

Н. А. ВОЛОТОВСКАЯ и К. К. ЖИРОВ

ХРОМСОДЕРЖАЩИЕ МИНЕРАЛЫ СВИТЫ ХИЗО-ВАРА

В 1939 году при картировании северной части водораздела между Топозером и Кереть-озером на южном берегу озера Верхнее Керетьское авторами был встречен своеобразный комплекс кристаллических сланцев, названный по месту нахождения свитой Хизо-вара.

По петрографическому характеру в пределах комплекса Хизо-вары выделяются три группы пород: а) сланцы, б) гнейсы, в) амфиболиты.

Среди сланцев широким распространением пользуются мусковитовые, мусковито-гранатовые и двуслюдяно-гранатовые разновидности. Подчиненное значение имеют сланцы кианитовые и кианит-ставролитовые.

Во второй группе преобладают гнейсы биотитовые, биотито-гранатовые и биотит-амфиболовые, среди которых встречаются отдельные пропластки с кианитом, ставролитом и гранатом.

В группе амфиболитов господствующую роль играют крупнозернистые, слабо-гнейсовидные полевошпато-гранатовые разновидности. Подчиненное значение имеют сланцеватые, мономинеральные амфиболиты, приуроченные, преимущественно, к низам разреза. Амфиболиты, гнейсы и сланцы различного минералогического состава образуют перемежающуюся толщу суммарной мощностью около 3 км. Мощность отдельных членов ее колеблется от сантиметров до десятков метров.

Вся эта толща приурочена к замку крупной синклиналиной складки, ось которой погружается на юго-запад $205-210^\circ$ под углом $55-60^\circ$. Главная синклиналь осложнена рядом мелких складок того же направления.

Сланцы и гнейсы Хизо-вары представляют глубоко метаморфизованную седиментогенную толщу. Судя по данным ряда анализов, ее состав менялся от глинистых песчаников и глин, с примесью того или иного количества карбонатного и железистого материала, до более или менее чистых огнеупорных глин.

Генезис амфиболитов менее ясен, хотя они также имеют, вероятно, седиментогенный характер.

Кристаллические сланцы Хизо-вары прорываются отдельными жилами пост-свионийских грано-диоритов и более молодых пост-ботнигских микроклиновых гранатов. С воздействием последних связаны явления калиевого метасоматоза, проявляющиеся в слабом замещении плагиоклаза, ставролита, кианита и других алюмосиликатов вторичными слюдами. Основные породы ряда габбро, габбро-пироксенита среди толщи Хизо-вары не были встречены. Однако, судя по общей геологической обстановке, они являются более молодыми, чем кристаллические сланцы Хизо-вары.

При картировании Хизо-вары среди толщи сланцев были встречены разновидности с высоким содержанием кианита, представляющие ценное высокоглиноземистое сырье. Здесь же были обнаружены небольшие пропластки фукситовых сланцев с хромсодержащим кианитом и ставролитом. Наблюдающаяся в них резкая локализация Сс, на фоне общей зараженности свиты этим элементом, представляет интересный случай в мало изученной геохимии хрома. Описанию данного месторождения хромсодержащих минералов посвящена настоящая статья.

Минералы фукситовых сланцев свиты хизо-вара

В центральной части Хизо-вары поднимается широтный гребень, вытянутый вдоль северного берега оз. Тиро-Ламбина. На южном склоне гребня, над западной губой озера Тиро-Ламбина, в ставролитогранатовых гнейсах заключены два пропластка яркозеленых слюдяно-кианито-ставролитовых сланцев, мощностью в 0,5 и 1,5—2,0 м. По простиранию на северо-восток 45° они прослеживаются на 8—10 м, далее уходя под наносы. Необычная окраска породы обусловлена присутствием зеленой слюды—фуксита, образующей мелкие листочки, ориентированные строго параллельно сланцеватости. Интенсивность окраски минерала варьирует от светлозеленой, напоминающей некоторые тона талька, до яркой изумрудно-зеленой. Видимой закономерности в распределении различно окрашенных разновидностей не наблюдается. Кианит и ставролит распределены неравномерно, местами давая мелкие линзообразные или неправильные пятнистые зоны обогащения.

Под микроскопом структура сланцев порфиробластическая с гранобластической основной массой.

Кроме минералов, описанных выше, в породе присутствуют: кварц двух генераций и плагиоклаз № 10—13, развитый в виде крупных порфиробласт, включающих мелкие зерна кварца, ставролита и фуксита.

Акцессорные минералы представлены: магнетитом, рутилом и небольшим количеством вторичных слюд, развивающихся при метасоматическом замещении алюмосиликатов.

Ф у к с и т, среднее содержание которого составляет 15—18%, развит в виде узких, правильных, резко-ориентированных пластинок, обуславливающих отчетливую сланцеватую структуру породы. В проходящем свете минерал окрашен в бледный серовато-зеленый цвет. В некоторых разрезах наблюдается едва заметный плеохроизм в этих же тонах. Оптические константы минерала, в зависимости от интенсивности окраски, меняются в следующих пределах:

Таблица 1

N:V обр.	% Cr ₂ O ₃	Окраска минерала	Nq	Nm	Np	Nq—Np
1	2	3	4	5	6	7
558	1,20	Изумрудно-зеленая	1,606	1,600	1,565	0,041
201 а	—	"	1,609	1,594	1,567	0,042
201-а	—	"	1,610	1,598	1,565	0,045
20-в	—	Светлозеленая	1,604	—	1,567	0,037
20 в	0,76	"	1,605	—	1,567	0,038
20-с	—	"	1,603	1,590	1,567	0,036

По данным Whitmore и других авторов, приведенным в их сводной работе (12), показатели преломления фуксита, в зависимости от содержания Cr₂O₃ (от 0,37% до 4,81%), варьируют в следующих пределах: Ng—1,5973—1,6115; Nm—1,5930—1,6040; Np—1,5590—1,5695. Некоторое количество зеленой слюды (около 2 г) из фукситовых сланцев Хизо-вары было тщательно отобрано под бинокулярной лупой.

На отобранном материале выполнено определение удельного веса пикнометрическим методом, произведен химический анализ (I) и спектральный анализ, сделанный по просьбе авторов Ю. М. Толмачевым.

Кроме этого, необходимое количество материала для анализа (II) было отобрано из темноокрашенной, изумрудно-зеленой слюды. Необходимо отметить, что материал этого второго анализа значительно уступает в чистоте первому. Присутствие мелких зерен других минералов несомненно.

Таблица 2

Результаты спектрального анализа фуксита месторождения Хизо-вары
(ан. Ю. М. Толмачева)

Количественная характеристика	Элементы
Основные компоненты	Si, Al, K, Na
Много	Cr, Fe
Мало	Ca, Mg, V, Rb, Cs, Li
Следы	Ti, Mn, Cu, Be, Pb
Не найдены	Sn, Co, Ni

В данном анализе обращает внимание присутствие небольших количеств бериллия, лития, рубидия и цезия. Результаты химических анализов слюды приведены в таблице 3. При пересчете данных анализа из суммы была исключена гигроскопическая вода и остаток пересчитан на 100%. Потеря при прокаливании принята за конституционную воду. Исправленные содержания пересчитаны на молекулярные количества. Молекулярные эквиваленты сгруппированы по

окислам, причем кальций отнесен к щелочам, а магний и двухвалентное железо—к полуторным окислам. Согласно Whitmore количество щелочей принято равным единице.

Таблица 3

Химический анализ фуксита месторождения Хизо-вара

Окислы	I (аналит. Жиров)			II (аналит. Егорова)				
	Весовые %	Молекул. количества		Эквив. количества	Весовые %	Молекул. количества		Эквив. количества
SiO ₂	47,32	8024	8024	6,84	50,89	8626	8724	8,73
TiO ₂	сл.	—			0,62	98		
Al ₂ O ₃	34,91	3500			29,57	2959		
Cr ₂ O ₃	0,76	51			1,20	79		
Fe ₂ O ₃	0,11	7	3684	3,14	1,25	79	3469	3,46
FeO	0,79	111			0,57	79		
MgO	0,06	15			1,07	257		
CaO	0,13	23			0,63	114		
K ₂ O	7,31	790	1173	1	7,56	817	999	1
Na ₂ O	2,20	360			0,42	68		
п/п	4,49	2539	2539	2,16	4,44	2511	2511	2,51
H ₂ O гвгр.	1,45	—			1,90			
F	0,08	—				не опр.		

Сумма 99,56

100,12

Формула I: (K, Na)₂O . 3,14 (Al₂O₃ . . .) . 6,84 SiO₂ . 2,16 H₂OФормула II: (K, Na)₂O . 3,46 (Al₂O₃ . . .) . 8,73 SiO₂ . 2,5 H₂O

Удельный вес I — 2,78.

Как видно из приведенных данных, анализ I отличается от идеальной формулы мусковита (R₂O . 3R₂O₃ . 6 SiO₂ . 2H₂O) повышенным содержанием кремнекислоты, вероятно в силу загрязнения анализируемого материала мельчайшими частичками кварца. Характерно сравнительно низкое содержание двуокисей по сравнению с другими фукситами (табл. 4) и несколько более высокое содержание натрия.

Результаты спектрального и химического анализа полностью совпадают.

Второй анализ значительно отличается от первого повышенным содержанием SiO₂, TiO₂, Fe₂O₃, CaO и некоторых других компонен-

тов. Пересчет анализа указывает на загрязненность материала кварцем, рутилом и другими минералами, вероятно, в том числе и вторичной слюдкой. Однако и в этом случае анализированный материал близок к фукситу, если не принимать во внимание значительного избытка кремнекислоты

Сравнение обоих анализов представляет специальный интерес в отношении хрома, отличие в содержании которого (0,76% Cr_2O_3 в первом и 1,20% во втором случае) не может быть объяснено примесью какого-нибудь богатого хромом минерала, т. к. таковой не установлен. Содержание хрома в слюде несомненно является непостоянным, меняющимся в различных местах описываемой пачки. Это подтверждается уже отмеченной различной интенсивностью окраски минерала и некоторым колебанием его оптических констант. Аналогичное явление имеет место для ставролита и кианита, описание которых дано ниже. Следовательно, содержание хрома в различных участках пачки сланцев было не одинаково и в процессе метаморфизма не было выравнено, вероятно, в силу его недостаточной подвижности при данных условиях.

В таблице 4 мы приводим сводную таблицу анализов фукситов Whitmore и др., дополненную одним нашим анализом и двумя анализами фуксита из Верхне-Тимтонского района Якутской ССР, описанного К. Н. Озеровым и Н. А. Быховер (4).

Таблица 1

Сводная таблица анализов фукситов различных месторождений

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO_2	44,87	45,68	43,51	47,24	42,21	45,49	46,17	46,35	45,97	47,32	40,09	45,09
TiO_2	0,02	—	—	—	—	—	—	0,28	—	сл.	не опр.	0,18
Al_2O_3	37,72	34,17	36,86	31,86	34,55	31,08	29,71	29,69	31,67	34,31	36,25	36,80
Cr_2O_3	0,27	0,84	0,85	0,87	2,03	3,09	3,51	4,60	4,81	0,76	0,45	0,12
Fe_2O_3	0,54	2,35	2,05	—	1,03	сл.	2,03	0,23	2,56	0,11	нет	0,64
FeO	нет	—	—	0,56	—	—	—	0,85	0,53	0,79	1,99	0,72
MgO	0,32	3,84	1,02	2,91	3,13	3,36	2,28	1,93	0,31	0,06	5,05	1,32
CaO	0,96	0,27	0,55	0,58	0,47	0,51	—	сл.	0,15	0,18	0,38	0,16
Na_2O	1,04	2,23	1,34	0,16	0,82	0,90	—	0,78	1,03	2,20	сл.	1,51
K_2O	9,83	4,47	8,11	10,73	9,16	9,76	10,40	10,53	9,07	7,31	7,65	8,27
H_2O+	4,72	4,65	5,80	5,37	6,77	5,42	5,85	4,69	3,99	4,49	6,85	4,71
H_2O-	0,38	—	—	—	—	—	—	0,12	—	1,45	—	0,12
F	нет	—	—	—	—	—	—	0,04	—	0,03	не опр.	0,05
Сумма	100,24	98,50	100,55	100,41	100,17	100,04	99,52	100,31	100,09	99,56	99,59	99,78

- 1 Westland, South Island, Новая Зеландия; ан. Seelye (1940) сд. в том числе V_2O_5 —0,09; MnO —сл; Li_2O —сл, P_2O_5 —0,08.
2. Salm Chateau, Бельгия; ан. Klemen (1888) в том числе Li_2O —сл.
3. Mashischimala, Грансвааль; ав. Partridge (1937), в том числе Cs_2O —сл.
4. Binnenthal, Швейцария; ан. Prior (1909) в том числе Li_2O —сл.
5. Montgomery Co, Maryland; ан. Chatard (Дана, 1892)
6. Aird Island, Lake Huron ан. Cairus (1887)
7. Савертек, Урал; ан. Domaurd (1882)
8. Deed Horse Creek, Lake Wakatipu region, Western Otago, Новая Зеландия; ан. Seelye (1942)
9. Pointe du Bois, Manitoba; ан. Whitmore (1946)
10. Хло-вара, Сев. Карелия; ан. Жиров (1947)
11. } Чайнытское месторожд. Верхне-Тимонский р-н. Иркутская АССР.
12. }

Помимо данных, приведенных в табл. 4, известно, что в фуксите из Сарановского месторождения (Урал, 3, стр. 180) содержание Cr_2O_3 достигает 4,42%, в фуксите месторождения Outosumpri в Восточной Финляндии (9, стр. 30) — около 4,9%, и из Marble в Колорадо (11, стр. 466) — 6,08% Cr_2O_3 .

Ставролит, среднее содержание которого составляет 5—6%, развит в виде черных неправильных зерен, размером 1—4 м.м, реже в виде коротко-призматических кристаллов иногда с отчетливыми конечными гранями. Хорошо развитые кристаллы его или не имеют вростков кварца или же содержат их в небольшом количестве. Ставролит этого типа обычно отчетливо ориентирован в направлении сланцеватости.

В зернах ставролита свойственная минералу кристаллографическая форма выражена значительно слабее. Здесь можно говорить не об огранке, но о тенденции минерала к определенной огранке. Пойкилобласти кварца обычно сосредоточены в центральной части, оставляя незасоренной, гомогенной периферическую часть зерен. Пространственная ориентировка в ставролите этого типа выражена слабее, чем в первом случае.

Наконец, в некоторых зернах количество вростков кварца настолько велико, что ставролит приобретает характер отдельных, очень неправильных „обрывков“, в которых только общая оптическая ориентировка свидетельствует о принадлежности их к одному кристаллическому индивидууму. Ставролит этого типа обычно образует изометричные или неправильные зерна, лишенные видимой ориентировки.

Кроме кварца в ставролите включены отдельные кристаллики красно-бурого рутила и мелкие, неправильные зерна магнетита. Неподородность ставролита, очевидно, является следствием изменений условий, имевших место в процессе перекристаллизации породы. Кристаллизация минерала, вероятно, началась с образования скелетных зерен, переполненных пойкилобластиами кварца, которые затем обрастали каймой гомогенного ставролита. На некоторых участках, приуроченных к плоскостям сланцеватости, развивался преимущественно этот более поздний ставролит, образующий правильные, хорошо ориентированные кристаллы. Обычно ставролит имеет свежий вид и только в отдельных зернах с краев слабо замещается светло-бурой слюдкой типа эпигенетического биотита.

Ставролит из фукситовых сланцев был отобран под бинокулярной лупой и проанализирован в химической лаборатории ВСЕГЕИ (аналитик Бакланова К. А.). Данные анализа приведены в таблице 5.

Таблица 5

Окислы	Весовые %		Молекул. количества	
	1	2	3	
SiO ₂		41,57	6915	7053
TiO ₂		1,10	138	
Al ₂ O ₃		38,81	3804	3887
Fe ₂ O ₃		0,36	22	
Cr ₂ O ₃		0,77	51	2326
FeO		12,26	1705	
MnO		0,03	4	63
CaO		1,96	349	
MgO		1,08	268	890
K ₂ O		0,40	42	
Na ₂ O		0,13	21	890
H ₂ O		0,04	—	
п. п. п.		1,61	890	
Сумма		100 12		

Молекулярные количества вычислены после пересчета суммы анализа на 100%. Приведенный анализ ставролита свидетельствует о значительной загрязненности минерала включениями кварца. Сравнение его с рядом анализов ставролита, приведенных в работе E. Thiele (10, стр. 67), дано в таблице 6.

Таблица 6

№№	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	30,10	39,55	30,12	29,44	39,56	27,68	28,08
TiO ₂	—	0,21	—	0,11	—	0,77	0,73
Al ₂ O ₃	50,10	49,89	50,44	48,46	50,91	53,37	51,90
Fe ₂ O ₃	2,08	1,61	1,73	2,89	0,81	2,33	1,80
FeO	11,22	14,11	12,90	14,75	12,76	12,69	13,39
MgO	3,12	1,72	2,72	1,64	2,85	1,78	2,58
MnO	0,64	—	0,07	следы	0,14	—	—
CaO	0,07	0,39	0,65	—	—	—	—
H ₂ O	2,73	2,26	2,20	2,65	2,17	1,59	1,73
Сумма:	99,75	99,74	100,23	99,94	100,20	100,21	99,71

1 — Pizzo Forno, 2 — Petersdorf, 3 — Shittering Lake, 4 — Bretagne, 5 — Rosa Alp, 6 — Aschaffenburg, — St. Gotthard.

Как видно из приведенных данных, содержание SiO_2 в ставролите Хизо-вара примерно на 25% выше, чем в других анализах. Несомненно это объясняется присутствием большого количества мелких вrostков кварца. К сожалению, точный учет включений кварца не представляется возможным вследствие большой неоднородности анализируемого материала. Если мы примем содержание кварца за 25% и введем соответствующие коррективы в соотношения различных окислов, действительное содержание Cr_2O_3 в нашем ставролите выразится цифрой 0,85 — 0,90%.

Небольшое количество ставролита из хорошо образованных гомогенных кристаллов было тщательно отобрано под бинокулярной лупой и проанализировано одним из авторов на Cr_2O_3 . По данным анализа содержание окиси хрома в этой разновидности равно 1,28%.

Приведенные цифры позволяют предполагать, что для ставролита, так же как для фуксита и кианита (см. ниже), имеет место непостоянное содержание хрома в различных участках описываемой пачки.

С присутствием хрома в ставролите несомненно связано отклонение оптических свойств его от обычных констант, приводимых в минералогических справочниках.

В таблице 7 приведены показатели преломления хромсодержащего ставролита Хизо-вары (1) и ставролита обычного типа из вмещающих фукситовые сланцы гранат-ставролитовых гнейсов (2). Для сравнения здесь же помещены показатели преломления ставролита из различных районов, приведенные в работе Thiele (10, стр. 68).

Таблица 7

№№ п/п	Место взятия образца	Содержание			Ng	Nm	Np	Nq—Np
		Al_2O_3	Fe_2O_3	Cr_2O_3				
1	Хизо-вара	38,81	0,36	0,77	1,760	1,755	1,750	0,010
2	" "	не анализиров.		не анализ	1,750	1,740	1,739	0,011
3	Shittering Lake	50,44	1,73	повался	—	1,745	—	—
4	St. Gotthard	51,90	1,80		—	1,745	—	—
5	Pizzo Formo	50,10	2,08		—	1,746	—	—
6	Bretagne	48,46	2,89		—	1,750	—	—

Как видно из приведенных данных, содержание хрома в молекуле ставролита повышает показатели преломления минерала, тогда как двупреломление его остается неизменным.

В ставролитах, описанных Thiele (10), аналогичную роль, повидимому, играет Fe_2O_3 , увеличение содержания которого дает закономерное повышение показателя преломления по оси Nm от 1,745 до 1,750.

С присутствием Cr_2O_3 связан необычный плеохраизм ставролита с изменением окраски от:

светлой серовато-желтой	по Np
зеленовато-желтой	по Nm
светлозеленой	по Nd
схема абсорбции:	Nd < Nm > Np

К и а н и т в фукситовых сланцах развит в виде крупных удлиненных порфиروبласт, обычно ориентированных параллельно сланцеватости породы. Значительно реже кристаллы его располагаются под большим углом к сланцеватости, проявляющейся в ориентировке листочков слюды, удлиненных зерен кварца и призматических кристаллов ставролита.

Порфиروبласты кианита обычно включают мелкие пойкилобласты кварца, отдельные зерна красно-бурого рутила и мелкие зернышки рудного минерала.

Количество вростков кварца и расположение их в массе кианита очень непостоянно.

В одном из шлифов кианит имеет полисинтетическое двойниковое строение с характерным расположением двойников перпендикулярно длинной оси кристалла. При измерении на универсальном столике Федорова устанавливается, что плоскостью срастания является третьей пинакоид (001). Ввиду того, что одна система двойников чрезвычайно тонка, определение закона двойникового не представляется возможным. В проходящем свете кианит имеет довольно отчетливую окраску с изменением интенсивности от бледно-голубого по Np до голубого по Ng.

При скрещенных николях местами наблюдается аномальная интерференционная окраска в слабых чернильно-синих тонах. Показатели преломления кианита, в зависимости от окраски минерала, колеблются в следующих пределах:

- 1) Сапфирово-синий кианит, ассоциирующий с изумрудно-зеленой слюдой: Ng — 1,737; Nm — 1,733; Np — 1,726; Ng — Np — 0,011.
- 2) Голубой кианит, ассоциирующий со светлозеленой слюдой: Ng — 1,742; Nm — 1,737; Np — 1,731; Ng — Np — 0,011.

Небольшое количество сапфирово-синего кианита было отобрано под бинокулярной лупой и проанализировано одним из авторов на содержание окиси хрома. Количество Cr_2O_3 в этой разновидности составляет 0,76%.

Магнетит присутствует в небольшом количестве в виде мелких неправильных зерен. Местами наблюдается приуроченность его к порфиробластам кианита и ставролита. В минерале, извлеченном магнитом из тяжелой фракции, химическим анализом обнаружены только следы хрома.

Хромсодержащие кианиты других горизонтов свиты

При изучении кианитов Хизоварского месторождения обращает внимание очень непостоянная окраска минерала, которая в различных типах пород меняется от белой и светлосерой через бледно-голубую, голубую и сапфирово-синюю до темносерой и, наконец, черной. В то время как темносерые и черные тона легко объясняются запыленностью кианита мелкими чешуйками графита, вопрос о различной интенсивности синей окраски до последнего времени оставался неясным. Для решения его небольшое количество материала из кианита каждого

типа было отобрано под бинокулярной лупой и проанализировано в спектральной лаборатории ВСЕГЕИ. Необходимо отметить, что определение производилось только на такие более интенсивные красители, как железо, титан, кобальт, никель и хром.

В таблице 8 приведены данные спектрального анализа, сопоставленные с имеющимися в нашем распоряжении данными химического анализа и оптическими константами минерала. Для сравнения в таблицу введены данные о кшаните фукситовых сланцев, описание которых приведено выше.

Таблица 8

Имяние породы	Описание кшанита	Данные хим. анализа		Данные спектрального анализа							Оптические константы		
		Fe ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	Fe	Ni	Co	Ti	Cr	Nq	Nm	Np	Nq-Np	
Лучистые кварцевые сланцы	Бесцветн.	0,57	0,3	есть	взначч. следы	взначч. следы	есть	следы	1,730	—	1,718	0,012	
Амфибол-кшанит.	Светло-голубой	не определен	—	есть ~0,1%	—	взначч. следы	~0,1%	мало	1,730	—	1,718	0,012	
Груфкитирован. биотитов. кшанитов. гнейсы	Светло-серый до черного. вледельц. агриган грифитом	0,79	0,20	много ~1%	взначч. следы	взначч. следы	есть ~0,1%	~0,1%	1,732	—	1,722	0,010	
Фукситовые сланцы	Голубой	не определен	—	есть	—	—	~0,1%	есть	1,742	1,737	1,731	0,011	
Сланцы ошосипий	Сланцы ошосипий	не определен	0,26	есть	—	—	~0,1%	есть	1,737	1,732	1,726	0,011	

Условные обозначения таблицы 8

Знак „ — “ обозначает, что данный элемент в породе не обнаружен.

„Много“	соответствует	целым %
„Есть“	„	десятым долям %.
„Мало“	„	сотым долям %.
„Следы“	„	тысячным долям %.
„ ~ “	„	приблизительно.

Приведенные данные позволяют предполагать, что окраска Хизо-варских кианитов в основном связана с присутствием того или иного количества Cr_2O_3 , изоморфно замещающего Al_2O_3 . Повышенное содержание Fe в кианите графитизированных гнейсов не противоречит этому предположению, так как большая часть железа несомненно находится здесь в виде тонкой рудной вкрапленности. Параллельно с увеличением содержания хрома возрастают также и показатели преломления, хотя для кианита их изменение происходит не так резко, как для ставролита.

Присутствие Cr_2O_3 и влияние его на окраску минерала устанавливается также К. Н. Озеровым (4) для кианита Чайнытского месторождения. По данным автора, кианит, с содержанием Cr_2O_3 — 1,81%, имеет зеленую окраску и характеризуется повышенными показателями преломления по сравнению с кианитом обычного типа.

Заключение

При суждении о генезисе хромовых минералов и, в частности, слюд в первую очередь возникает вопрос об источниках хрома: может ли хром быть привнесен из более или менее удаленного магматического очага или же он извлекается из пород, вмещающих данное минеральное образование. Не имея возможности в рамках настоящей статьи останавливаться сколько-нибудь подробно на этих вопросах, неразрывно связанных с геохимией хрома вообще, ограничимся лишь некоторыми общими замечаниями.

Устанавливая несколько типов ассоциации хромовых слюд, Whitmore, Bergrey и Holley (12) приходят к выводу о том, что источником хрома являются как ультраосновные породы и серпентиниты, так и растворы, связанные с кислой магмой. Однако четкого анализа условий появления хрома в гранитных породах ими не дается. Необходимо отметить, что выводы авторов о связи хромовых минералов с кислыми магмами являются спорными, так как в большинстве хромоносных районов может быть установлена генетическая связь хрома с развитыми поблизости базитами и гипербазитами. Тем не менее представления Whitmore и его соавторов о подвижности хрома при постмагматических процессах несомненно справедливы. Описание многочисленных месторождений совместно встречающихся хромовых минералов (хромовых слюд, хром-турмалина, уваровита, хромхлора), которые не могут быть приведены в рамках данной статьи, позволяет сделать выводы о возможности переноса хрома постмагматическими флюидами, особенно связанными с кислой магмой. Хром в этих условиях является мобильным в диапазоне от высокотемпературных пегматитовых и пневматолитовых до мезо- и эпитеpmальных образований.

Однако миграционная способность хрома не ограничена только термальными условиями. Известны такие факты, как концентрация хро-

ма на больших площадях в связи с некоторыми вторичными месторождениями ванадия, нахождение значительных скоплений хромового минерала волконскоита в осадочных образованиях с.-в. части СССР (Пустовалов Л. В., 5), миграция хрома с растворами в древней коре выветривания гипербазитов (Грицаенко, 2) и т. д. Сердюченко Д. П. (6) описана гипергенная хромовая шпинель, образование которой связано с присутствием в породе органических остатков. Хром констатирован во многих растениях (8), причем в золе некоторых ягод он обнаружен в количестве до 0,28% Cr_2O_3 . Следовательно, он должен был присутствовать и в почвенных растворах. Примеры, приведенные выше, позволяют говорить о том, что и в гипергенных условиях хром способен мигрировать, концентрируясь в отдельных локальных зонах. Вследствие этого необходимо считаться с возможностью первичного накопления хрома в метаморфизованных осадочных породах.

Переходя к вопросу о генезисе фукситовой пачки свиты Хизо-вары, необходимо отметить ее следующие особенности:

1. Региональную зараженность хромом всей свиты, так как помимо фукситовых сланцев присутствие небольших количеств хрома установлено в кианитах, амфиболе и некоторых валовых пробах кристаллических сланцев.

2. Локализацию хрома в одном небольшом участке толщи вне связи с более молодыми гидротермальными процессами.

3. Слабую подвижность хрома, содержание которого не выравнивается даже в пределах пропластков мощностью в 0,5—1,5 м.

Сопоставление многочисленных литературных данных с наблюдениями, сделанными над породами свиты Хизо-вары, приводит авторов к следующему выводу. Чрезвычайно слабое развитие пневматолитических и гидротермальных явлений не позволяет объяснить нахождение хрома в свите Хизо-вары привнесом его из каких-то неизвестных источников, флюидами, связанными с более поздними интрузиями—например, с молодыми гранитами. Более вероятно предположение о первичном характере обогащения хромом в процессе образования мощной седиментогенной толщи, послужившей материалом для кристаллических сланцев Хизо-вары. После отложения хромистые соединения претерпели только перекристаллизацию в процессе складчатости без сколько-нибудь заметной миграции. Вопрос о первоисточнике хрома пока остается открытым, так как развитие поблизости основные породы ряда габбро-пироксенитов, повидимому, являются более молодыми, чем кристаллические сланцы Хизо-вары и, следовательно, не могут рассматриваться в качестве источников хрома при формировании этой свиты.

ЛИТЕРАТУРА

1. Борисов П. А. и Вологовская Н. А. Хизо-варское месторождение кианита в К.ФССР Сов. геология. № 6, 1944.
2. Грицаенко О. Хромовом ферримонтмориллоните из Аккермановского м-ния на Урале. Зап. Всерос. Мин. Об-ва (2), ч. 75, в. 2, 1946.
3. Зимин И. А. Сарановское хромоворудное м-ние Тр. Уральского науч.-исследовательского ин-та геологии, в. II Полезные ископаемые 1938
4. Озеров К. Н. и Выховер Н. А. Месторождения корунда и кианита Верхне-Тимонского района Якутской АССР. 1936.
5. Пустовалов Л. В. Волконскоит. Тр. Ин-та прикл. минер. и металл. № 38.

6. Сердюченко Д. П. Гипергенная хромовая шпинель из древней коры выветривания на Сев. Кавказе. Зап. Всерос. Мин. Об-ва (2). 74, в. 4, 1945.
7. Blake Ch. Analysis of the *Viburnum dentatum*. Chem. News, 100, 1909.
8. Dingsyall A. a. Beans H. Studies on Chromium II. J. Am. Chem. Soc. v. 56, 1934.
9. Escola P. On the chrome Minerals of Outocumpu. C. R. Soc. Geol. Finlande No 7, 1933.
10. Thiele E. Die Beziehung der chemischen Zusammensetzung zu den physikalisch-optischen Eigenschaften in einigen Mineralien des Kontakts. Chemie der Erde 13, H 1, 1940.
11. Whezzy. Notes on Allophanite, Fuchsite and Triophnyhte. Pras. U. S. Nat. Mus. 49, 1915.
12. Whitmore, Berrey a. Holley. Chrome micas. Am. Miner. v. 31, No 1-2, 1946.

N. A. Volotovskaja ja K. K. Zhiron.

HIISIVAARAN METAMORFISEN SARJAN KROMIPITOISET MINERAALIT

YHTEENVETO

Artikkelissa annetaan kuvaus Hiisivaaran (Pohjois-Karjala) metamorfisen sarjan kromipitoisista mineraaleista — gneissista ja liuskekivestä — sen esitetään niiden kemiallinen ja spektrianalyysi.

Fuksiitti sisältää 0,78:sta 1,2%:iin Cr_2O_3 , stauroiitti — 0,77:sta 1,28%:iin Cr_2O_3 , kianiitti — 0,76%:iin Cr_2O_3 . Mineraalien optilliset ominaisuudet johtuvat kromipitoisuudesta.

Myöhäisempien graniittilajien vaikutus on heikkoa ja tämä tekee mahdollomaksi kromin tulon ulkoapäin. Sitä paitsi se esiintyy pienissä määrin koko sarjassa. Tästä kaikesta voi tehdä johtopäätöksen kromin alkuperäisestä keskittymisestä laskokerrostumassa. Tämän metamorfisen muodostuman vaikutuksesta muodostui Hiisivaaran kristalliliuskekivien ja sen kromisisältösten mineraalien ryhmä.