристаллографии взамен заболевшего и долго отсутствовавшего профессора.

В 1917 г. Александр Николаевич поступает в Уральский горный институт в Екатеринбурге (ныне Свердловск). Новая мобилизация в 1919 г. прервала его занятия. После демобилизации в 1921 г. работает в г. Череповце заведующим местным Музеем природы. За "опытные научные изделия" награждается на Первой Сельскохозяйственной выставке дипломом 1-й степени.

В 1922 г. А.Н. Лабунцов переезжает в Ленинград и продолжает свое геологическое образование в Ленинградском университете на естественном отделении физико-математического факультета, который оканчивает в 1924 г. Одновременно он уже сотрудник Минералогического музея Академии наук СССР, директором которого был академик А.Е. Ферсман, В это время А.Е. Ферсман готовит очередную (третью) экспедицию в Хибины и приглашает для этой цели А.Н. Лабунцова, которому совместно с Б.М. Куплетским, Э.М. Бонштедт и Е.Е. Костылёвой поручается изучать геологию Коашвы, Расвумчорра, Китчепахка и Ловчорра.

В предыдущих двух экспедициях, возглавлявшихся А.Е. Ферсманом, в валунах была найдена апатитовая порода у Кукисвумчорра и на плато Расвумчорр. Нигде в мире таких пород не было описано, а апатит — обычно минерал акцессорий — здесь слагает целые глыбы. Все это казалось тогда даже А.Е. Ферсману лишь случайными находками обломков маломощных жил, не представляющими никакого практического интереса.

1.7

В конце августа 1925 г. Александр Николаевич со своим отрядом из трех человек должен был возвращаться из Хибин в Ленинград, "закончив свои летние научные исследования", как пишет он позже в очерке "Как был открыт хибинский апатит". Но он "решил совершить еще одну сверхпрограммную экскурсию для обследования горы Расвумчорр". Ему удалось выяснить, что площадь распространения апатитовых глыб велика, и они вступили на "сплошные россыпи из апатитовых камней".

Погодные условия в тот сезон были неблагоприятны, и исследования пришлось закончить раньше, чем предполагалось, но Александр Николаевич отлично представлял себе важность открытия месторождения апатитов. Академик В.Г. Хлопин писал: "... А.Н. Лабунцов обладает способностью по немногим признакам правильно улавливать и оценивать промышленное значение обследуемых им объектов. Эта особенность, может быть, наиболее ярко выразилась в 1923 г., когда, обнаружив на плато Расвумчорр целые поля апатитовых глыб, но сразу уловил мощность их залежей и совершенно определенно высказался в пользу исключительного значения этого открытия".

В 1926 г. А.Н. Лабунцов прибыл в Хибины с отрядом, в который входили трое: сам Александр Николаевич, студент-политехник Саша Сауков (в будущем известный геохимик член-корреспондент АН СССР А.А. Сауков) и рабочий бурщик В.В. Лепишин. Из дневника А.А. Саукова: "... взяли на троих пять пудов апатита". Сначала было в отряде еще четверо рабочих носильщиков, но они оказались в горах людьми случайными, не выдержали тягот и испытаний и самовольно покинули товарищей, поставив отряд в весьма трудное положение. Отряду удалось установить, что "площадь, покрытая апатитами, поросла зеленой травой: там, где они кончались, кончалась трава, начинались серые камни и бурый мох". Предстояло выяснить, насколько глубоко прослеживаются выходы апатитовой породы от поверхности, не являются ли они тонкой нашлепкой на вершине горы. Геолог Е.А. Каменев пишет: "Лабунцов принимает дерзкое решение спуститься по обрыву на веревке... Размечена веревка метровыми засечками, Лепишин и Сауков, упершись ногами в кромку обрыва, удерживают Лабунцова. Начался спуск. 5 метров... 10... 15... 20 метров — в стенке скалы обрыва обнажается апатитовая порода; ниже нельзя — веревка кончилась, но, насколько позволяет обзор, апатит продолжается. Можно подниматься. Все обошлось благополучно. Об ином исходе не думали". При подсчете оказалось, что запасов здесь около 2 млн. т апатитовой породы! Как нужны были эти данные тогда!

Александр Николаевич устанавливает заявочные столбы на Расвумчорре и Апатитовом отроге в августе 1926 г.: "М.ж.д. — С.И. — 7 сентября А.Н.Л." (Мурманская железная дорога, Институт по изучению Севера, А.Н. Лабунцов).

Теперь, уже в наши дни, Е.А. Каменев пишет: "В нынешнем году рудник Центральный, разрабатывающий плато Расвумчорр, отметил свое 20-летие; за этот период добыто 313 миллионов тонн руды; в недрах осталось еще больше".

После доклада акад. А.Е. Ферсмана тов. С.М. Кирову в 1926 г. о полезных ископаемых Хибин "С.М. Киров все руководство этим делом взял в свои руки. Изо дня в день помогая нам своими советами и указаниями лично, письменно и по телефону. Когда же были открыты большие месторождения апатита, Киров провел через Совнарком ассигнования на необходимые работы", как впоследствии вспоминал А.Е. Ферсман.

Имя А.Н. Лабунцова стоит в одном ряду с именами А.Е. Ферсмана, В.И. Крыжановского, Б.М. Куплетского, Э.М. Бонштедт-Куплетской, Е.Е. Костылевой — ветеранами славной эпопеи открытия и освоения Хибин.

Заслуги и доля труда, вложенного А.Н. Лабунцовым в освоение Хибин, велики. В свое время А.Е. Ферсман поручил Александру Николаевичу выбрать место для строительства горной научной станции — прообраза филиала Академии наук — и подготовить эскизный проект станции. Александр Николаевич выбрал место на берегу горного озера Малый Вудьявр — так возникла "Тиэтта", что в переводе с лопарского означает "наука", "просвещение"¹.

¹ Во время Великой Отечественной войны здание "Тиэтты" сгорело.

А.Н. Лабунцов посвятил проблеме изучения апатит-нефелиновых руд, этого нового вида сырья, целый ряд статей по геологии, минералогии и геохимии.

Помимо открытия месторождений апатитов, незаурядность дарования Александра Николаевича проявилась также в исследовании сложных и редких, нигде в мире до того не встреченных минералов и их ассоциаций из Хибинских и Ловозерских тундр. В 1937 г. выпущен был большой труд по минералогии этого региона, где А.Н. Лабунцов был одним из главных авторов.

Им открыты новые минералы — ферсманит, карбоцер, титановый эльпидит (впоследствии переименованный в лабунцовит).

А.Н. Лабунцов - первооткрыватель урановой руды в СССР.

Блестящие научные достижения этого периода А.Н. Лабунцова были отмечены в 1925 г. Российским минералогическим обществом Золотой медалью, а в 1929 г. – Президиумом Госплана РСФСР и Ленинградским отделением ВСНХ благодарностью и премией за открытие месторождений апатита.

Широк и разнообразен круг научных интересов А.Н. Лабунцова. В 1924 г. он впервые вместе с А.Е. Ферсманом попадает на беломорское побережье Северной Карелии, где посещает копи керамических пегматитов. Впоследствии Александр Николаевич уже не расстается с пегматитами этого района, при любой возможности посещает и изучает их морфологию, минералогию и геохимию и дает им промышленную характеристику. Таким образом, им изучено 200 пегматитовых тел. Работа завершается великолепной монографией под названием "Пегматиты Северной Карелии и их минералы" (М.: Изд-во АН СССР, 1939) — книга, которая может служить образцом не только для описания пегматитовых месторождений, но и как пример минералогических монографий вообще и которая по сей день не утратила своего значения, книга, не имеющая аналогов ни в нашей ни тем более в зарубежной литературе. В монографии описаны 60 минералов с полными химическими анализами и всеми другими константами. А.Н. Лабунцов работал над этой монографией до конца своих дней, внося дополнения, уточнения, проводя новые анализы и т.д. уже много времени спустя после выхода ее из печати.

Весной 1928 г. Минералогический музей АН СССР посетил падишах Афганистана Амануллы-хан. Увидев образцы лазурита, привезенные А.Н. Лабунцовым из месторождения с р. Малая Быстрая около Байкала, весьма ими заинтересовался. По инициативе А.Е. Ферсмана Лабунцов командируется в Афганистан для ревизии запасов знаменитого месторождения лазурита в Бадахшане. Это совпадало с желанием падишаха.

В том же 1928 г. А.Н. Лабунцова отправляют со специальной миссией в Западный Памир, в Бадахшан.

Вот как описывает он свое путешествие: "В Памирскую экспедицию Академии наук СССР от Минералогического музея входил отдельный минералогический отряд в составе научного сотрудника Музея А.Н. Лабунцова и аспиранта Воронежского НИИ Н.И. Березкина (гидрогеолог). Задачей отряда было минералогическое исследование западной части Памира, а на Лабунцова, кроме того, по окончании работ на Памире возлагалась поездка в Афганистан с заданием осмотреть и изучить месторождения лазурита в провинции Бадахшан".

12 июня отряд выступил из г. Ош на юг по так называемой Памирской дороге, далее через Алайский хребет перевалом Кой-джулы и затем через Заалайский хребет перевалами Кзыл-арт и Уй-булак-бель отряд 22 июня вышел в котловину оз. Кара-куль. Затем, преодолевая высокогорные перевалы и бурные горные реки, отряд вышел к Хорогу. Начиная с 11 июля из Хорога совершаются многочисленные маршруты для геологоминералогического изучения почти не исследованной местности.

В первой части маршрута, пролегающей от г. Ош до Хорога, Александр Николаевич проводит геолого-минералогическое изучение и посещает месторождение благородной розовой шпинели Кухи-лал (Куги-Ляль), описывает его минералогию и открывает еще два месторождения шпинели между кишлаками Шамбеде и Козы-дей и третье — юговосточнее кишлака Сумджин.

В месторождении Куги-ляль им описывается бурый дравит (с 8,67% MgO), детально изучаются другие минералы, в том числе и минералы из группы гумита (белого цвета, состава 6MgO₂SiO₄ [Mg (OH, CI, F)₂·2H₂O]), которому впоследствии он дает название "памирит", считая его новым минеральным видом при предварительном изучении. В это же время он встречает квадратные зеленые призмы неизвестного минерала, который ему представляется редкой разновидностью торита. Лишь через 33 года этот минерал был описан под названием "эканит" (а еще позже — под названием "стисиит") — редкий богатый торием силикат, установленный в 1984 г. на месторождении Сент-Илер в Канаде Дж. Перро и др. состава Th (Na, Ca) ₂ (K_{1-z} □_z) Si₈O₂₀.

Приходится поражаться научной интуиции и минералогическому чутью Александра Николаевича.

Кроме месторождений шпинели, посещаются термальные источники Гарм-чашма.

После перехода границы у афганского поста Ишкашим А.Н. Лабунцову приходится сидеть неделями в ожидании разрешения следовать дальше. 17 октября с военным конвоем он прибыл в Файзабад, где провел 53 дня без права перемещения по стране и без права выезда. Тем не менее он продолжает свои исследования района, хотя и в сопровождении полицейского офицера.

Экспедиция в Афганистане оказалась не только трудной, но и опасной. Побывать на знаменитых лазуритовых копях Бадахшана так и не удалось. Эти копи, исстари составляя регалию падишахов, уже 11 лет как не разрабатывались и были запечатаны печатью падишаха, без разрешения которого доступ туда был воспрещен. Однако от жителей Файзабада, бывавших на копях лазурита, Александру Николаевичу удалось собрать сведения о них. Эти копи расположены в трех километрах от кишлака Горан, на крутом обрыве западного склона р. Кокчи, на высоте около 500 м над дном ущелья. Тропа от реки к колям идет круто вверх среди крупных глыб и скал и доступна только пешему. Главная копь в виде наклонной штольни (галлереи) проходит в глубь горы на 8 км. Александр Николаевич пишет: "... Я не мог попасть туда из-за внутренних политических осложнений, начавшихся во время моего пребывания". Все дороги были перерезаны басмачами. Как пишет Александр Николаевич, "басмачество в Афганистане существовало со времен глубокой древности и в настоящее время еще далеко не ликвидировано, так как борьба с ним из-за гористой местности очень трудна". Отряду приходилось останавливаться не в кишлаках, а в так называемых сараях — "небольших четырехугольных крепостях с башнями по углам с амбразурами для стрельбы. По всему 🛛 Афганистану их имеется до 5000, постройкой которых занималась главным образом мать Амануллы-хана для развития и поддержания в стране торговли".

Получив наконец разрешение на выезд в середине декабря 1928 г., А.Н. Лабунцов выходит через Имам-саиб на наш пограничный пост Сарай-камар.

Несмотря на трудности, он непрерывно работает, изучая местность, по которой приходится ехать, делает описания разрезов, пород и минералов. Впоследствии эти материалы публикуются в Трудах Памирской экспедиции.

Интерес к редкометальной минерализации снова приводит А.Н. Лабунцова в Среднюю Азию, где он изучает целый ряд месторождений редких элементов.

В это же время он привозит с хребта Каратау целую серию фосфатных силикагелей, полупрозрачных, красных, оранжевых, желтых, зеленых, до этого никому не известных и не изученных. К сожалению, закончить их исследование ему не удалось. Спустя 30 лет академик Ф.В. Чухров использовал этот материал для изучения.

В 1934 г. Александр Николаевич работает по полиметаллическим месторождениям о-ва Вайгач, где, помимо изучения копей, проходящих под дном моря, изучает морфологию кристаллов льда, удивительно напоминающих кварц.

Разносторонность интересов его велика. Вскоре он описывает сорта и качество русского нефрита.

В 1938 г. А.Н. Лабунцов совершает снова поездку на Урал, где исследует Ахматовскую и Еремеевскую копи в Назямских горах. В 1939 г. он едет в Донбасс, на соляные копи, а в 1940 г. снова работает на Урале, изучая россыпи юрского возраста, содержащие алмазы и платиноиды.

По окончании Великой Отечественной войны он продолжает изучать и пегматиты сиенитов, нефелиновых сиенитов (миаскитов) и гранитов Ильменских гор, сравнивая их между собой, и пишет на эту тему монографию.

Помимо привоза многих и многих минералов в коллекции Музея и создания экспозиции "Кристаллы", Александр Николаевич интересуется минералами, которые можно собрать в окрестностях Москвы, особенно минералами подмосковных ледниковых морен. Он промывает флювиогляциальные пески, лежащие на глинистых плотиках, и находит там золото, хорошо ограненные крошечные кристаллы касситерита, топаза, берилла, гранатов и других минералов. Результатом чего явилась выставка "Минералы Подмосковья" в Минералогическом музее им. Ферсмана АН СССР. А.Н. Лабунцов был активным пропагандистом нашего отечественного каменного сырья. О рудах и минералах нашей Родины он написал, помимо книг, 74 статьи, напечатанные в различных журналах и научных сборниках.

Он умел очень хорошо передавать свои знания молодым и всем тем, кто этого хотел. Среди его учеников следует назвать члена-корреспондента АН СССР А.А. Саукова, профессора, доктора геолого-минералогических наук, директора Минералогического музея им. А.Е. Ферсмана АН СССР А.А. Годовикова и ряд других.

15 февраля 1927 г. на заседании Карело-Мурманской комиссии Русского географического общества Александр Николаевич сказал: "Мы глубоко уверены, что со временем в Хибинских тундрах образуется новый, первый в Мурманском крае горнопромышленный район, и не только хибинские апатиты, но и другие полезные ископаемые найдут себе применение, что послужит новым фактором в ... оживлении Мурманского края".

Теперь, когда прошло более полувека и Кольский полуостров прославился своей минералогией и многочисленными полезными ископаемыми, когда выросли новые города и развилась промышленность, когда расцвел этот край, нельзя не назвать эти слова пророческими.

Развитие апатитовой промышленности и выявление минеральных богатств на Севере Европейской части нашей страны является лучшим памятником ученому, исследователю, патриоту Александру Николаевичу Лабунцову.

В конце октября 1984 г. в г. Апатиты состоялось заседание Всесоюзного минералогического общества и Кольского филиала АН СССР, которое одобрило предложение Е.А. Каменева — "В честь признания заслуг А.Н. Лабунцова в изучении и освоении Хибин переименовать ул. Заводскую в г. Кирове в улицу Геолога Лабунцова".

ЛИТЕРАТУРА

 Александр Николаевич Лабунцов. – Тр. Минерал. музея им. А.Е. Ферсмана, 1964, вып. 15, с. 258–261.

1

- 2. *Каменев Е.А.* Вместе с Ферсманом. Ленинская правда. Петрозаводск, 1984, 14 окт., № 237 (19408).
- Каменев Е.А. Рядовой науки. Кировский рабочий, 1984, № 113—119.
- Костылева Е.Е., Лабунцов А.Н. К минералогии Ботогольского гольца: Материалы к изучению русского гравита. Л., 1925, с. 93.
- 5. Лабунцов А.Н. Геолого-минералогические ис-

следования на Западном Памире и в провинции Бадахшан в Афганистане в 1928 году. — Тр. Памирской экспедиции, 1928, т. 4, с. 1–32.

- Лабунцов А.Н. Поездка в Афганистан в конце 1928 года. – Природа, 1929, № 4, с. 346-358.
- Лабунцов А.Н. Ферсманит новый минерал из Хибинских тундр. – Докл. АН СССР. ДАН-А, 1929, с. 297–301.
- Лабунцов А.Н. Пегматиты Северной Карелии и их минералы: Пегматиты СССР. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1939. Т. 2. 260 с.

К ПЕРВООТКРЫВАТЕЛЯМ НОВЫХ МИНЕРАЛОВ!

Среди экспозиций Минералогического музея им. А.Е. Ферсмана АН СССР существует уникальная коллекция "Новые минералы, открытые в России и в СССР". В ней в хронологическом порядке, начиная с первых открытий в царской России и до наших дней, собраны минералы с указанием автора, года открытия и формулы, данной первооткрывателем. Минералогический музей им. А.Е. Ферсмана располагает также значительной коллекцией эталонов новых минералов, открытых за рубежом.

К настоящему времени эта коллекция является самой полной в нашей стране. Однако в ней существуют пробелы, которые вызваны тем, что не все авторы передавали материал в Музей АН СССР. Чаще всего причина заключалась в передаче эталонного образца музеям других городов или этот образец терялся вообще и сведения о нем сохранялись только в литературе.

Известно, что почти все вновь открываемые минералы встречаются большей частью в небольших количествах или даже в микрозернах, исследованных только с помощью микрозонда, что в большой мере затрудняет повторное изучение открытого минерала и тем более его сборы даже на первоначальном месторождении. Поэтому сосредоточение эталонов новых минералов в одном месте крайне необходимо. Важно это и потому, что в случае необходимости любой исследователь может сравнить свой объект изучения с тем, что уже утверждено Международной минералогической комиссией.

Минералогический музей им. А.Е. Ферсмана АН СССР обращается ко всем минералогам-первооткрывателям Советского Союза с просьбой передавать эталоны вновь открываемых минералов в коллекции Музея.

> Дирекция Минералогического музея им. А.Е. Ферсмана АН СССР



М.Е. ЯКОВЛЕВА

Дирекция, партийная и профсоюзная организация Минералогического музея им. А.Е. Ферсмана АН СССР с прискорбием сообщают, что 17 мая 1986 г. на 73 году жизни скончалась кандидат геолого-минералогических наук, старший научный сотрудник Мария Ефремовна Яковлева, 30 лет проработавшая в музее.

М.Е. Яковлева всю свою творческую жизнь посвятила петрографии и минералогии. Наиболее продуктивным был период ее работы в Минералогическом музее им. А.Е. Ферсмана АН СССР, куда она поступила в 1956 г. после большой плодотворной работы по изучению керамического сырья в ВНИИСтройкерамике.

Тонкий исследователь, в совершенстве владеющий всем арсеналом минералогических методов, М.Е. Яковлева оставила глубокий след в изучении глинистых минералов и особенно минералов и пород семейства кремнезема — халцедонов, агатов и яшм.

Крупный специалист в области оптических методов исследования, она до конца своей жизни занималась сложнейшей работой — исследованием огромного фондового материала музея, включающего слоистые силикаты, пироксены, пироксеноиды и др.

Чтобы представить себе объем выполняемых М.Е. Яковлевой работ, достаточно сказать, что только за последние 1,5 года ею произведена диагностика более 2000 минералов из фондов музея.

М.Е. Яковлева — автор 72 печатных работ. Написанные в соавторстве с Г.П. Барсановым статьи "Цвета минералов", "О турмалинах дравитового и шерлового составов" и две монографии — "Минералогия яшм" и "Минералогия поделочных и полудрагоценных разновидностей тонкозернистого кремнезема" следует относить к фундаментальным.

Всегда доброжелательная, М.Е. Яковлева помогала всем нуждающимся в ее советах и определительской работе сотрудникам музея и ученым других институтов и учреждений Москвы.

Из жизни ушел добрый, чрезвычайно работоспособный, честный и принципиальный человек, память о котором навсегда сохранится в сердцах сотрудников, друзей и товарищей.

Сотрудники Минералогического музея им, А.Е. Ферсмана АН СССР

СОДЕРЖАНИЕ

12

χ.

Годавиков А.А. Основные геолого-минералогические черты некоторых месторождений Японии	3
<i>Тодовиков А.А., Рипинен О.И.</i> пекоторые особенности формы и внутреннего строенин ага- товых миндалин в базальтоидах	28
Капустин Ю.Л. Редкометальная минерализация в поздних карбонатитах Новополтавского массива	43
Капустин Ю.Л. Об акцессорных минералах группы бритолита в щелочных породах Тувы	53
Комова В.В., Зубкова Е.И., Ахметова Г.Л., Балакирев В.Г. Минералого-химическая харак- теристика и возможности облагораживания кремней ряда районов СССР	63
Корнетова В.А., Осолодкина Г.А., Борисовский С.Е. Минералы пустот в родингитах (из новых поступлений в Минералогический музей им. А.Е. Ферсмана АН СССР)	78
Кудрина М.А., Кудрин В.С., Материкова А.М., Рябева Е.Г., Юркина К.В. Минералы висмута из вольфрамового месторождения стратиформно-скарноидного типа	86
Осипов П.В., Врублевский В.В., Столповская В.Н., Макаренко Н.А., Быкова И.И. Новая находка себоллита в Кузнецком Алатау	93
Фекличев В.Г., Иванова Т.Н., Бочарова Г.И., Желязкова-Понайотова М.Д., Плахов Г.Ф., Горбачева С.А. Исспедование состава и свойств хромсодержащих хлоритов – кочубеита и	
кеммерерита	100

Минералогические заметки

Боткунов А.И., Гаранин В.К., Иванова Т.Н., Крот А.Н., Кудрявцева Г.П., Мацюк С.С. Опти-	
кимберлитовых трубок Мир и Спутник	120
Годовиков А.А., Рипинен О.И. Псевдоморфозы кремнезема по папиршпату в Сергеевском	100
месторождении агата	129
Кудинова Л.А., Доминиковская Д.А., Малов В.С. Особенности магнетита Новоселковского	
месторождения (Белорусский кристаллический массив)	134
Некрасова А.Н., Ботова М.М., Сандомирская С.М., Троицкий Д.И. Химический состав	
сульфоантимонитов свинца и серебра из олово-серебряных проявлений Востока СССР	140
Перцев Н.Н., Боронихин В.А. Сингалит, турмалин, серендибит и людвигит в магнетитовой руде Таежного месторождения (Центральный Алдан)	143
Яковлева М.Е., Потапова Л.И., Ермакова В.И. О составе битуминозного вещества в лабра-	
дорите с Украины	148
Яковлева М.Е., Кононкова Н.Н., Осолодкина Г.А., Соколова Е.Л. Хромовый амфибол из	
коллекции Минералогического музея им. А.Е. Ферсмана АН СССР	154
Корнетова В.А. Памяти Александра Николаевича Лабунцова	158
Некролог	164

УДК 549(2)

Годовиков А.А. Основные геолого-минералогические черты некоторых месторождений Японии. — Вкн.: Новые данные о минералах. М.: Наука, 1986, вып. 33.

Кратко описаны основные геолого-минералогические черты Pb-Zn-и Ag-Pb-Zn-месторождений типа Тойоха, Pb-Zn-месторождений типа Куроко (месторождение Фуказава) и различных типов марганцевой минерализации (отложения горячих источников вулкана Меакан, осадочных отложений Кокко, Хоккайдо и метаморфизованных отложений Йоконеяма, Хонсю) с использованием новейших литературных источников и собственных наблюдений. Каждое из описанных месторождений является представителем определенной типичной группы месторождений, широко представленных в Японии, и характеризует минеральные отложения областей активного вулканизма, являющихся прообразом многих метаморфизованных после своего образования важнейших рудных месторождений мира. Дается перечень минералов этих месторождений, поступивших в Минералогический музей, с которыми могут ознакомиться исследователи широкого круга проблем рудообразования.

Табл. З, ил. 11, би блиогр. ЗЗ назв.

УДК 549.514.52

Годовиков А.А., Рипинен О.И. **Некоторые особенности формы и внутреннего строения агатовых миндалин в базальтоидах.** — В кн.: Новые данные о минералах. М.: Наука, 1986, вып. 33.

Рассматриваются условия формирования различных полостей в базальтоидах, заполняющихся позже халцедоном (агатом) и определяющих специфику внешней формы агатовых образований. Особое внимание обращено на формы агатовых миндалин, возникающие в случае просачивания в газовые пузыри базальтовой лавы, затвердевающей в них в виде настыльных сосулек и донных настылей, определяющих детали строения не только самих полостей, заполняющихся позже халцедоном (агатом), но и рисунок зональности (полосчатости) агата, в большой мере зависящий от узора, образуемого псевдосталактитами халцедона, нарастающими на настыльные лавовые сосульки. Показано широкое распространение лавовых настыльных сосулек и донных настылей, преобразующихся позже в донную яшму, в агатах, генетически связанных с базальтами и андезитами.

Ил. 13, библиогр. 44 назв.

УДК 549.1:552.33.477

Капустин Ю.Л. Редкометальная минерализация в поздних карбонатитах Новополтавского массива. — В кн.: Новые данные о минералах. М.: Наука, 1986, вып. 33.

В Новополтавском массиве на Украинском щите карбонатиты образуют систему линейных тел и представлены преимущественно ранним кальцитовым типом с флогопитом, пироксеном, гиалосидеритом, магнетитом и церофергусонитом. В восточном боку поля кальцитовые карбонатиты анкеритизированы, гатчеттолит в них замещен ферсмитом и колумбитом, вместе с анкеритом содержатся бастнезит, ортит, паризит и TR-апатит с резко цериевым составом TR и примесью Sr.

Табл. 4, ил. 2, би блиогр. 8 назв.

УДК 549.6/753.1

Капустин Ю.Л. Обакцессорных минералах группы бритолита в щелочных породах Тувы. — В кн.: Новые данные о минералах. М.: Наука, 1986, вып. 33.

В щелочных пегматитах и альбититах Тувы встречены силикаты TR, образующие ряд последовательных генераций. Из них только наиболее ранняя генерация представлена типичным бритолитом, остальные — особым силикатом TR со стабильными свойствами и составом, отвечающим формуле CaTR₄ (Fe,AI) (SiO₄)₄ F·5H₂O и значительно отличающимся от известных редкоземельных минералов.

Табл. 4, ил. 4, библиогр. 22 назв.

УДК 550.89:549.5:543

Комова В.В., З у бкова Е.И., А хметова Г.Л., Балакирев В.Г. Минералого-химическая характеристика и возможности облагораживания кремней ряда районов СССР. — В кн.: Новые данные о минералах. М.: Наука, 1986, вып. 33.

Изучен минералогический и химический состав кремней месторождений Дмитровского (Московская обл.), Онежского (Архангельская обл.) и Брыковы горы (Владимирская обл.) с помощью спектрального, микроскопического, термографического, рентгенографического и электронно-графического методов исследований, а также определена пористость и проницаемость кремней с целью выяснения возможности их облагораживания. У казанные кремни по минералогическому составу делятся на халцедоновые, карбонатно-халцедоновые кварц-халцедоновые и кальций-магниевые разновидности с различной степенью окремнения. Каждый тип кремней по-разному реагирует на восприятие окраски при обработке их химическими реагентами. Лучше всего окрашиваются в черный, коричневый и зеленый цвет кремни хапцедоновые и карбонатно-халцедонового состава. Кварц-халцедоновые и карбонатно-халцедоновые кремни при обработке химическими реагентами ожелезненные и карбонатизированные кремни при обработке химическими реагентами окраску не воспринимаюг, но первичная их окраска может быть усилена путем обработки породы раствором окислителя с последующим отжигом. Кальций-магниевые и кварц-халцедоновые кремни, содержащие в своем составе более 10% кальция и магния и более 20% кварца, не окрашиваются вообще.

Табл. 2, ил. 10, библиогр. 12 назв.

УДК 549.621.9 + 623.2; 71; 74 + 641.21. + 676.21

Корнетова В.А., Осолодкина Г.А., Борисовский С.Е. Минералы пустот в родингитах (из новых поступлений в Минералогический музей им. А.Е. Ферсмана АН СССР) — В кн.: Новые данные о минералах. М.: Наука, 1986, вып. 33.

Приводится описание типических ассоциаций минералов, развивающихся в полых трещинах в родингитах под влиянием автометаморфических процессов ультраосновных интрузий.

Табл. 6, ил. 5, библиогр. 11 назв.

∀ДК 549.3.

1

Кудрина М.А., Кудрин В.С., Материкова А.М., Рябева Е.Г., Юркина К.В. Минералы висмута из вольфрамового месторождения стратиформно-скарноидного типа. — В кн.: Новые данные о минералах. М.: Наука, 1986, вып. 33.

В рудах главными минералами висмута являются висмутин, галенобисмути и самородный висмут. Наряду с ними установлен сульфотеплурид, по составу близкий к грюнлингиту. Проведено минералогическое, рентгенометрическое, микрозондовое и оптическое исследования.

Табл. 5, ил. 2, библиогр. 9 назв.

УДК 549.6 (571.51)

Осипов П.В., Врублевский В.В., Столповская В.Н., Макаренко Н.А., Быкова И.И. **Новая находка себоллита в Кузнецком Алатау.** — Вкн.: Новые данные о минералах. М.: Наука, 1986, вып. 33.

В контакте с тералитами Кургусульского щепочно-габброидного массива развиты магнезиальные скарны форстерит-монтичеллит-шлинелевого состава. Себоллит развивается по монтичеллиту, замещая его, с образованием агрегатов волокнистого облика. Микрорентгенослектральным анализом определен его химический состав. ИК-спектр указывает на наличие в структуре минерала конденсированных SiO₄-тетраэдров и водородсодержащих группировок, входящих в виде ионов нескольких типов. Рентгенографические данные изученного минерала несколько отличаются от опубликованных в литературе и эталонного образца (ICPDS, 16-695).

Табл. З, ил. З, библиогр. 10 назв.

УДК 549.623.7

Фекличев В.Г., Иванова Т.Н., Бочарова Г.И., Желязкова-Понайотова М.Д., Плахов Г.Ф., Горбачева С.А. Исследование состава и свойств хромсодержащих хлоритов — кочубеита и кеммерерита. — Вкн.: Новые данные о минералах, М.: Наука, 1986, вып. 33.

Проведено комплексное исследование состава и важнейших физических свойств хромсодержащих хлоритов. Установлено, что все хромсодержащие хлориты со значительным содержанием хрома маложелезистые и их физические свойства зависят от содержания Si и Cr. Предлагается вернуться к названиям разновидностей хромсодержащих хлоритов: оптически положительному кочубеиту с содержанием около 1,5–4% Cr₂O₃ и оптически отрицательному кеммерериту с содержанием около 4% Cr₂O₃ и более.

Табл. 8, ил. 11, библиогр. 46 назв.

МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ ЗАМЕТКИ

УДК 549.629:552.323.6:535.34

Боткунов А.И., Гаранин В.К., Иванова Т.Н., Крот А.Н., Кудрявцева Г.П., Мацюк С.С. Оптико-колориметрические и спектроскопические характеристики гранатов с включениями из кимберлитовых трубок Мир и Спутник. — Вкн.: Новые данные о минералах. М.: Наука, 1986, вып. 33.

Впервые изучены оптико-колориметрические параметры гранатов трубки Спутник. Показано их сходство и гранатами трубки Мир и отличие от гранатов трубок имени XXIII съезда КПСС и Интернациональная. На примере ряда трубок Якутской провинции установлена обратная корреляция между количеством гранатов с игольчатыми включениями и апмазоносностью кимберлитовых диатрем. Впервые установлено широкое развитие полифазных углеводородных включений в гранатах трубки Мир. Значительно расширена цветовая область гранатов для этой трубки, что имеет большое значение при типизации ареолов рассеяния в Мало-Ботуобинском районе.

Ил. 9, библиогр. 15 назв.

УДК 549.514.52 + 549.742.111 : 548.6

Годовиков А.А., Рипинен О.И. Псевдоморфозы кремнезема по папиршпату в Сергеевском месторождении агата. — В кн.: Новые данные о минералах. М.: Наука, 1986, вып. 33.

Исследование агатовой минерализации в липаритовых шарах Сергеевского месторождения (Приморье) и миндалинах в базальтах Мулиной горы (Читинская обл.) показало, что, помимо крупнокристаллического и кривогранного кальцита, позднее образовался папиршпат, полностью (Сергеевка) или частично (Мулина гора) замещаемый кремнеземом (мелкозернистым кварцем).

Ил. 7, библиогр. 2 назв.

1

УДК [549.731.13:553.31] (476)

Кудинова Л.А., Доминиковская Д.А., Малов В.С. Особенности магнетита Новоселковского месторождения (Белорусский кристаллический массив). - В кн.: Новые данные о минералах. М.: Наука, 1986, вып. 33,

В работе рассматриваются морфология, фазовый и химический состав магнетита из ильменит-магнетитовых руд. Высокое содержание ванадия, присутствие высокотемпературной шпинели как продукта распада твердого раствора и некоторые др. дают основание считать магнетит данного месторождения первично-магматическим.

Табл. 2, ил. 3, библиогр. 9 назв.

УДК 549.352 (571.6)

Некрасова А.Н., Ботова М.М., Сандомирская С.М., Троицкий Д.И. Химический состав сульфоантимонитов свинца и серебра из олово-серебряных проявлений Востока СССР. – В кн.: Новые данные о минералах, М.: Наука, 1986, вып. 33.

В олово-серебряных проявлениях Востока СССР установлены андорит, физелиит и, впервые в СССР, "минерал МК" (CuAg₃Pb_{1,3}Sb_{1,7}S_{4,0}), находящиеся в закономерном срастании друг с другом, а также андорит с повышенным (2,41%) содержанием меди и диафорит. Табл. 1, ил. 2, библиогр. 4 назв.

УДК 549.732

Перцев Н.Н., Боронихин В.А. Сингалит, турмалин, серендибит и людвигит в магнетитовой руде Таежного месторождения (Центральный Алдан). - В кн.: Новые данные о минералах, М.: Наука, 1986, вып. 33.

Описаны редкие парагенезисы борных минералов в магнетитовых контактово-метасоматических рудах. Появление сингалита, турмалина и серендибита в них связывается с повышенными активностями борного ангидрида в растворах. Приведены микрозондовые анализы сосуществующих минералов.

Табл. 2, ил. 3, библиогр. 6 назв.

УДК 549 651.24; 552.578.3

Яковлева М.Е., Потапова Л.И., Ермакова В.И. О составе битуминозного вещества в лабрадорите с Украины. — В кн.: Новые данные о минералах, М.: Наука, 1986, вып. 33.

Исследованы два образца лабрадорита с Украины (черный и серый), содержащие битуминозные вещества. Приведен состав битума. Установлено, что шелковистый блеск лабрадора обусловлен тончайшими пленками битуминозного вещества, покрывающего поры, имеющие форму отрицательных кристаллов, и проникающего по волокнистости кристаллов лабрадора микродендритного строения.

Табл. 1, ил. 5, библиогр. 7 назв.

УДК 549.643.25:552.121:553.461

Яковлева М.Е., Кононкова Н.Н., Осолодкина Г.А., СоколоваЕ.Л. Хромовый амфибол из коллекции Минералогического музея им. А.Е. Ферсмана. — В кн.: Новые данные о минералах. М.: Наука, 1986, вып. 33.

Приведены химические составы, оптические свойства и ИКС обогащенных окисью хрома амфиболов из коллекции Минералогического музея им. А.Е. Ферсмана АН СССР.

Табл. 2, ил. 1, би блиогр. 4 назв.

УДК 92

Корнетова В.А. Памяти Александра Николаевича Лабунцова (к 100-летию содня рождения). — В кн.: Новые данные о минералах. М.: Наука, 1986, вып. 33,

В связи со 100-летием со дня рождения старейшего сотрудника Минералогического музея имени А.Е. Ферсмана АН СССР А.Н. Лабунцова приводится его краткое жизнеописание, перечисление его научных заслуг, в том числе и подробности открытия им месторождений хибинских апатитов,

Библиогр, 8 назв.