

МИНЕРАЛЫ И ПАРАГЕНЕЗИСЫ МИНЕРАЛОВ

УДК 553.284:553.24(235.211)

© А. К. ЛИТВИНЕНКО

**ГЕНЕТИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ БЛАГОРОДНОЙ ШПИНЕЛИ
В МАГНЕЗИАЛЬНЫХ СКАРНАХ ЮГО-ЗАПАДНОГО ПАМИРА**A. K. LITVINENKO. GENETIC POSITION OF PRECIUS SPINEL IN MAGNESIUM SKARNS
OF THE SOUTH-WEST PAMIRS*Липецкий педагогический университет, 398020, Липецк, ул. Ленина, 42*

Data on geological structure and mineralogy of Kuhlal deposit allow to interpret its red spinel genesis in some new way. The following points seem to be proved in the paper. 1) Red spinel and magnesium skarns developed independently one from others. 2) When red spinel occurs together with Mg-skarns it complicates their zoning and keeps an unusual position in the exocontact zone. 3) Genesis of minerals of the magnesium skarn formation may be connected either with input-output of substance in process of desilication of acid and demagnesian of carbonate rocks, or without the significant input-output of the substance. In the second case the mineral-forming process might be resulted from metamorphic changes of the «contaminated» clayey rocks presented in carbonate formation.

**ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА. МИНЕРАЛЬНЫЕ АССОЦИАЦИИ.
МЕСТОРОЖДЕНИЯ САМОЦВЕТА**

Благородная шпинель — это редкий минерал сиреневого, фиолетового, розового и красного цвета, встречающийся в ассоциации с 16 минералами (см. таблицу). Особенностью химического состава самоцвета являются его низкая железистость (обычно около 1 % при содержании $FeO_{\text{общ}} = 0.57$ мас. %) и небольшое количество изоморфной примеси Cr_2O_3 и ZnO , достигающее, по данным В. И. Киселева и В. И. Буданова (1986), соответственно 0.43 и 0.08 мас. %. Нужно отметить, что в фиолетовой шпинели коэффициент железистости, по литературным данным (Лицарев и др., 1980), увеличивается до 3.1 % при содержании $FeO_{\text{общ}} = 1.80$. При этом количество $ZnO = 0.09$, а Cr_2O_3 уменьшается до 0.02 мас. %. Указанные в таблице типоморфные спутники благородной шпинели также весьма маложелезистые. Так, железистость форстерита, энстатита и флогопита составляет 1, клиногумита — 0.2, талька — 0.7, манессеита — 0, хлорита — 0.29, хондродита — 1.6 %.

Благородная шпинель и ее минеральные ассоциации приурочены к доломитовым и магнезитовым мраморам горанской и шахдаринской серий (AR). Породы обеих серий претерпели региональный полициклический метаморфизм (Буданова, Буданов, 1983) в условиях сначала гранулитовой, а затем амфиболитовой фаций. Минеральные ассоциации гранулитовой фации метаморфизма сохранились в виде редких реликтов. Горанская и шахдаринская метаморфические серии распространены на большей части территории Юго-Западного Памира. Они залегают в основании докембрийского кристаллического фундамента киммерийско-альпийской складчатой области Южного Памира. Последний в геотектоническом плане является частью Средиземноморского альпийского складчатого пояса, образуя его крайний восточный фланг.

Кристаллохимические формулы благородной шпинели и ее типоморфных спутников
Crystallochemical formulas of red spinel and its typical associated minerals

Минерал	Кристаллохимическая формула	Железистость
Шпинель (1)	$(Mg_{0.99}Fe_{0.01})_1[Al_{1.99}Cr_{0.01}]_2O_4$	1.1
Клиногумит (2)	$(Mg_{1.98}K_{0.02}Na_{0.04}Ca_{0.01}Fe_{0.02}Ti_{0.16})_9[(Si_{3.90}Al_{0.02}Ti_{0.08})_4O_{16}][O_{0.24}OH_{1.13}F_{0.62}(PO_3)_{0.01}]_2$	0.2
Форстерит (3)	$(Mg_{1.98}Fe_{0.02})_2[Si_{0.99}(Ti,Al)_{0.01}O_4]$	1.0
Энстатит (4)	$(Mg_{0.97}Ca_{0.01}Na_{0.01}Fe_{0.01})_1(Si_{0.98}Al_{0.02})_1O_3$	1.0
Тальк (5)	$(Mg_{2.96}Fe_{0.02}Al_{0.02})_3[(Si_{3.96}Al_{0.04})_4(O_{9.98}OH_{0.02})_{10}](OH)_2$	0.7
Манассеит (6)	$Mg_6Al_2[(OH)_{16}CO_3](OH)_4$	0
Хондродит (7)	$(Mg_{0.798}Fe_{0.013}Ti_{0.142})_{0.953}[Mg_4Si_2O_8](OH_{0.902}F_{0.814}B_{0.01})_{1.72}$	1.6
Хлорит (8)	$(K_{0.06}Ca_{0.04}Mg_{0.089})_{0.099}(Mg_{9.821}Al_{2.142}Fe_{0.029}Ti_{0.008})_{12}[Si_{5.650}Al_{2.348}B_{0.002}]_8(OH_{15.840}F_{0.160})_{16}$	0.29
Флогопит (9)	$(K_{0.68}Na_{0.23})_{0.91}(Mg_{2.73}Fe_{0.03}Al_{0.24})_3[(Si_{2.76}Ti_{0.05}Al_{1.19})_4(O_{9.99}OH_{0.01})_{10}](OH_{1.54}F_{0.46})_2$	1.0
Амфибол (10)	$(K_{0.05}Na_{0.67}Mg_{0.51}Ca_{1.71})_{2.94}(Mg_{4.30}Fe_{0.04}Al_{0.61}Ti_{0.05})_5[(Si_{6.59}Al_{1.41})_8O_{22}](OH_{1.54}O_{0.46})_2$	0.8
Сапфирин (11)	$(Mg_{3.78}Al_{0.18}Fe_{0.03}B_{0.02})_{4.01}Al_8[Al_{0.23}Si_{1.77}]_2O_{20}$	0.8

Примечание. Кроме приведенных выше минералов в ассоциации с благородной шпинелью наблюдаются также графит, пирит, пирротин, зеленый турмалин, рутил. Железистость рассчитана по формуле: $f = (Fe^{2+} + Fe^{3+}) / (Fe^{2+} + Fe^{3+} + Mg) \times 100\%$. Химические составы первых пяти минералов заимствованы у В. И. Киселева, В. И. Буданова (1986); 6, 7 — у Т. А. Колесниковой (1980); 8—11 — у E. S. Grew et al. (1989).

Шпинель на Юго-Западном Памире занимает несколько генетических позиций.

Первой, важнейшей из них, является местоположение шпинели в составе магнезиально-скарновой формации абиссальной фации. Наиболее крупным и хорошо изученным месторождением данной формации является уникальное месторождение Кухи-Лал (Киселев, 1978; Смолин, Киселев, 1979; Колесникова, 1980; Киселев, Буданов, 1986; Гуревич, 1987; Другалева и др., 1991; Урасина и др., 1993). Благородная шпинель и ассоциирующие с ней минералы магнезиально-скарновой формации образуют согласные залежи правильной формы (пластовой, жило- и линзообразной) и неправильной — «заливо- и амебообразной». Мощностъ залежей составляет от нескольких миллиметров до нескольких метров, протяженность — от нескольких сантиметров до десятков метров. По данным (Гуревич, 1987) самое крупное скарновое тело (Главное) на месторождении Кухи-Лал, сложенное в основном энстатитом, форстеритом и тальком и содержащее залежи с безжелезистой шпинелью, находится вблизи всякого контакта магнетитовых мраморов с гнейсами. Магнетитовые мраморы имеют форму линзы размером приблизительно 1.8×0.5 км. Мощностъ Главного тела скарнов варьирует от 0 до 90 (в среднем 70 м), протяженность — 1100 м. В мраморах мощностъю 250 м, подстилающих Главное скарновое тело на одном из участков (по данным бурения), суммарная мощностъ скарновых залежей со шпинелью и без нее составляет около 160 м. Количество розовой шпинели в залежах составляет от 0 до 60%. Наиболее часто она встречается внутри форстеритовых участков скарнов.

Форстеритовый скарн представляет собой белую средне-крупнозернистую породу, в массе которой рассеяны бесформенные порфиробласты, кристаллы и сростки, кристаллов шпинели и клиногумита в ассоциации с флогопитом, тальком, графитом, манассеитом, магнезиальным хлоритом, нигрином, пиритом и пирротинном. Отдельные мономинеральные скопления шпинели достигают $60 \times 50 \times 15$ см, клиногумита — $20 \times 20 \times 10$ см, пирита — $15 \times 15 \times 15$ см.

Наиболее ценные кристаллы ювелирного качества как клиногумита, так и шпинели встречаются среди форстеритовых скарнов в гнездообразных скоплениях эллипсоидной или неправильной формы, сложенных мелоподобной белой мягкой, жир-

ной на ощупь породой. Эти скопления, по терминологии Ал-Бируни, получили название «магалов». В их составе определены тальк, антигорит, лизардит, манассеит, магниевый хлорит. Размеры этих образований достигают 1 м в поперечнике. В магалах заключены наиболее ценные ювелирные зерна шпинели и клиногумита. Пластичное и мягкое вещество магалов предохраняет шпинель и клиногумит от последующих деформаций и значительно облегчает их извлечение из породы. В забоях штолен наблюдались случаи, когда из вскрытых магалов буквально «сыпались» зерна ювелирной шпинели. Из одного такого магала геолог Я. А. Гуревич в 1989 г. извлек изометричный кристалл ярко-красной шпинели величиной более 20 см, весом 5370 г.

Шпинель можно также наблюдать в виде отдельных порфиробластовых индивидов в магнезитовых и доломитовых мраморах вне ассоциации с минералами магнезиальных скарнов. Например, в нижнем течении р. Хорав, правом притоке р. Пяндж, в магнезитовых мраморах мощностью 4 м встречается обильная вкрапленность фиолетовой шпинели размером до 0.5 см в поперечнике. На СВ фланге месторождения лазурита Ляджвар-дара в белых сахаровидных доломитах обнаружены октаэдрические кристаллы ярко-красной шпинели до 0.2—0.3 см в поперечнике. В среднем течении р. Гондарв в магнезитовых мраморах было зафиксировано гнездо 30 × 20 см, составленное порфиробластами ярко-красной трещиноватой шпинели до 0.5 см в поперечнике. Необходимо отметить, что данные образования не являются редкостью. Так, на месторождении Кухи-Лал мономинеральные шпинелевые обособления встречаются внутри магнезитовых участков, в которых отмечаются еще парагенезисы с такими карбонатами, как магнезит, доломит, кальцит и пирсонит. Данные минералы были определены рентгенометрическим анализом.

Второй генетической позицией шпинели является ее появление в зональных залежах. Последние возникают в контактах гранитов и амфиболитов с магнезитовыми и доломитовыми мраморами, когда силикатные породы в виде жил, прослоев и линз находятся внутри карбонатных (Литвиненко, 1990, 1992).

Например, шпинель в контактах гранитов с магнезитами на месторождении Стаж 2, расположенного в верховьях одноименной реки, являющейся правым притоком р. Пяндж, занимает в концентрически-зональных залежах следующее место.

Гранит	Эндоконтактные зоны					Экзоконтактные			Магнезит
	Калишпат-плагио-кла-зона	Плагио-кла-зона	Корунд-плагио-лазона	Корунд-парагенезис	Шпинель-левая	Флюгипитовая	Энстатитовая	Форстеритовая	

Шпинель здесь формирует мономинеральную породу синего цвета мощностью до 15 см. Внутри этой зоны иногда наблюдаются ее монокристаллы октаэдрического габитуса длиной до 3 см, синего цвета с железистостью 12 %.

Образования шпинели в контактах амфиболитов с доломитами наблюдались в верховьях р. Биджунт (правый приток р. Пяндж). Здесь в пласте доломитовых мраморов мощностью около 10 м, относящихся к даршайской свите шахдаринской серии, отмечается серия внутрислоевых тел мощностью до 0.2 и длиной до 1.5 м. В их центральных частях, в парагенезисе с плагиоклазом и красным корундом, наблюдается синяя шпинель с железистостью около 10 %. Она формирует отдельные полупрозрачные с зеркальными гранями октаэдрические кристаллы до 5 см в поперечнике. Амфиболиты в контактах с доломитами превращены в зональные новообразования, в которых шпинель располагается между непрерывными амфиболовой и корунд-плагиоклазовыми зонами. Строение залежей со шпинелью в контактах амфиболитов с доломитами может быть представлено в виде следующей схемы.

В контактах амфиболитов с магнезитами известно два месторождения шпинели: в верховьях р. Гарон-дара (левый приток р. Шах-дара) и вблизи СЗ окрестностей

	Эндоконтактовые зоны			Экзоконтактовые		Доломит
Амфиболит	Корунд-плагиоклазовая	Шпинелевая	Амфиболовая	Флогопитовая	Деделомитизированный мрамор	

поселка Ишкашим (Литвиненко, 1992). Наиболее крупное из них — Гарон-дара — приурочено к пачке магнезитов мощностью до 100 м и протяженностью до нескольких километров. Шпинель здесь находится в центральных частях линзовидных прослоев, составляя зону мощностью 15 см и длиной до нескольких метров. Она представляет собой агрегат светло-сиреневого цвета с железистостью около 1% и составляет до 95% зоны. Остальной объем занимают синий корунд, кальцит и чешуйки графита. Шпинельсодержащая залежь в контактах амфиболитов с магнетитами имеет следующее строение.

Амфиболит	Эндоконтактовые зоны			Экзоконтактовые	Магнезит
	Шпинелевая	Амфиболовая	Флогопитовая	Демагнетизированный мрамор	

Обращает на себя внимание образование шпинели в парагенезисе с паргаситом в эндоконтактовой части метасоматитов и отсутствие типоморфных минералов магнезиальных скарнов в экзоконтактовой. При очевидном преобразовании амфиболитов, выраженных в их десиликации, изменение мраморов проявляется только в заметной потере ими MgO. Из доломитов выносятся до 15 мас. % магнезии (Литвиненко, 1992).

Третья генетическая разновидность шпинели встречается на месторождении Кухи-Лал. Она находится в гиперстеновых гнейсах (Киселев, Буданов, 1986), контактирующих с энстатитовыми скарнами, и представлена микроскопическими зелеными бесформенными кристаллами в парагенезисе с гиперстеном, кварцем, полевыми шпатами и биотитом.

Таким образом, на Юго-Западном Памире выделяются три фациальные разновидности шпинели.

Первая представлена почти безжелезистой (железистость около 1%) шпинелью. Она находится в парагенезисе с энстатитом, форстеритом, клиногумитом, хондритом, тальком, манассеитом, графитом, пиритом, пирротинном, рутилом и, что особенно важно подчеркнуть, также с магнезитом и доломитом.

Вторая, синяя маложелезистая разновидность (железистость не превышает 12%), образуется в эндоконтактовой зоне магнезиальных скарнов, развитых по гранитам или амфиболитам. Шпинель в этом случае находится в парагенезисе со средним-основным плагиоклазом, синим корундом, безжелезистым сапфирином, паргаситом, флогопитом. Экзоконтактовые зоны метасоматитов представлены мономинеральными энстатитовыми и форстеритовыми бесшпинелевыми породами, а также кальцифирами (демагнетизированными мраморами). В этом случае шпинель не образует парагенезисов ни с магнезитом, ни с доломитом.

Третья разновидность шпинели образуется в глиноземистых гнейсах. Она имеет наиболее железистый состав, отвечающий герциниту, и встречается в парагенезисе с гиперстеном, кислым плагиоклазом, калиевым полевым шпатом и биотитом. Прямой связи с карбонатными минералами она не имеет.

ОБЗОР ПРЕДСТАВЛЕНИЙ О ГЕНЕЗИСЕ ШПИНЕЛИ И МАГНЕЗИАЛЬНЫХ СКАРНОВ

В настоящее время общепризнанно мнение о практически одновременном образовании благородной шпинели и магнезиальных скарнов. Наряду с этим место магнезиально-скарнового процесса в полициклическом региональном метаморфизме рассматривается по-разному.

В соответствии с представлениями В. И. Киселева и В. И. Буданова (1986) начало формирования магнезиальных скарнов совпадает с регрессивной стадией гранулитовой фации регионального метаморфизма. Шпинель при этом образуется в экзоконтакте зональных метасоматитов, в их энстатитовой и форстеритовой зонах или в кальцифирах. Самоцвет образуется в «собственно скарновую стадию», которая протекает в условиях интенсивного выноса SiO_2 в экзоконтактовую часть метасоматитов из эндоконтактовой. В последней в результате этого возникают повышенные концентрации Al_2O_3 , а диффузионный привнос MgO из экзоконтакта способствует формированию в эндоконтакте железистой, мелкой (видимой только под микроскопом) шпинели в парагенезисе с гиперстеном, кварцем, полевыми шпатами и биотитом.

Таким образом, в соответствии с представлениями В. И. Киселева и В. И. Буданова (1986) шпинель образуется синхронно с магнезиальными скарнами диффузионно-биметасоматическим путем при десиликации гнейсов, мигматитов и пегматитов, контактирующих с магнезитами. Но образование шпинели в эндо- и экзоконтактовых зонах, разделенных полевошпатовыми и энстатитовыми породами, является одним из противоречий в подобной трактовке генезиса шпинели.

По мнению А. Г. Давыдченко (1986), магнезиальные скарны со шпинелью являются результатом биметасоматоза магнезитов и силикатных пород в процессе региональной гранитизации. В результате этого возникают метасоматиты следующего ряда.

Метасоматические зоны

Магнезит	Форстеритовая ±шпинель	Энстатитовая ±шпинель	Энстатитовая ±жедрит	Кианит-жедритовая	Плагиоклаз-кианитовая	Плагиогнейс
----------	---------------------------	--------------------------	-------------------------	-------------------	-----------------------	-------------

Биметасоматическую природу магнезиальных скарнов со шпинелью А. Г. Давыдченко обосновывает явлением прогрессивной десиликации силикатных пород с образованием по полевым шпатам кианита, содержание которого с удалением от магнезитов уменьшается. При этом благородная шпинель образуется в форстеритовой зоне и редко — в энстатитовой, возникая одновременно с минералами соответствующих зон. А. Г. Давыдченко предполагает, что шпинель может также формироваться в виде более позднего минерала, чем магнезиальные скарны в результате «чисто инфильтрационно-метасоматического процесса», в связи с привнесом и отложением Al и K в форстеритовые и энстатитовые породы.

Уязвимыми местами представлений этого исследователя является следующее: 1) приуроченность благородной шпинели к кальцифирам и форстеритовой зоне и почти полное отсутствие в энстатитовой, хотя естественнее было бы ее образование ближе к источнику алюминия; 2) при десиликации силикатных пород должны возникать участки, обогащенные Al , в которых и должна формироваться шпинель. Однако на месторождении Кухи-Лал шпинель обнаруживается в карбонатных или апокарбонатных форстеритовых и очень редко — в энстатитовых породах — и не образуется в непосредственных зонах десиликации.

По литературным данным (Другалева и др., 1991), месторождение Кухи-Лал представляет собой стратифицированную толщу неоднократно повторяющихся в разрезе асимметричных форстерит-энстатит (±талък)-флогопит-кианитовых пород, в которых не обнаружено признаков биотитовых гнейсов. Это, по данным упомянутых геологов, отвергает представление о единой скарновой зональности на контакте магнезит—гнейс. Магнезиально-силикатные породы месторождения они рассматривают в качестве гипермагнезиальных скарноидов, которые образовались между магнезитами и песчано-глинистыми осадками. Хотя благородная шпинель не нашла никакого отражения в исследовании Т. А. Другалева и соавторов (1991), но очевидным является ее генетическое единство с гипермагнезиальными скарноидами.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ ИССЛЕДОВАНИЯ

По данным автора, магнезиальные скарны на Юго-Западном Памире образуются только в контактах кислых пород гранитоидного состава (гнейсы, лейкосома мигматитов) с магнезитами или доломитами. В контактах последних с амфиболитами магнезиальные скарны не установлены. Возникают только зоны демагнетизации карбонатных пород.

Приведенные выше данные свидетельствуют о том, что благородная шпинель может появляться в магнезиальных скарнах либо полностью отсутствовать в их составе, занимать экзо-, либо эндоконтактовые части метасоматитов. В этой связи напрашивается вывод о том, что магнезиальные скарны и благородная шпинель образуются независимо друг от друга, но в одной и той же литологической среде — в магнезиальных мраморах.

При условии, когда магнезиты не содержат никаких примесей, в их контактах с гранитами возникают энстатит-форстеритовые скарны. В случае загрязнения мраморов глиноземом формируется шпинель и на нее как бы накладываются при десиликации гранитоидов энстатит-форстеритовые метасоматиты (скарны).

В этой ситуации закономерно встает вопрос об источнике алюминия для шпинели, а также ее хромофоров — Cr и V. Учитывая крупные масштабы залежей магнезиальных скарнов с благородной шпинелью при практически неизменных гнейсах, вмещающих кухилальские магнезиты, напрашивается вывод о внутреннем источнике вещества для формирования магнезиальных скарнов и благородной шпинели.

В качестве такого источника можно предположить палыгорскитовые и бокситовые глины, которые в форме прослоев и линз вполне могли накапливаться совместно и одновременно с магнезитами в процессе седиментации.

Вещества палыгорскитовых глин, отвечающих составу $MgAl_2[Si_4O_{11}](OH)_2 \cdot 4H_2O$, достаточно для изохимического преобразования его в шпинель, форстерит, энстатит и другие минералы магнезиальных скарнов при региональном метаморфизме высоких ступеней. Мономинеральная вкрапленность шпинели в магнезиальных мраморах может рассматриваться как метаморфический аналог бокситоподобного глинистого вещества.

При десиликации пород гранитоидного состава, окружающих магнезитовую линзу и находящихся внутри нее, образовались зональные энстатитовые и форстеритовые метасоматические породы (магнезиальные скарны). В них благородная шпинель занимает ксеногенное положение, образовавшись на месте «загрязненных» мраморов при региональном метаморфизме.

ВЫВОДЫ

1. Благородная шпинель и магнезиальные скарны могут образовываться независимо друг от друга.
2. В случае их совместного нахождения шпинель осложняет зональность магнезиальных скарнов, занимая в их экзоконтактовых частях ксеногенное положение.
3. В регионе выделяются три генетические разновидности шпинели, образованные метаморфическим и метасоматическим путем. При этом шпинель и ее постоянный спутник — форстерит — вполне могли бы образоваться *in situ* — в прослоях первично-осадочных толщ, которые были обогащены палыгорскитом, а мономинеральные обособления шпинели — за счет Al бокситоподобного вещества тех же первично-осадочных толщ.
4. Образование минералов магнезиально-скарновой формации может происходить как с привнесением вещества при десиликации кислых и демагнетизации карбонатных пород, так и без привноса-выноса — в результате метаморфического преобразования «загрязненного» вещества карбонатных пород, первоначально представленного в исходной толще осадочных пород различными видами глин.

Список литературы

- Буданова К. Т., Буданов В. И. Метамагматические формации Юго-Западного Памира. Душанбе: Дониш, 1983. 275 с.
- Гуревич Я. А. Особенности геологического строения и разведки месторождения благородной шпинели Кухи-Лал (ЮЗ Памир). Геология и разведка месторождений цветных камней Таджикистана. Душанбе: Дониш, 1987. С. 17—20.
- Давыденко А. Г. Гранитизация, магматизм, рудообразование. М.: Недра, 1986. 142 с.
- Другалева Т. А., Гуревич Я. А., Иорданский Л. В., Смолин П. П. Гипермагнезиальные скарноиды ЮЗ Памира как универсальное керамическое сырье (на примере кухилальского месторождения). Высокомагнезиальное минеральное сырье. М.: Наука, 1991. С. 190—218.
- Лицарев М. А., Платонов А. Н., Таран М. Н., Польшин Э. В. Фиолетовая шпинель Юго-Западного Памира. Драгоценные и цветные камни. М.: Наука, 1980. С. 199—210.
- Киселев В. И. Магнезиально-скарновая формация Юго-Западного Памира // Изв. АН ТаджССР. Отд. физ.-мат. и геол.-хим. наук. 1978, № 4 (70). С. 62—69.
- Киселев В. И., Буданов В. И. Месторождения докембрийской магнезиально-скарновой формации Юго-Западного Памира, Душанбе: Дониш, 1986. 222 с.
- Колесникова Т. А. Благородная шпинель, клиногумит и манассеит месторождения Кухи-Лал (Памир). Драгоценные и цветные камни. М.: Наука, 1980. С. 62—69.
- Литвиненко А. К. О взаимоотношениях корундовых плагиоклазитов и магнезиальных скарнов Юго-Западного Памира // Изв. АН СССР. Сер. геол. № 5. С. 74—81.
- Литвиненко А. К. Апоамфиболитовые корундовые метасоматиты Юго-Западного Памира // ЗВМО. 1992. Вып. 4. С. 53—60.
- Смолин П. П., Киселев В. И. Ритмичность и магнезиальность карбонатных пород горанской серии Юго-Западного Памира // Изв. АН ТаджССР. Отд. физ.-мат. и геол.-хим. наук. 1979, № 3 (73). С. 60—67.
- Урасина Л. П., Другалева Т. А., Смолин П. П. Главнейшие магнезитовые месторождения. М.: Наука, 1993. 157 с.
- Grew E. S., Pertsev N. N., Christy A. G., Marques N., Chernovsky J. V. Sapphirine + forsterite and sapphirine + humite — group minerals in an ultra-magnesian lens from Kuhi-Lal, SW Pamirs, Tajikistan: are these assemblages forbidden? // J. of Petrology. 1994. Vol. 35. Pt 5. P. 1275—1293.

Поступила в редакцию
11 марта 2002 г.

УДК 549.5 + 552.322.2(470.21)

ЗВМО, № 1, 2003 г.
Proc. RMS, N 1, 2003

© Д. чл. А. В. ВОЛОШИН, д. чл. Л. М. ЛЯЛИНА,
Е. Э. САВЧЕНКО, д. чл. А. Н. БОГДАНОВА

ФОРМАНИТ-(Y) ИЗ АМАЗОНИТОВЫХ РАНДПЕГМАТИТОВ ЗАПАДНЫХ КЕЙВ (КОЛЬСКИЙ ПОЛУОСТРОВ)

A. V. VOLOSHIN, L. M. LYALINA, Ye. E. SAVCHENKO, A. N. BOGDANOVA. FORMANITE-(Y)
FROM AMAZONITE RANDPEGMATITES OF WESTERN KEIVY TUNDRAS (KOLA PENINSULA)

Геологический институт Кольского научного центра РАН, 184200, Апатиты, ул. Ферсмана, 14

Formanite-(Y) was found in amazonite randpegmatites of Ploskaya Mt. It occurs along fractures inside crystals of plumbomicrolite and forms also flattened prismatic crystals on their surface. The mineral is transparent, weakly greenish or colorless. Natural formanite-(Y) is amorphous in X-rays. After 1 hour annealing at + 600 to 850 °C the mineral shows tetragonal modification; at 900 °C temperature it becomes monoclinic. Unit cell parameters of tetragonal and monoclinic modifications are, respectively: $a = 5.12(1)$, $c = 10.83(3)$ Å and $a = 5.033(3)$, $b = 10.874(6)$, $c = 5.279(8)$ Å, $\beta = 94.81(7)^\circ$. Typical formula of the mineral — ABO_4 , where $A = Y, REE, Ca, Th$, U ; $B = Ta, Nb, Ti, Fe$. Chemical analyses show insignificant variations of their contents: $(Y_{0.60-0.81}Yb_{0.16-0.30}REE_{0.29-0.49})_{1.05-1.19}(Ta_{0.61-0.67}Nb_{0.23-0.30}Ti_{0.01-0.02})_{0.91-0.98}O_4$. In spectrum of REE the light elements (LREE) are entirely absent and the HREE series has distinct ytterbium maximum. The phase heterogeneity of formanite-(Y) is caused by microinclusions of other mineral phases, mainly oxides and sulfides. In evolution of amazonite randpegmatites minerals crystallization of formanite-(Y) is connected with the later stages of Ta-Nb-mineralization reflecting the maximum activity of Ta and the beginning of Y-REE mineralization, namely its early (ytterbium) branch.