

УДК553.824(575.3)

ГЕОЛОГИЯ ЧЕРНОГОРСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЮВЕЛИРНОГО СКАПОЛИТА НА ЦЕНТРАЛЬНОМ ПАМИРЕ (ТАДЖИКИСТАН)

© 2019 г. А. К. Литвиненко^{1,*}, С. Б. Моисеева¹, Ш. А. Одинаев^{1,**}, В. А. Утенков¹

¹Российский геологоразведочный университет им. С. Орджоникидзе
Россия, 117997, Москва, ул. Миклухо-Маклая, 23

*E-mail: akl1954@yandex.ru

**E-mail: sharif.geolog@mail.ru

Поступила в редакцию 20.06.2018 г.

После доработки 06.03.2019 г.

Принята к публикации 30.04.2019 г.

Охарактеризовано Черногорское месторождение ювелирного скаполита, относящееся к новому генетическому типу. Оно расположено на Центральном Памире (Таджикистан) и локализовано в сарыджилгинской свите музкольской серии (PR₁). Вмещающими породами являются метаморфизованные базит-ультрабазитовые образования кукуртского комплекса, среди которых впервые обнаружены гарцбургиты.

Ювелирную скаполитовую минерализацию вмещают линзы альбититов. Они образовались путем метасоматического замещения нефелиновых сиенитов. Реакция происходила с отрицательным объемным эффектом, с уменьшением объема твердых фаз на 14%, обусловившим возникновение пустот. Тела альбититов образуют линзовидно-гнездовую структуру. Они имеют секущие контакты. Их вмещают амфиболиты, метасоматически замещившие меланократовые габброиды, и частично измененные гарцбургиты. Ювелирный скаполит локализуется в 28 линзах альбититов, стенки пустот которых инкрустированы шестоватым сиреневым скаполитом. Последовательность процессов на месторождении отвечает такой схеме: формирование меланократовых габброидов с мелкими телами нефелиновых сиенитов → метасоматическое развитие по первым амфиболитов, а по вторым – альбититов с пустотами → рост на стенках пустот шестоватого скаполита → кристаллизация в пустотах ювелирного скаполита.

Ключевые слова. Центральный Памир, музкольская серия, сарыджилгинская свита, кукуртский комплекс, месторождение ювелирного скаполита Черногорское, гарцбургиты, нефелиновые сиениты.

DOI: <https://doi.org/10.31857/S0016-777061596-108>

ВВЕДЕНИЕ

Месторождение Черногорское на Центральном Памире является единственным на территории бывшего СССР объектом добычи ювелирного скаполита. Оно было открыто Э.А. Дмитриевым в 1978 году. С 1983 по 1986 гг. экспедиция “Памиркварцсамоцветы” проводила на месторождении поисково-оценочные работы. На одном из его участков были подсчитаны запасы: скаполита-сырца – 1972 кг, ювелирного – 92 кг и коллекционных образцов – 263 кг. В 1987–91 гг. на северо-восточном фланге месторождения проводилась предварительная разведка. По ее результатам были подсчитаны запасы скаполита по категориям C₁ + C₂, утвержденные ЦКЗ Министерства геологии СССР (протокол № 24/1 от 22.01.1991): скаполит-сырец – 3105 кг, скаполит ювелирный – 225 кг, скаполит голтовочный – 259 кг (сведения

из отчетов экспедиции “Памиркварцсамоцветы”). В 1991 году была начата предварительная разведка центральной части месторождения на горизонте 4512 метров с целью полной промышленной оценки и подсчета запасов кристаллосырья по категориям C₁ + C₂ и определения прогнозных ресурсов категории P₁, но работы были остановлены в связи с распадом СССР. С 1991 по 1999 годы на объекте проводилась опытно-промышленная разработка, в результате которой было добыто 2470.5 кг скаполита-сырца и 436.6 кг ювелирного скаполита.

По особенностям геологического строения месторождение относится к 4-й группе сложности. В настоящее время оно не эксплуатируется.

Недалеко от рассматриваемого месторождения в мраморах сарыджилгинской свиты известно (Литвиненко, Барнов, 2011) пять проявлений небольших миароловых пегматитов, содержащих сиреневый скаполит среднего состава.

За рубежом скаполит ювелирного качества известен в ряде месторождений, находящихся в разнообразных геологических условиях. Его желтые, сиреневые и фиолетовые кристаллы встречаются в полостях среди скаполитовых и альбит-скаполитовых жил в метаэвапоритовых толщах Центральной и Южной Африки, Канады, Афганистана и Восточного Памира (Спиридонов, 2006). Мариалит установлен в редкометальных пегматитах месторождения Дараи Пич на северо-востоке Афганистана, где он добывается попутно с турмалином, кунцитом и воробьевитом. В 10 км от г. Карур, Индия, в полевошпатовых жилах добывается прозрачный мариалит (Gem..., 2011). На Мадагаскаре месторождение Ихози в магнезиальных скарнах среди докембрийских гнейсов, где добывают желтый и сиреневый мейонит (Superchi *et al.*, 2010). Из россыпей Шри-Ланки, сформированных по докембрийским метаморфическим породам гранулитовой фации, извлекают мейонит и редко мариалит (Zwaan, 1996). Докембрийские мраморы месторождения Морогоро, Танзания, содержат в промышленных количествах фиолетовый и желтый скаполит (Dirham *et al.*, 1992). Сиреневый до фиолетового скаполит, изредка имеющий ювелирное качество, известен в кальцифирах докембрийского возраста на месторождении Слюдянка, ЮЗ Прибайкалье (Клопотов, 2006). В современных вулканических породах Везувия обнаружены ювелирные кристаллы скаполита (Ciriotti *et al.*, 2009).

Целью представленного исследования является определение: а) структуры; б) минерального и химического состава вмещающих пород; в) структурно-вещественных особенностей скаполитоносных залежей; г) химического состава ювелирного скаполита; д) генезиса Черногорского месторождения.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

В работе исследовались образцы горных пород и минералов, отобранных на месторождении в 2015 году. Минеральный состав определялся на петрографическом микроскопе Полам-Р211 и заверялся рентгенофазовым анализом на приборе ДРОН-3М, аналитик А.В. Федоров (МГРИ-РГГРУ им. Серго Орджоникидзе). Химический состав минералов исследовался методом микрорентгеноспектрального анализа на приборе Cameca SX 100 ВДС, 15 кВ, 30 нА, аналитик Н.Н. Кононова (ГЕОХИ РАН). Определение химических составов пород и ювелирных кристаллов скаполита проводилось при помощи рентгеноспектрального флуоресцентного спектрометра AXIOS Advanced, с рентгеновской трубкой, оснащенной Rh анодом, мощностью 3 kW, аналитик Т.Г. Кузьмина (ГЕОХИ РАН). Для составления геологического плана и детальных схем строения скаполито-

носных линз были применены приемы полевого геологического картографирования с использованием фондовых материалов экспедиции “Памир-кварцсамоцветы”.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ

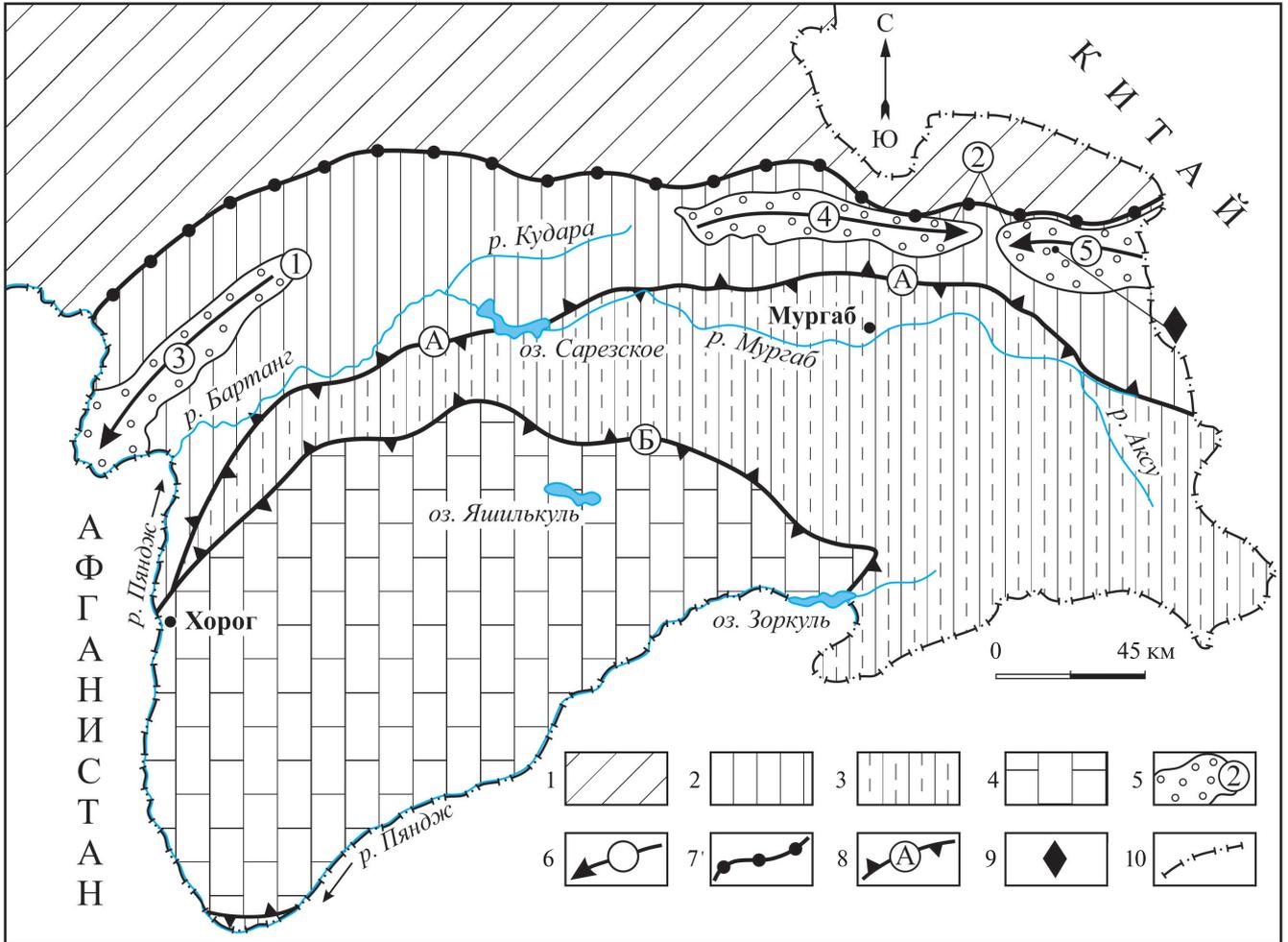
Территория месторождения расположена на восточном фланге тектонической зоны Центрального Памира (фиг. 1). В его контурах на дневную поверхность выходят фрагменты докембрийского фундамента, образующего в палеозойско-мезозойских породах Музкол-Ранкульский и Ванч-Язгулемский антиклинорий. Первый является региональной тектонической структурой, в которой расположено исследуемое месторождение Черногорское. Антиклинорий сложен музкольской серией (PR₁), полициклически метаморфизованной в условиях высокотемпературной амфиболитовой фации (первый цикл) и эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой (второй цикл) фаций (Буданова, 1991). Антиклинорий состоит из двух тектонических блоков (фиг. 1): Сарымулинского – на западе и Шатпутского – на востоке, разделенных в центральной части палеозой-мезозойскими осадочными породами (Литвиненко, 2004; Литвиненко, Барнов, 2011). Месторождение локализовано в сарыджилгинской свите на юго-западном фланге Шатпутского блока (фиг. 2). В составе свиты, имеющей мощность 1300 м, на фоне метапелитовой и метакarbonатной формаций установлены реликты дометаморфических эвапоритов (Буданова, 1991), бокситов (Литвиненко, 2008) и базальтов (Буданов, 1993). Это вещественно-генетическое многообразие определило ее минерагеническую специализацию: здесь располагаются проявления и месторождения трех генетических типов скаполита (Литвиненко, Барнов, 2011), рубина в мраморах и в кристаллических сланцах, миароловые гранитные пегматиты с драгоценными камнями и др. (Литвиненко, 2004).

Важное значение в составе сарыджилгинской свиты и всей серии играют магматические породы трех интрузивных комплексов. Два из них докембрийские – кукуртский (лерцолиты, пироксены, калиевые габброиды, нефелиновые сиениты, шонкиниты, ийолиты, уртиты) и зорбурулюкский (гнейсограниты), а третий палеогеновый – это шатпутский комплекс (граниты и пегматиты).

Ниже показано, что в формировании месторождения определяющая роль принадлежит породам кукуртского комплекса.

ВМЕЩАЮЩИЕ ПОРОДЫ

Площадь месторождения составляет 360 × 110–180 метров (фиг. 3). Вмещающие породы представлены двумя типами, имеющими субширот-



Фиг. 1. Положение Черногорского месторождения в тектонической структуре Памира. Тектоническая схема Б.П. Бархатова (1963) с небольшими изменениями и дополнениями авторов.

1 – герцинская Северопамирская складчатая система. 2–4 – тектонические зоны в киммерийской складчатой системе Южного Памира: 2 – Центральный Памир, 3 – Юго-Восточный Памир, 4 – Юго-Западный Памир; 5 – фундамент Центрального Памира, цифры в кружках (1–2) метаморфические серии: 1 – шипадская, 2 – музкольская; 6 – антиклинории, стрелка указывает направление погружения шарнира: 3 – Ванч-Язгулемский, 4–5 – Музкол-Ранкульский; 4 – Сарымулинская и 5 – Шатпутская антиклинали; 7 – Ванч-Акбайтальский разлом между складчатыми системами; 8 – разломы между тектоническими зонами (А, Б): А – Рушанско-Пшартский, Б – Гунт-Аличурский; 9 – месторождение Черногорское; 10 – государственная граница Республики Таджикистан, на юге и западе проходит по реке Пяндж – верхнему течению р. Аму-Дарья.

ное простирание с падением на север под углами 60° – 75° . Мы их разделяем по цвету на темные и светлые.

Первый тип подразделяется на две генетические группы: магматическую и метасоматическую, которые имеют между собой согласные контакты.

Первая группа пород выявлена нами в северо-восточной части месторождения (фиг. 3). Они имеют черный цвет и псевдослоистую текстуру, с мощностью слоев 5–7 см и общую мощность около 10 метров. Породы очень крепкие, плотные (3.29 г/см^3), “звенящие” от удара молотком, среднезернистые, с сильным блеском. В шлифах выявлена порфировидная структура. Порфировидные кристаллы представлены неизменным

оливином; они слегка вытянутые, имеют размеры от 0.1 до 5 мм (фиг. 4а, б). Наблюдаются также скопления до 4 мм мелких (0.1 мм) гранулированных зерен оливина. В их центральных частях наблюдается пылевидная вкрапленность рудных минералов и крупные включения, представляющие собой сростки серпентина и рудного минерала (фиг. 4а, б). Оливин содержит 78% минала форстерита и 22% фаялита. Зерна оливина равномерно размещены на фоне бурого серпентинового агрегата. Серпентин является продуктом замещения пироксена и амфибола. В последнем содержание Fe, Mg, Ca и Na меняется в пределах нескольких процентов. Для него характерны повышенные содержания Na_2O – 4.7, Cr_2O_3 –



Фиг. 2. Геологическая карта восточной части Музкол-Рангульского антиклинория – Шатпутского тектонического блока, составлена на основе карты J-43-XV, масштаба 1:200000 (Мельник, 1964).

1 – рыхлые (Q_{III+IV}) отложения; 2 – MZ (T–J) группа: известняки, мергели, сланцы, песчаники, конгломераты; 3 – PZ (C–P) группа: сланцы, песчаники, кварциты, известняки, мраморизованные известняки, мраморы; 4–7 – музкольская метаморфическая серия (PR1), свиты: 4 – бурулюкская, 5 – сарыджилгинская, 6 – белеутинская, 7 – сарыджилгинская; 8–10 – интрузивные комплексы: 8 – шатпутский (Ф) гранитный, 9 – зорбурулюкский (PR) гнейсо-гранитный, 10 – кукуртский; 11 – глубинные разломы; 12 – контуры геологических тел; 13 – месторождение Черногорское.

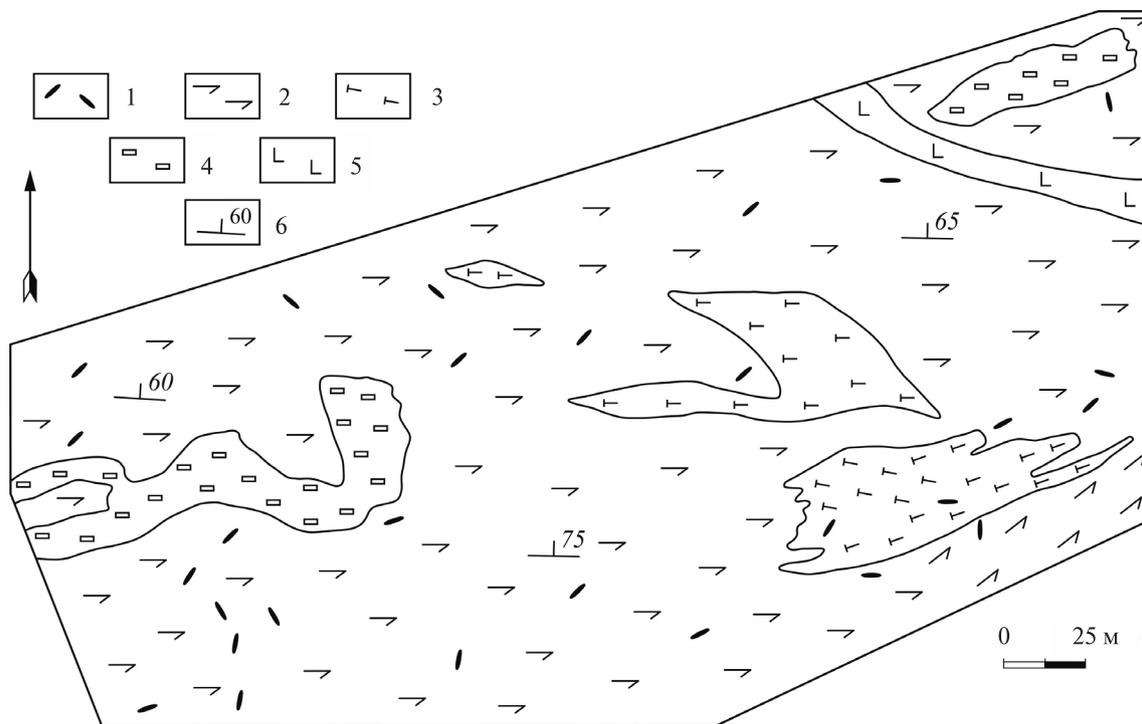
0.25 и NiO – 0.1 мас.% (табл. 1). По периферии зерен оливина наблюдаются мелкие призмочки ромбического пироксена с железистостью около 20%. В серпентиновой массе встречаются также мелкие чешуйки флогопита с железистостью 13% (табл. 1). Из аксессуаров в составе породы установлены алюмо-хромистый магнетит, железо-хромистая шпинель, железосодержащий (до 9.1 мас.%) магнетит, ильменорутит, фторapatит, пентландит с 41.6% NiO и 1.4% CoO. По химическому составу рассматриваемая порода беднее титаном и кальцием, но значительно богаче магнием, чем лерцолиты кукуртского комплекса (табл. 2). Высокое, более 50%, содержание оливина в описываемой породе позволяет отнести ее к гарцбургиту, который не был известен в составе кукуртского комплекса.

Вторая группа представлена также черной, слегка пористой породой с варьирующей плотностью 3.13–3.20 г/см³. Амфибол является главным минералом этой группы пород. Он образует

длиннопризматические кристаллы длиной от 2 до 8 мм, плеохроирующие от изумрудно-зеленого до светло-зеленого цвета, $2V = -60^\circ$ (фиг. 4в, г), а также порфиробласты с волнистыми ограничениями (фиг. 4д, е). В нем наблюдаются включения плагиоклаза, кальцита и рудных минералов, а также рудная “пыль”. По химическому составу он близок к амфиболу гарцбургитов – пород первой группы. Химический состав позволяет отнести его к гастингситу (табл. 1).

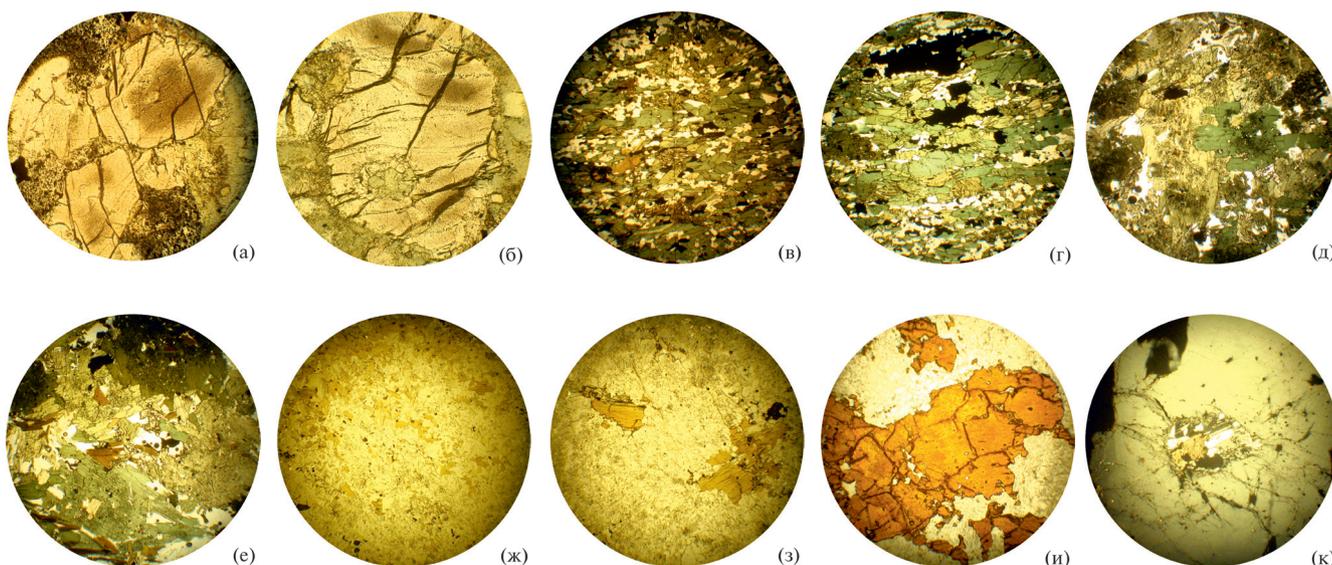
Вторым по количеству является флогопит, образующий зерна размером до 5 мм. Его количество достигает 20%. По химическому составу он отличается от слюды из гарцбургитов (табл. 1).

Третьим по количеству следует плагиоклаз, занимающий две позиции. Одна – в интерстициях и внутри роговой обманки – характеризуется одиночными зернами очень мелких размеров, доли мм (фиг. 4д, е). Вторая представляет мономинеральные скопления – агрегаты с резкими ограничениями, достигающие 0.5 см (фиг. 4в, г). В составе



Фиг. 3. Геологический план Черногорского месторождения.

1 – линзы с ювелирным скаполитом; 2 – амфиболиты; 3 – альбититы, бедные темноцветными минералами; 4 – альбититы, обогащенные темноцветными минералами; 5 – гарцбургиты; 6 – элементы залегания.



Фиг. 4. Фотографии шлифов пород (а–и) и минерала (к). а, б – гарцбургиты: кристаллы оливина на фоне хлоритовой зеленой массы. в–е – амфиболиты: в – вытянутые кристаллы амфибола (основа) с вкрапленностью олигоклаза, флогопита и рудного; г – то же, более крупнозернистое; д, е – порфиробластовые зерна амфибола на фоне более мелких его кристаллов, флогопита, олигоклаза и рудных. ж–и – альбититы: ж – равномерно зернистая масса альбита с вкраплениями флогопита, сфена, карбонатов, рутила; з – то же с крупными порфиробластами флогопита; и – то же, с очень крупными порфиробластами сфена. к – поперечный разрез под небольшим углом кристалла скаполита с включением олигоклаза и кальцита. Диаметр снимков а, в–к составляет 5 мм, объектив $\times 2.5$; снимок (б) имеет диаметр 1.5 мм, объектив – $\times 10$.

плагиоклаза содержится от 11 до 20 мол.% анортита, что соответствует олигоклазу (табл. 1).

По химическому составу эта группа соответствует ультраосновным магматическим породам (табл. 2). Возможно, они имеют метасоматическое происхождение. Ниже они будут именоваться амфиболитами.

По М.С. Дюфуру и др. (1994), вмещающими породами Черногорского месторождения являются кварцсодержащие роговообманковые кристаллические сланцы с плагиоклазом 25–30 мол.% анортита, которые в южной части сменяются слюдисто-гранат-кианитовыми сланцами. По нашим данным, эти породы в контур месторождения не входят.

Второй тип пород представлен светлыми разновидностями, занимающими секущее положение по отношению к черным амфиболитам. Геологи экспедиции “Памиркварцсамоцветы” разделили светлые породы на две группы.

Первая сложена альбититами, которые образуют три крупных тела сложной формы в центре месторождения, а вторая – амфиболсодержащими альбититами – два тела на западном и восточном флангах (фиг. 3).

Они имеют белый, кремовый, светло-желтый или светло-серый цвет. Чаще всего наблюдаются породы белого цвета. Главным минералом является альбит (0–5 мол.% анортита), формирующий агрегаты среднезернистой, гранобластовой структуры. В них встречаются участки с массивной, полосчатой и крапленой текстурами. Зерна альбита полисинтетически сдвойникованы по альбитовому и аклиновому законам. В интерстициях альбита отмечаются небольшие скопления скаполита.

В альбититах часто наблюдаются включения рутила, титанита, флогопита, кальцита, доломита, роговой обманки, которые могут достигать 3 см в поперечнике. Эти минералы имеют пороодообра-

Таблица 1. Химические составы минералов из гарцбургитов (1, 2, 3, 4, 5), амфиболитов (6, 7, 8) и скаполитовых линз (9, 10, 11, 12)

Оксиды № п.п.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Cr ₂ O ₃	V ₂ O ₃	P ₂ O ₅	Cl	F	NiO	Σ
Оливин																
1	38.84	0.01	0.07	19.73	0.20	40.66	0.08	-	-	0.11	0.05	0.31	-	-	0.22	100.50
Энстатит																
2	55.59	0.05	0.98	12.84	0.18	29.78	0.07	0.04	-	0.06	н.о.	н.о.	-	-	0.03	99.62
Роговая обманка																
3	42.57	0.67	14.90	8.75	0.08	15.43	10.72	3.38	0.27	0.25	н.о.	н.о.	н.о.	0.11	0.09	97.22
4	41.32	0.8	14.82	13.8	0.14	12.13	8.7	4.74	0.25	0.03	-	0.28	0.24	0.09	0.05	97.39
Флогопит																
5	39.10	1.06	17.77	6.08	0.02	22.07	0.06	2.03	7.02	0.14	н.о.	н.о.	-	0.11	0.14	95.60
Роговая обманка																
6	41.11	0.69	15.07	13.90	0.20	12.07	8.55	4.56	0.24	0.01	0.03	0.27	0.33	0.29	н.о.	97.32
Флогопит																
7	37.34	2.23	15.93	10.67	-	18.09	0.17	1.50	7.34	0.03	0.05	0.44	0.11	0.27	н.о.	94.17
Плагиоклаз																
8	67.79	0.07	21.12	0.10	-	0.03	2.36	10.65	0.03	0.02	0.02	0.21	-	-	-	102.40
Альбит																
9	69.40	-	21.22	-	-	-	0.08	10.78	0.12	-	-	-	-	-	-	101.60
Шестоватый скаполит																
10	60.31	-	21.06	-	-	-	2.55	12.11	0.83	-	-	-	3.87	-	-	100.73
Флогопит																
11	38.56	-	15.01	10.46	-	20.06	0.05	0.09	10.41	-	-	-	-	1.33	-	96.03
Мусковит																
12	46.52	0.17	36.18	1.62	-	0.93	0.06	0.29	11.24	-	-	-	-	-	-	97.01

Таблица 1. Продолжение. Кристаллохимические формулы минералов

Оливин рассчитан на 4 атома кислорода	
1	$(\text{Mg}_{1.55}\text{Fe}_{0.42})_{1.97} [\text{Si}_{0.99}\text{O}_4]$ Энстатит рассчитан на 6 атомов кислорода
2	$(\text{Mg}_{1.59}\text{Fe}_{0.38}\text{Al}_{0.03})_{2.01} [(\text{Si}_{1.99}\text{Al}_{0.01})_2\text{O}_6]$ Роговая обманка рассчитана на 46 отрицательных зарядов
3	$(\text{Ca}_{1.64}\text{Na}_{0.94}\text{K}_{0.05})_{2.63}(\text{Mg}_{3.28}\text{Fe}_{1.04}\text{Ti}_{0.07}\text{Cr}_{0.03}\text{Mn}_{0.01}\text{Al}_{0.52})_{4.95}[(\text{Si}_{6.08}\text{Al}_{1.92})_8\text{O}_{22}](\text{OH}_{1.98}\text{F}_{0.02})_2$
4	$(\text{Ca}_{1.36}\text{Na}_{1.34}\text{K}_{0.05})_{2.75}(\text{Mg}_{2.64}\text{Fe}_{1.68}\text{Ti}_{0.09}\text{Mn}_{0.02}\text{Al}_{0.67})_{5.1}[(\text{Si}_{6.02}\text{Al}_{1.98})_8\text{O}_{22}](\text{OH}_{1.92}\text{Cl}_{0.06}\text{F}_{0.02})_2$ Флогопит рассчитан на 22 отрицательных заряда
5	$(\text{K}_{0.63}\text{Na}_{0.28})_{0.91}(\text{Mg}_{2.33}\text{Fe}_{0.36}\text{Ti}_{0.05}\text{Cr}_{0.01}\text{Al}_{0.15})_{2.9}[\text{Al}(\text{Si}_{2.77}\text{Al}_{0.23})_3\text{O}_{10}](\text{OH}_{1.99}\text{F}_{0.01})_2$ Роговая обманка
6	$(\text{Ca}_{1.33}\text{Na}_{1.29}\text{K}_{0.04})_{2.66}(\text{Mg}_{2.62}\text{Fe}_{1.69}\text{Ti}_{0.07}\text{P}_{0.03}\text{Mn}_{0.02}\text{Al}_{0.58})_5[(\text{Si}_{5.99}\text{Al}_{2.01})_8\text{O}_{22}](\text{OH}_{1.38}\text{Cl}_{0.33}\text{F}_{0.29})_2$ Флогопит
7	$(\text{K}_{0.7}\text{Na}_{0.22}\text{Ca}_{0.01})_{0.93}(\text{Mg}_{2.01}\text{Fe}_{0.66}\text{Ti}_{0.12}\text{P}_{0.03}\text{Al}_{0.19})_{3.01}[\text{Al}(\text{Si}_{2.79}\text{Al}_{0.21})_3\text{O}_{10}](\text{OH}_{1.96}\text{F}_{0.03}\text{Cl}_{0.01})_2$ Плагиоклаз рассчитан на 8 атомов кислорода
8	$(\text{Na}_{0.89}\text{Ca}_{0.11})_1[\text{AlSi}_{2.91}\text{Al}_{0.07}\text{O}_8]$ Альбит
9	$(\text{Na}_{0.9}\text{K}_{0.01}\text{Al}_{0.08})_{0.99}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$ Шестоватый скаполит рассчитан на 49 отрицательных зарядов
10	$(\text{Na}_{3.14}\text{Ca}_{0.36}\text{K}_{0.14})_{3.64}[\text{Al}_{3.32}\text{Si}_{8.07}\text{O}_{24}]\text{Cl}_{0.88}$ Флогопит
11	$(\text{K}_{0.98}\text{Na}_{0.01})_{0.99}(\text{Mg}_{2.21}\text{Fe}_{0.65}\text{Al}_{0.14})_3[\text{Al}(\text{Si}_{2.84}\text{Al}_{0.16})_3\text{O}_{10}](\text{OH}_{1.84}\text{F}_{0.15}\text{Cl}_{0.01})_2$ Мусковит
12	$(\text{K}_{0.93}\text{Na}_{0.04})_{0.97}(\text{Fe}_{0.09}\text{Mg}_{0.09}\text{Ti}_{0.01}\text{Al}_{1.81})_2[\text{Al}_{0.97}\text{Si}_{3.03}\text{O}_{10}](\text{OH})_2$

Примечание. Железо рассчитывалось на двухвалентное.

Таблица 2. Химические составы вмещающих пород Черногорского месторождения (в мас.%)

№№ П.п.	Химические компоненты																	Сумма	
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Cr ₂ O ₃	V ₂ O ₃	S	Cl	Sr	Zr	Cu		П.п.п.
Темные породы																			
1	45.55	0.73	6.66	14.02	0.16	26.15	4.17	1.42	0.27	0.21	0.11	0.21	0.04	0.35	0.01	0.01	0.01	-	100.08
2	43.6	2.6	7.3	12.46	0.17	16.1	11.9	1.9	1.2	0.34	-	-	-	-	-	-	-	-	97.57
3	44.00	4.59	14.52	14.65	0.47	7.62	9.53	2.92	0.34	0.60	0.23	-	0.20	0.22	0.04	0.03	0.06	-	100.02
4	46.79	1.36	13.08	11.14	0.04	6.30	11.31	7.18	0.17	0.41	1.26	0.57	0.56	0.16	0.02	0.01	0.04	-	100.40
5	39.40	3.77	14.94	14.87	0.19	7.44	14.85	2.75	0.37	0.74	-	-	0.02	0.35	0.18	0.03	0.01	-	99.91
6	38.41	3.48	9.84	20.82	0.16	8.91	11.36	2.20	1.54	0.66	1.64	-	0.14	0.37	0.06	0.03	0.05	-	99.67
Светлые породы																			
7	46.12	1.39	17.56	1.92	0.05	3.12	13.98	6.19	1.76	0.29	-	-	0.03	-	0.03	0.01	-	7.53	99.98
8	47.19	1.42	18.55	1.38	0.03	1.87	14.08	6.71	0.95	0.60	-	-	0.03	-	0.03	0.01	-	7.13	99.98
9	47.71	1.40	18.71	1.35	0.03	1.68	13.97	6.67	0.83	0.69	-	-	0.03	-	0.03	0.01	-	6.89	100.00
10	39.42	1.06	14.73	1.24	0.05	1.18	23.04	5.58	0.52	0.37	-	-	0.04	-	0.04	0.01	-	12.73	100.01

Примечание. В породах 1 и 5 также установлены Zn по 0.02; в 1 и 6 – Ba соответственно 0.03 и 0.09; в 1 и 4 – Co соответственно 0.02 и 0.04; в 1 и 6 – Ni соответственно 0.07 и 0.25 мас.%. Анализы пород выполнены рентгенофлуоресцентным методом в ЦЛАВ ГЕОХИ РАН (аналитик И.А. Рошина). 2 – составы лерцолитов приведены по Э.А. Дмитриеву (1978).

зующее значение, образуя мелкую вкрапленность или крупные агрегаты на фоне гранобластовых зерен альбита (фиг. 4ж, з, и). Акцессорные минералы представлены кальцитом с примесью MgO до 1.6%, апатитом, ильменитом, магнетитом и др.

В альбититах встречаются пустоты до 3 см в поперечнике. Их стенки инкрустированы длиннопризматическими кристаллами альбита длиной до 4 и шириной до 1.5 см.

Химический состав этих пород приведен в табл. 2. Высокое содержания CaO от 14 до 23 мас.% связано с заметным количеством кальцита, доломита, титанита, роговой обманки и апатита.

ЗАЛЕЖИ С ЮВЕЛИРНЫМ СКАПОЛИТОМ

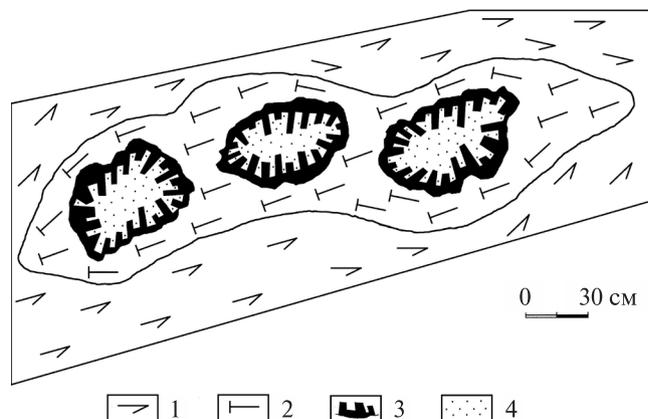
Ювелирный скаполит локализован в 28 линзовидных телах длиной 5–8 м и мощностью до 1–2 м, средняя мощность 0.3 м (фиг. 3). Е.Н. Курилин (1987), проводивший разведку месторождения, определяет их размеры в 2–5 м, редко до 8 м, и мощность от 0.1 до 1 м. Контакты с вмещающими породами резкие и секущие. На фоне субширотного простирания и крутого северного падения вмещающих пород линзы ориентированы по-разному. Каждое “рудное” тело представляет собой самостоятельную скаполитовую залежь. Расстояние между линзами составляет от 4 до 35 м (фиг. 3).

Скаполитовые линзы имеют концентрически-зональное строение. Каждая из них содержит одну или несколько (до пяти) полостей в центре. Стенки полостей сложены шестоватым агрегатом скаполита, постепенно переходящим в альбитит, который с резкими, секущими контактами граничит с амфиболитами (фиг. 5). Зона шестоватого скаполита сформирована его кристаллами длиной от 3 до 20 см, между которыми находится пустое пространство до 1 см. Друзовидные агрегаты кристаллов скаполита разбиты густой сетью трещин (фиг. 6е, г). На гранях призм кристаллов скаполита и в небольших кавернах растворения, проникающих в кристалл на глубину до 0.5 см, наблюдаются бесцветные агрегаты таблитчатых кристаллов альбита-клевеландита.

Кристаллы скаполита длинной осью ориентированы к центру пустот. В линзах без пустот они размещаются хаотично.

Для кристаллов шестоватого скаполита характерно блочное строение. Привершинная часть их бывает расщеплена. Для характеристики степени расщепленности скаполита предлагалось понятие “степень блочности” (Сергуненков, 1989).

В ядрах кристаллов обнаружены реликты альбита, апатита (с 4.2 мас.% F и 0.5 мас.% Cl) и флогопита с 1.35 мас.% F (фиг. 4к). В альбите определены два вида двойников: альбитовый и



Фиг. 5. Строение альбитовой линзы, стенки которой инкрустированы шестоватым скаполитом, содержащей ювелирное кристаллосырье скаполита.

1 – амфиболиты; 2 – альбититы; 3 – шестоватый скаполит; 4 – полости с ювелирным скаполитом.

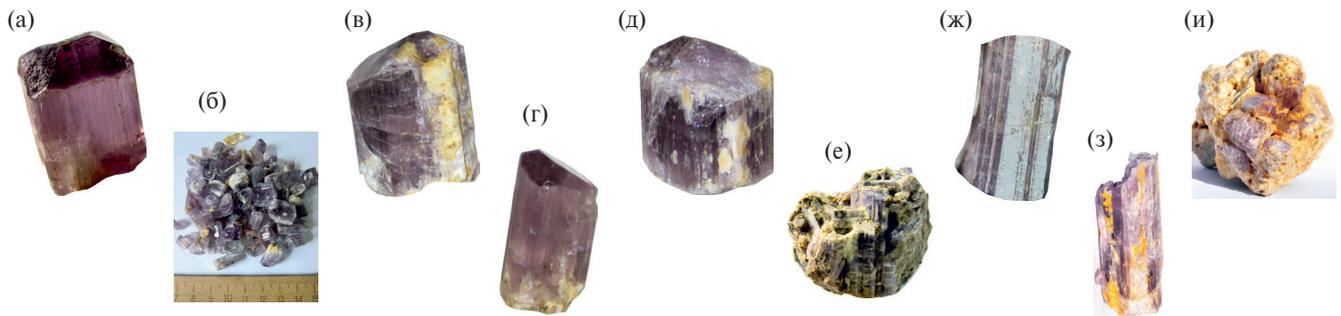
периклиновый; они характерны также для олигоклаза из амфиболитов.

Агрегаты шестоватого скаполита представляют первую генерацию этого минерала (фиг. 6е, з). Скаполит в полостях образует вторую генерацию. Он прозрачен, кристаллы не трещиноваты, у них не наблюдается блочного строения. По размерам кристаллы достигают $8 \times 4.5 \times 4$ см, в среднем же они характеризуются длиной от 0.5 до 3 см, толщиной до 3 см (Курилин, 1987; Золотарев, 1993) и отношением длины к ширине от 3:1 до 5:1. Они образованы комбинацией граней тетрагональных призм $\{100\}$ и $\{110\}$ и дипирамиды $\{101\}$, а иногда дополнительно осложнены гранями пинакоида $\{001\}$ (фиг. 6а, в, г, д). Отмечаются призмы, лишённые пирамидальных вершин и ограниченные лишь пинакоидом. Грани призмы $\{100\}$ покрыты продольной штриховкой, а грани $\{110\}$ – гладкие (фиг. 6ж, з).

Ювелирный скаполит Черногорского месторождения – это мариалит, содержащий около 10% минала мейонита. Его показатели преломления колеблются в пределах: $n_o = 1.540–1.553$, $n_e = 1.532–1.543$.

Пустоты объемом до 0.1 м^3 с массой кристаллосырья от 0.1 до 40 кг на полость (в среднем – 4 кг) находятся в раздувах линз. Выход ювелирного и коллекционного материала из этого количества составляет не более 15%, в среднем 4% (фиг. 6б). В рыхлом глинистом агрегате, частично выполняющем пустоты, диагностированы обломки альбита, скаполита, флогопита, роговой обманки, рутила, пирита, магнетита и ильменита (Курилин, 1987), а также идеальные по форме и прозрачности кристаллы скаполита-самоцвета.

Самоцвет имеет фиолетовую, сиреневую, желтую, розовую, дымчатую окраску или бесцветен.



Фиг. 6. Скаполиты с Черногоского месторождения: а, в, г, д – характерные формы кристаллов размером от 2 до 5 см в поперечнике; б – товарное кристаллосырье; ж – продольная штриховка и поперечные “бороздки” растворения; з – поздний кальцит на поверхности грани; е, и – фрагменты стенок полостей, около 10 см в поперечнике.

Под ультрафиолетовым облучением интенсивность окраски уменьшается и изменяется: сиреневая окраска переходит в бледно-розовую, а желтые кристаллы становятся бесцветными (Дмитриев, Скригитиль, 1982). Гамма-облучение увеличивает интенсивность сиреневой и розовой окраски, а желтая меняется на сиреневую. Наши исследования подтвердили это явление.

Скаполит обладает заметным дихроизмом: от фиолетового до синего цвета или от бледно-желтого до бесцветного. В ультрафиолетовом свете скаполит люминесцирует: наблюдается свечение от очень слабого до слабого желтовато-оранжевого или красновато-оранжевого.

Ценным ювелирным качеством является эффект “кошачьего глаза”, обусловленный пустотелыми каналами, тянущимися вдоль удлинения кристаллов. Он проявлен в сиреневых, реже желтых разновидностях скаполита (Дмитриев, Скригитиль, 1982).

Скаполит изучаемого месторождения отличается по составу от ювелирных кристаллов скаполитов других месторождений (Золотарев, 1993). Для него характерны наиболее высокие содержания натрия и хлора, а также повышенные концентрации Cr_2O_3 до 4.2, FeO до 2.6, NiO до 0.14, Cl от 1.7 до 4.7, S до 0.6, Sr до 0.2 мас. % (табл. 3).

ГЕНЕЗИС МЕСТОРОЖДЕНИЯ

На месторождении выделяется три типа горных пород.

Первый тип составляют черные породы (магматические и метасоматические) раннепротерозойского возраста. Магматические породы – гарцбургиты кукуртского комплекса. Метасоматические породы – черные бескварцевые амфиболиты – самый крупный по площади породный комплекс. Амфиболиты месторождения рассматриваются нами как продукт изменения габброидов кукуртского комплекса.

Второй тип – это пять относительно крупных субогласных тел альбититов (фиг. 3). По наше-

му мнению, разделение этих пород на две группы геологами “Памиркварцсамоцветы” является неудачным, т.к. в альбититах содержание кальцита, доломита, титанита, рутила, амфибола, флогопита варьирует от 30 до 5%. Часто наблюдаются фрагменты тел, в которых переход от “чистых” (95%) к “загрязненным” (70%) альбититам происходит через 10 см.

В третий тип горных пород месторождения включены альбитовые линзы с пустотами, стенки которых инкрустированы шестоватым скаполитом, содержащие ювелирное кристаллосырье.

Несмотря на контрастные отличия в цвете (черный – белый) и различный минеральный состав, породы месторождения имеют между собой и определенное сходство в химическом составе, значительно отличаясь лишь в содержаниях Fe и Mg . Их объединяет близкое количество SiO_2 – 39–47 мас. % и высокое содержание Na_2O – от 1.4 до 7.2 мас. % (табл. 2).

Уникальность, метасоматических пород Черногорского месторождения предлагается связывать с редкими породными комплексами музкольской серии. Вопрос о протопородах, по которым образовались вмещающие комплексы пород ювелирной скаполитовой минерализации, предлагается решать следующим путем.

1. На основе прямых находок в составе кукуртского комплекса нефелиновых сиенитов (Дмитриев, Минаев, 1971) мы предполагаем их протопородами для альбититов с пустотами. Это подтверждается следующими расчетами.

а) На диаграмме основных типов магматических пород (Предовский, 1980) в координатах глиноземистость–фемичность–общая щелочность амфиболиты Черногорского месторождения попадают в зону субщелочных и щелочных пород, располагаясь вблизи точек, соответствующих нефелинитам, лейцититам и оливиновым толеитам. Амфиболиты, которые вмещают альбититы, вероятно, образовались по меланократовым габбро и гипербазитам.

Таблица 3. Химические составы и формульные коэффициенты ювелирных скаполитов

Компо- нен- ты номера	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Cr ₂ O ₃	Cl	Ba	S	Ni	Br	Sr	Сумма (%)
	1	61.45	-	18.07	0.10	-	-	1.20	13.8	1.11	сл	-	4.22	-	0.05	-	сл	-
2	55.02	-	17.58	1.13	сл	0.26	2.01	11.0	1.01	0.13	2.08	3.42	0.04	0.08	0.02	0.01	0.06	93.85
3	49.28	-	22.03	2.64	сл	0.45	2.29	14.3	3.45	0.20	0.49	2.82	0.04	0.44	0.14	-	0.14	98.71
4	61.08	0.03	19.91	0.06	-	0.06	2.30	11.0	1.17	0.02	-	4.02	0.02	0.16	-	0.01	0.18	100.02
5	61.41	0.03	17.36	0.17	сл	0.11	2.21	12.3	1.20	0.04	-	3.9	-	0.09	-	сл	0.04	98.86
6	59.27	-	21.04	0.17	-	-	2.50	11.6	0.44	0.05	0.09	4.69	-	0.03	-	сл	0.07	99.95
7	47.06	-	23.25	1.11	-	0.61	5.19	12.8	1.24	0.20	4.24	3.37	0.05	0.13	0.05	0.01	0.11	99.42
8	57.80	-	20.33	0.20	-	0.17	5.76	12.2	0.40	0.05	0.05	2.88	-	0.10	-	сл	0.07	100.01
9	58.54	0.03	21.08	0.06	-	-	4.04	11.9	0.26	сл	-	3.97	-	0.06	-	сл	0.08	100.02

Примечание. пробы 1–5, 7 – сиреневый скаполит; 6 – розовый, со слабым сиреневым оттенком; 8 – светло-желтый; 9 – желтый с оранжевым оттенком. 5 – данные (Дюфур и др., 1994), это средний состав из серии, в которой максимальное содержание серы составляет 0.5 мас.%. В пробе 5 – следы галлия.

Таблица 3 (Продолжение). Формульные коэффициенты, рассчитанные на 49 отрицательных зарядов

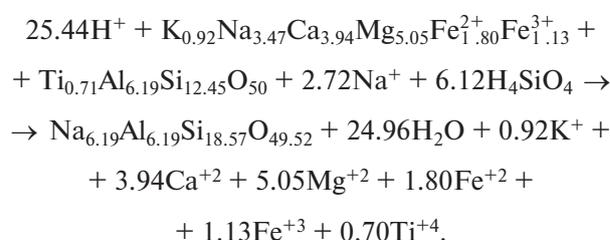
ато- мы но- мера	Si	Ti	Al	Fe	Mn	Mg	Ca	Na	K	P	Cr	Cl	Ba	S	Ni	Br	Sr	%, Me
	1	8.74	-	3.13	-	-	-	0.18	3.78	0.21	-	-	-	-	-	-	сл	<0.01
2	8.64	-	3.26	0.15	сл	0.06	0.34	3.34	0.21	0.02	0.08	0.91	0.03	-	0.01	сл	<0.01	8.7
3	7.02	-	3.69	0.32	-	0.09	0.35	3.95	0.62	0.02	0.02	0.68	0.004	0.1	0.017	-	<0.01	7.1
4	8.20	-	3.15	0.01	-	0.01	0.33	2.86	0.20	-	-	0.91	-	0.04	-	-	0.02	9.73
5	8.92	-	3.42	-	-	0.01	0.36	3.11	0.23	-	-	0.99	<0.01	-	-	сл	<0.01	9.7
6	8.58	-	3.59	0.02	-	-	0.39	3.27	0.08	0.01	-	-	-	-	-	сл	<0.01	10.4
7	6.94	-	4.04	0.13	-	0.13	0.82	3.65	0.24	0.02	0.16	0.84	0.003	-	0.01	сл	<0.01	17.4
8	8.22	-	3.40	0.02	-	0.03	0.88	3.37	0.07	0.01	-	-	-	-	-	сл	<0.01	20.37
9	8.26	-	3.70	-	-	-	0.63	3.41	0.04	-	-	-	-	-	-	сл	<0.01	15.4

б) Соотношение составов амфибола и плагиоклаза из амфиболитов на диаграмме (Перчук, 1970) соответствует полю сиенитов.

Таким образом, первичной породой альбититов могли быть нефелиновые сиениты кукуртского комплекса, относительно крупный массив которых закартирован в долине реки Зорбурулюк вблизи месторождения (фиг. 2).

2. В результате натрий-кремниевое (кислотного) метасоматоза с выносом K, Ca, Mg, Fe из нефелиновых сиенитов сформировались альбититы – вмещающая среда и источник вещества для скаполитовых зон с пустотами. Реальный состав нефелиновых сиенитов кукуртского комплекса, пересчитанный на атомные количества, и представленный в виде формулы, рассчитанной на 50 атомов кислорода (O₅₀), показывает, что эти

породы в ходе нижеприведенной реакции могут преобразовываться в альбититы:



Мольный объем нефелиновых сиенитов равен 721 см³/моль, а новообразованных альбититов – 620.3 см³/моль. Реакция прошла с отрицательным объемным эффектом: ΔV = –100.7 см³/моль. Таким образом, альбитизация нефелинового сиенита приведет к уменьшению объема твердых фаз приблизительно на 14%. Для образования альбититов

с пустотами нефелиновые сиениты являются самой благоприятной физико-химической средой.

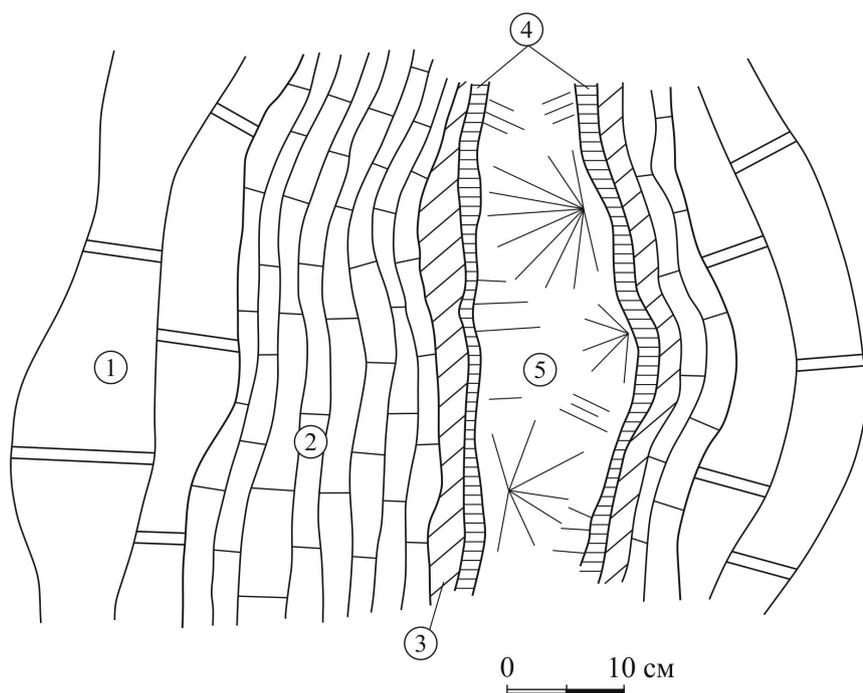
В освобожденном пространстве – в пустотах – шло замещение альбита скаполитом и происходил рост его кристаллов от стенок к центру полостей (фиг. 5). Судя по составу скаполита (табл. 3), кислотные условия обеспечивались HCl. В последнюю стадию эндогенной активности шестоватый скаполит фрагментами заместился кристаллами альбита-клевеландита, а в полостях образовались кристаллы ювелирного скаполита. Рост кристаллов клеветландита в кавернах скаполита происходил вследствие нейтрализации растворов на конечной стадии процесса.

Последовательность процессов на месторождении отвечает такой схеме: образование нефелиновых сиенитов → развитие по ним альбититов → рост на стенках пустот шестоватого скаполита → кристаллизация в пустотах ювелирного скаполита и альбита-клевеландита. Следует заметить, что если нефелиновые сиениты мы реконструируем, то по две генерации альбита и скаполита вполне уверенно фиксируются в образцах и шлифах.

Для скаполита характерны обильные газожидкие включения. Температура их гомогенизации в шестоватом скаполите варьирует от 600 до 500 °С (Рафикова, 1994), а в ювелирном из полостей – от 250 до 180 °С (Дмитриев, Скригитиль, 1982). Скаполитовая минерализация, как и альбитовая, четко разделяется на две возрастные генерации.

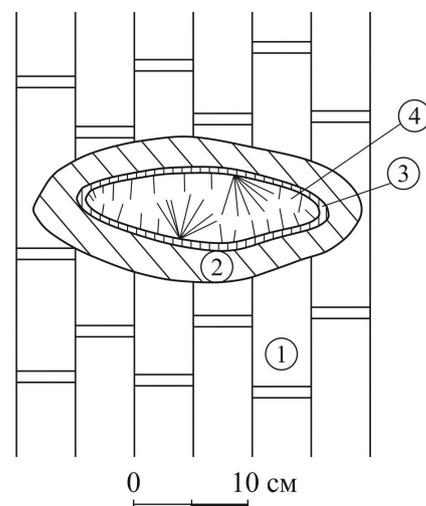
Источником флюидов для рассматриваемого процесса явилось вещество сарыджилгинской свиты. Она на 50% состоит из карбонатных пород, имеющих генетическую связь с эвапоритами (Буданова, 1991; Литвиненко, Барнов, 2011) – хемогенными осадками, богатыми галогенами (Cl, F, Br) и серой. Мы предполагаем, что Черногорское месторождение генетически связано с ними, что, вероятно, обусловило присутствие в составе амфиболитов, альбититов и скаполитовых линз до (мас.%) 0.56 S, 4.8 Cl, 0.18 Sr, 0.05 Ba, которые могли быть привнесены из мраморов. Перечисленные элементы входили в состав минералообразующих флюидов, обеспечивших формирование альбититов по нефелиновым сиенитам с образованием пустот, замещение альбита скаполитом и кристаллизацию ювелирных кристаллов в полостях.

Похожие на породы третьего типа скаполитовые образования наблюдаются и в доломитовых мраморах сарыджилгинской свиты вблизи месторождения. Они образуют линзовидные концентрически-зональные тела (фиг. 7, 8), осевая часть которых сложена белым шестоватым скаполитом, далее к периферии они обогащаются флогопитом, диопсидом и, наконец, переходят в кальцифиры с форстеритом. Они относятся к телам магнезиально-скарновой формации, где скаполитовая и флогопитовая зоны формируются в эндоконтактовой части метасоматической колонки, а диопсидовая



Фиг. 7. Зональная жила в мраморах.

1 – доломитовый мрамор; 2 – кальцифир с форстеритом; 3–5 – метасоматические зоны: 3 – диопсидовая, 4 – флогопитовая, 5 – шестоватого скаполита.



Фиг. 8. Зональная жила в мраморах (поперечное сечение).

1 – доломитовый мрамор; 2–4 – метасоматические зоны: 2 – диопсидовая, 3 – флогопитовая, 4 – шестоватого скаполита.

зона и кальцифиры – в экзоконтактной (фиг. 7). Их образование связано с десиликацией зорбурулюкских гранитов.

Магнезиальных скарнов на Черногорском месторождении не обнаружено, но альбититовые тела и скаполитовые линзы являются синхронными с ними.

Анализ геологии известных месторождений ювелирного скаполита позволяет наметить следующую тенденцию: мариалитовые и мейонитовые проявления, вероятно, различаются генетически. Месторождения мариалита, и мейонита локализованы в докембрийских блоках земной коры, структурно представленных древними платформами и срединными массивами.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1) Вмещающими породами Черногорского месторождения являются образования кукуртского комплекса. Они представлены гарцбургитами, амфиболитами и альбититами. Гарцбургиты впервые обнаружены в музольской серии.

2) Структуру месторождения можно определить как линзовидно-гнездовую с секущими контактами. Она обусловлена первичным структурным соотношением нефелиновых сиенитов, габброидов и ультрабазитов.

3) Линзы альбититов вмещают пустоты с ювелирным скаполитом (мариалитом). Они образовались путем метасоматического замещения нефелиновых сиенитов, которое происходило с отрицательным объемным эффектом, обусловившим возникновение пустот.

4) Замещение альбита шестоватым скаполитом, слагающим стенки полостей, связано с высокотемпературным гидротермальным процессом. Внутри полостей на альбитовых затравках – центрах кристаллизации – росли ювелирные цветные кристаллы скаполита (мариалита).

5) Последовательность процессов на месторождении отвечает такой схеме: формирование меланократовых габброидов с мелкими телами нефелиновых сиенитов → развитие по последним альбититов с пустотами → рост на стенках пустот шестоватого скаполита → кристаллизация в пустотах ювелирного скаполита.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Бархатов Б.П.* Тектоника Памира. Л.: ЛГУ, 1963. 241 с.
- Буданов В.И.* Эндеогенные формации Памира. Душанбе: Дониш, 1993. 299 с.
- Буданова К.Т.* Метасоматические формации Таджикистана. Душанбе: Дониш, 1991. 336 с.
- Дмитриев Э.А., Минаев В.Е.* Первая находка нефелиновых пород на Памире // Докл. АН СССР. 1971. Т. 196. № 1. С. 190–191.
- Дмитриев Э.А.* Кукуртский комплекс // Петрология и геохимия магматических формаций Памира и Гиссаро-Алая. Гл. ред. Р.Б. Баратов. Душанбе: Дониш, 1978. С. 84–87.
- Дмитриев Э.А., Скригитиль А.М.* Минералогия ювелирных скаполитов Восточного Памира // Докл. АН Таджикской ССР. 1982. Т. XXV. № 10. С. 612–614.
- Дюфур М.С., Порицкий М.С., Котов Н.В.* Метасоматиты кукуртского месторождения ювелирных скаполитов (Восточный Памир) // Геология и геофизика. 1994. Т. 35. № 2. С. 91–95.
- Золотарев А.А.* Ювелирный скаполит с Восточного Памира и некоторые общие особенности конституции скаполитов // Записки ВМО. 1993. № 2. С. 90–102.
- Клопотов К.И.* Слюдянка: краткий минералогический путеводитель // Минералогический альманах. 2006. Т. 10. С. 6–30.
- Курилин Е.Н.* Скаполит месторождения Кукурт // Геология, поиски и разведка месторождений цветных камней Таджикистана. Душанбе, 1987. С. 32–34.
- Литвиненко А.К.* Нуристан-Южнопамирская провинция докембрийских самоцветов // Геология руд. месторождений. 2004. Т. 46. № 4. С. 305–312.
- Литвиненко А.К.* Реконструкция бокситоподобных осадков в раннепротерозойских метаморфитах Центрального Памира // Типы седиментогенеза и литогенеза и их эволюция в истории Земли. Екатеринбург, 2008. Т. 1. С. 428–430.
- Литвиненко А.К., Барнов Н.Г.* Генетические типы скаполита сарыджилгинской свиты музольской метаморфической серии (Центральный Памир) // Известия ВУЗов. Геология и разведка. 2011. № 1. С. 23–29.
- Мельник Г.Г.* Карта полезных ископаемых СССР, масштаб 1:200000, серия Памирская, J-43-XV. 1964.
- Перчук Л.Л.* Равновесия порообразующих минералов. М.: Наука, 1970. 320 с.
- Предовский А.А.* Реконструкция условий седиментогенеза и вулканизма раннего докембрия. Л.: Наука, 1980. 152 с.
- Рафикова Ф.З.* Термобарогеохимические условия образования скаполитового месторождения кукуртского камнецветного узла (Восточный Памир): Дис. ... канд. геол.-мин. наук. М.: МГУ, 1994. 151 с.
- Сергуненков Б.Б.* Ювелирный скаполит с хребта Туракулома (Памир) // Записки ВМО. 1989. Ч. 118. Вып. 4. С. 84–90.
- Спирidonov Э.М.* Генетические типы месторождений драгоценных и поделочных камней. М.: Изд-во Московского ун-та, 2006. 61 с.
- Ciriotti M.E., Faccio L., Pasero M.* Italian type minerals. Edirioni plus – Universitadi Pisa, Pisa. 2009. 235 pp.
- Dirlam D.M., Misiorowski E.B., Tozer R., Stark K.B., Basset A.M.* Gem Welth of Tanzania // Gem & Gemmology. 1992. Vol. 28. № 2. P. 46–55.
- Gem News International // Gem & Gemmology.* 2011. Vol. 47. № 1. P. 83–92.
- Superchi M., Pezzotta F., Gambini E., Castaman E.* Yellow scapolite from Ihosy, Madagascar // Gem & Gemmology. 2010. Vol. 46. № 4. P. 72–78.
- Zwaan C.* Enstatite, cordierite, kornepurine and scapolite with Unusual Propeties from Embilipitiya, Sri-Lanka // Gem & Gemmology. 1996. Vol. 32. № 4. P. 23–35.

Geology of Chernogorskoe Gem-Quality Scapolite Deposit (Central Pamirs, Tajikistan)

A. K. Litvinenko^{1,*}, S. B. Moiseeva¹, Sh. A. Odinaev^{1,**}, V. A. Utenkov¹

¹*Russian State Geological Prospecting University named after Sergo Ordzhonikidze
Miklukho-Maklay, s street, 23, Moscow, 117997, Russia*

**E-mail: akl1954@yandex.ru*

***E-mail: sharif.geolog@mail.ru*

The Montenegrin jewel scapolite deposit, which relates to a new genetic type, is characterized. It is located in the Central Pamirs (Tajikistan) and is localized in the sarydzhilginsk formation of the muzkol series (PR1). The enclosing rocks are metamorphosed basite-ultrabasic formations of the kukurt complex, among which harzburgites were first discovered.

Jewel scapolite mineralization contains albitite lenses. They were formed by the metasomatic replacement of nepheline syenites. The reaction occurred with a negative volume effect with a decrease in the volume of solid phases 14%, which caused the appearance of voids. Albitite bodies form a lenticular nesting structure. They have cross-cutting contacts. They are accommodated by amphibolites, which metasomatically replace melanocratic gabbroids and partially altered harzburgites. Jewelry scapolite is localized in 28 albitite lenses, the walls of the voids of which are inlaid with columnar purple scapolite. The sequence of processes at the field corresponds to the following scheme: formation of melanocratic gabbroids with small bodies of nepheline syenites → metasomatic development in the first amphibolites, and in the second – albitites with voids → growth on the walls of the hollows of the hollow scapolite → crystallization in the voids of the jewelry scapolite.

Keywords: Central Pamir, muzkola series, sarydzhilginskaya series, kukart complex, Montenegrin deposits of jewelry scapolite, harzburgite, nepheline syenite.

DOI: <https://doi.org/10.31857/S0016-777061596-108>