

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

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

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

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Вольфрамовые месторождения, критерии их поисков и оценки. М.: Недра, 1980. 255 с.
2. Гетманская Т.И., Рябева Е.Г., Зенкина Н.И. О новой находке беггерита и гунгаррита в СССР. — Докл. АН СССР, 1984, т. 277, № 4, с. 951–955.
3. Завьялов Е.Н., Безизов В.Д. О новом висмутовом минерале ингодите  $Be_2TeS$ . — Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1981, вып. 5, с. 594–600.
4. Минералы. М.: Наука, 1960. Т. 1.
5. ASTM. Philadelphia, 1955.
6. Berry L.G. Studies of mineral sulphosalts. 4. Galenobismutite and "lillianite". — Amer. Miner., 1940, vol. 25, p. 726–754.
7. Koch S. Bismuth minerals in the Carpathian basin. — Acta miner., 1948, vol. 2, p. 1–23.
8. Muttman W., Schröder E. Über die Zusammensetzung liniger Tellur mineralien. — Ztschr. Kristallogr., 1898, N 29, S. 140–145.
9. Peacock M.A. On joseite, grünlingite and orueteite. — Univ. Toronto Stud., 1941, N 46, p. 83–105.

УДК 549.6 (571.51)

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

#### НОВАЯ НАХОДКА СЕБОЛЛИТА В КУЗНЕЦКОМ АЛАТАУ

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

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

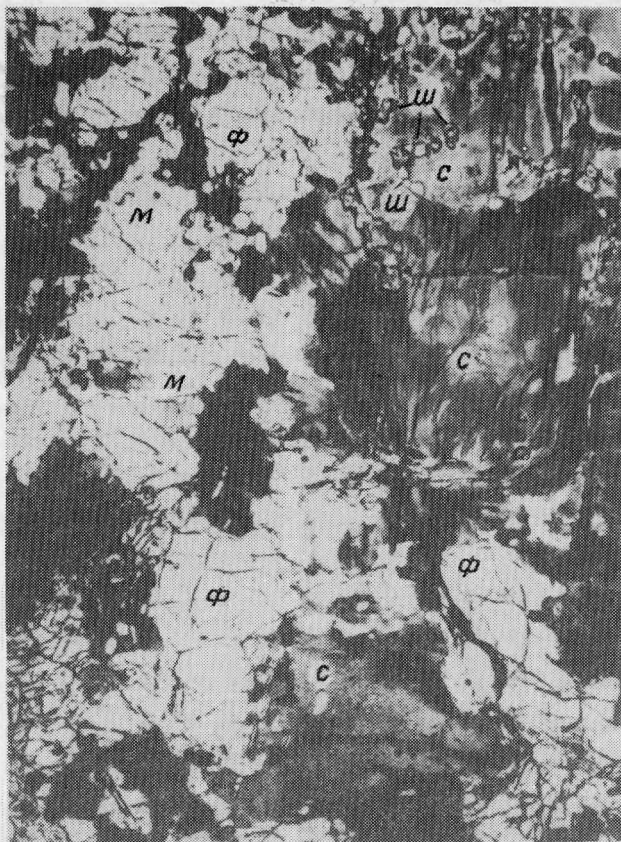


Рис. 1. Псевдоморфоза волокнистого себоллита по монтичеллиту. Николи II, увел. 35  
 С — себоллит; Ф — форстерит; М — монтичеллит; Ш — шпинель

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

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

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

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

Таблица 1

Химический состав (в мас. %) себоллитов различных массивов

Окислы	1	2	3	4	5
SiO <sub>2</sub>	40,85	42,34	42,32	41,27	41,53
TiO <sub>2</sub>	Нет	0,11	0,07	—	Нет
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6,53	8,15	6,97	5,59	4,41
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,77	6,19	3,31	2,83	1,76
FeO		0,18	1,01	0,85	0,89
MnO	Нет	0,05	0,18	0,04	Сл.
MgO	8,59	7,00	6,13	9,22	10,31
CaO	34,06	33,00	29,97	33,42	35,35
Na <sub>2</sub> O	Нет	—	3,44	2,48	2,80
K <sub>2</sub> O	Нет	—	2,24	0,31	0,04
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	3,50	0,30	3,34	3,47	3,15
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>		3,00	0,53	Не опр.	
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Нет	0,05	—	—	—
CO <sub>2</sub>	1,50	—	1,31	1,16	Не опр.
Сумма	98,80	100,37	100,82	100,64	100,57

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

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

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

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

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

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

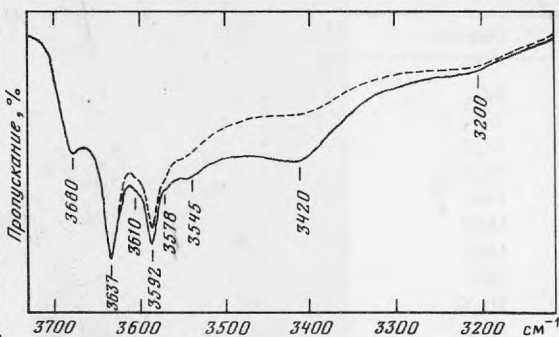
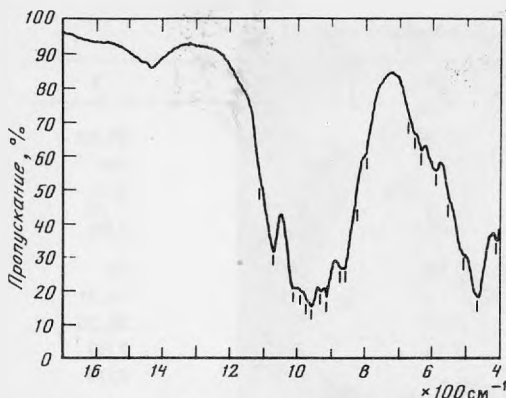


Рис. 2. Инфракрасный спектр себоллита в области 400–1700  $\text{см}^{-1}$

Рис. 3. Инфракрасный спектр себоллита в области 3100–3700  $\text{см}^{-1}$

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

дилось микрорентгеноспектральным анализом на установке JXA-5A при напряжении 15 кВ (аналитик О.Н. Майорова, ИГиГ СО АН СССР), где в качестве эталонов использовались природные гранаты (0-145, УД-92, Mn — гр., ИГЕМ), диопсид, альбит, ортоклаз (ОР 359-1). Химические составы эталонных минералов (содержания окислов в мас. %) вычислялись на ЭВМ методом последовательных приближений. Основываясь на полученных результатах изучения эталонов, был рассчитан и сопоставлен химический состав исследуемого себоллита с опубликованными в литературе [4, 7] силикатными анализами этого минерала (табл. 1). Из таблицы видно, что себоллит Кургусульского массива обнаруживает большое сходство с таковыми из других щелочных провинций, особенно с Кия-Шалтырского (ан. 2) и Гулинского (ан. 4) массивов. Рассматривая химический состав минерала, в первую очередь следует отметить его сходство с себоллитом Кия-Шалтырского массива. Оно выражается в отсутствии щелочей в составе сравниваемых минералов, почти одинаковом содержании воды, окиси кальция и других компонентов. Основываясь на результатах микрорентгенового анализа минерала, был проведен пересчет на формульные коэффициенты (на 7 атомов кислорода). Полученная кристаллохимическая формула может быть представлена в следующем виде:  $\text{Ca}_{1,97}(\text{Mg}_{0,62}\text{Fe}_{0,14}\text{Al}_{0,34}^{\text{VI}})_{1,10}[(\text{Si}_{1,97}\text{Al}_{0,03}^{\text{IV}})_{2,00}\text{OH}_{0,20}\text{O}_{6,80}] \cdot n\text{H}_2\text{O}$ . Приведенная формула вполне сопоставима с таковой для себоллита Кия-Шалтырского массива.

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

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

Спектр исследуемого минерала представлен тремя группами полос в областях 400–700, 800–1100 и 3000–3800  $\text{см}^{-1}$ , из которых первые две обусловлены в основном полосами поглощения кремнекислородных анионов (рис. 2), третья — валентных коле-

Таблица 2

Частоты полос поглощения в спектрах себоллитов (в  $\text{см}^{-1}$ ) различных массивов

Кургусульский	Одихинча [8]		Кия-Шаптырский [7]		
	обр. 97а	обр. 99б	обр. 1	обр. 2	обр. 3
415 с					
470 оч. с.					
517 с.					
550 пл.					
595 ср.					
637 ср.			—	—	634
656 сл.					
670 сл.	682	676			
800 пл.	—	800			
830 пл.	844	—			
860 с.	—	858	852	—	852
876			—	874	—
920 оч. с.	906	909	909	921	—
936 оч. с.	937	930			
962 оч. с.			—	967	—
980 пл.	971	976	971	—	976
1018 оч. с.	1010	1000	1018	—	1018
1075 с.	1042	1031	—	1079	—
1115 пл.					
1167 сл. пл.					
—	1667	1653	1634	1618	1634
3200 пл.					
3420 оч. шир.	3337	3333	3390	3390	—
3545 пл.					
3578 пл.					
3592 ост.					
3610 пл.					
3637 ост.					
3680					

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

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

Рассмотрим результаты проведенных исследований. В связи с тем что структура минерала не решена и кристаллохимическая формула не установлена, не представляется возможным провести надежную интерпретацию его инфракрасного спектра. Трудность интерпретации обусловлена еще и сложностью состава в катионной подрешетке минерала, что не могло не отразиться в спектре, особенно в области  $400\text{--}700\text{ см}^{-1}$ , где проявляются частоты колебаний связей металл—кислород. Тем не менее сравнение спектра себоллита со спектрами силикатов, имеющих в своем составе те же катионы (Ca, Mg, Fe, Al, Na) и содержащих изолированные тетраэдры  $\text{SiO}_4$  либо сложные кремнекислородные анионы, дает основание предположить, что себоллит относится к соединениям с конденсированными  $\text{SiO}_4$ -тетраэдрами. Об этом свидетельствуют усложненная структура полосы валентных колебаний связей Si—O и наличие двух слабых полос при  $656$  и  $670\text{ см}^{-1}$  в области, где проявляются колебания мостиковых связей Si—O—Si и которая свободна от полос поглощения в ортосиликатах. Частоты этих полос относительно низки, поэтому степень конденсации тетраэдров, по-видимому, невысока.

Поглощение в области OH-валентных колебаний представлено серией полос слабой или средней интенсивности и разной полуширины — от узких, острых (дублет  $3592$  и  $3637\text{ см}^{-1}$ ) до очень широких (основная с максимумом  $3420\text{ см}^{-1}$ ). Видимого поглощения в области деформационных колебаний молекул  $\text{H}_2\text{O}$  нет. Слабая полоса при

Таблица 3  
Межплоскостные расстояния себоллита (в Å)

1		2		1		2	
$d$	$I/I_0$	$d$	$I/I_0$	$d$	$I/I_0$	$d$	$I/I_0$
7,24	20	7,27	20	2,222	10	2,27	30
3,86	10	3,87	20		2,10		
3,64	10	3,64	10	2,145	15	2,14	20
3,52	20	3,47	20	2,135	10	2,12	20
3,36	20			2,083	10	2,08	20
3,27	15	3,28	30	2,017	10	2,00	20
3,24	20	3,24	30	1,951	10		
3,08	15			1,907	10		
3,05	30	3,05	30	1,838	10		
2,99	90-100	3,01	50	1,819	10		
2,96	50	2,93	10	1,788	10	1,76	30
2,90	20	2,90	40	1,744	10	1,74	30
2,88	20	2,88	90	1,721	10	1,70	30
2,78	100-90	2,73	100	1,677	15	1,66	30
2,70	25			1,638	30		
2,62	70				1,627	20	1,62
2,57	10	2,59	70	1,611	10		
2,52	15	2,51	10	1,567	15	1,55	20
2,48	40	2,45	40	1,534	10		
2,395	10			1,528	10		
	15			1,508	10		
2,363	15			1,426	10		
2,314	10	2,31	20				

Примечание. 1 — себоллит Кургусульского массива; 2 — эталон из ICPDS, 16-695. В исследуемом минерале наблюдается еще целый ряд слабых диффузных рефлексов, которые здесь не приводятся. Условия съемки: дифрактометр ДРОН-3,  $\text{CuK}_{\alpha}$  — излучение, графитовый монохроматор,  $U = 30 \text{ kV}$ ,  $I = 26 \text{ mA}$ .

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

Отметим, что в области валентных колебаний связей Si—O формы полос поглощения в спектрах исследуемого себоллита и опубликованных ранее [8] имеют общие черты. В области же колебаний ОН спектры их совершенно различны. В спектре исследуемого минерала отсутствуют интенсивные полосы поглощения с максимумами в интервалах частот 3300–3400 и 1620–1670  $\text{см}^{-1}$ , являющиеся единственными в спектрах приводимых ранее себоллитов.

Для более полного и всестороннего изучения свойств минерала были привлечены рентгенографический и термический методы исследований. Результаты рентгенографического изучения себоллита сведены в табл. 3. Там же приведены данные из международной картотеки ICPDS, 16-695 для образца этого минерала из музея в Осло. По-видимому, структура минерала не отличается высоким совершенством, так как рефлексы на рентгенограмме размыты и имеют заниженные интенсивности, что не позволяет точно измерить межплоскостные расстояния. Вероятно, в этом заключается одна из причин расхождения рентгенографических данных исследуемого себоллита и эталонного. Перераспределение интенсивностей между рефлексами, скорее всего, связано с непостоянством состава минерала. Следует также подчеркнуть, что наблюдаемые расхождения рентгенограмм характерны для всех ранее изученных себоллитов [4, 5, 10] и, по-видимому, отражают природу этого минерала.

Термическое изучение себоллита производилось на дериватографе "Derivatograph"

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

Изложенные результаты проведенных исследований минерала позволяют сделать следующие основные выводы.

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

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

3. Себоллит образовался в результате замещения монтичеллита.

4. Анализ ИК-спектра позволил сделать заключение о наличии в структуре себоллита конденсированных  $\text{SiO}_4$ -тетраэдров. Водородсодержащие группировки входят в виде ионов ОН нескольких типов.

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

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

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Бозин А.В. О новых находках мелилитовых и монтичеллитовых пород в щелочных массивах Кузнецкого Алатау. — Докл. АН СССР, 1961, т. 139, № 3, с. 699–702.
2. Конев А.А., Самойлов В.С. Контактный метаморфизм и метасоматоз в ореоле Тажеранской щелочной интрузии. Новосибирск: Наука, 1974. 246 с.
3. Кухаренко А.А., Орлова М.П., Булах А.Г. и др. Каледонский комплекс ультраосновных, щелочных пород и карбонатитов Кольского полуострова и Северной Карелии. М.: Недра, 1965. 430 с.
4. Прохорова С.М., Евзикова Н.З., Михайлова А.Ф. Флогопитоносность Маймеча-Котуйской провинции ультраосновных щелочных пород. — В кн.: Тр. НИИ геологии Арктики. М.: Недра, 1866, вып. 140, с. 112–129.
5. Родыгина В.Г. Первая находка юанита и цеболлита в Кузнецком Алатау. — Геология и геофизика, 1971, № 12, с. 62–70.
6. Родыгина В.Г. Мелилит- и цеболлитсодержащие скарны Кия-Шалтырского габбро-уртитового массива (Кузнецкий Алатау). — В кн.: Вопросы минералогии и петрографии Западной Сибири. Томск: Изд-во Том. ун-та, 1972, с. 174–182.
7. Родыгина В.Г. Минералогия Кия-Шалтырского массива (Кузнецкий Алатау). Томск: Изд-во Том. ун-та, 1980. 158 с.
8. Рубинович Р.С., Евзикова Н.З. Применение инфракрасной спектроскопии к изучению цеболлита. — В кн.: Уч. зап. Ин-та геологии Арктики. Сер. "Региональная геология". Л., 1964, вып. 3, с. 210–225.
9. Эпштейн Е.М., Аникеева Л.И., Михайлова А.Ф. Метасоматические породы и флогопитоносность Гулинской интрузии — В кн.: Тр. НИИ геологии Арктики. М.: Недра, 1961, т. 122. 163 с.
10. Kruger F.J. The occurrence of cebolite in kimberlite and included zeolitized crustal xenoliths. — Miner. Mag., 1980, vol. 43, N 329, p. 583–586.