

интенсивную РЛ  $Mn^{2+}$  и  $Cr^{3+}$ . Дело в том, что апогипербазитовые нефриты в значительной мере содержат актинолитовую молекулу, которая и является источником  $Fe^{2+}$ . В витимских нефритах содержание актинолитовой молекулы несущественно. Вероятно, именно в этом основная причина их различных люминесценции и окраски.

Кривые ТЛ чрезвычайно разнообразны, особенно, в образцах алтайского нефрита. Зафиксированы полосы излучения в следующих температурных интервалах ( $^{\circ}C$ ): 100–120, 120–150, 150–160, 180–200, 230–240, 250–260, 280–300, 320–330, 34–360, 380–400. Для каждого образца отмечается четкая индивидуальность, как по интенсивности высвечивания, так и по характеру распределения центров захвата, в роли которых могут выступать собственные дефекты  $F'$  и  $O'$ . Различный характер ТЛ в исследуемых образцах свидетельствует о существовании крайне нестабильных условий минералообразования на небольших участках нефритовых проявлений, выразившихся в тектонической нестабильности и неравномерности проявления метасоматоза в пределах нефритовых массивов.

Таким образом, можно говорить о существовании целого ряда хромофорных компонентов в нефрите таких, как  $Fe^{2+}$ ,  $Fe^{3+}$ ,  $Cr^{3+}$ , возможно, V, Pb, Ni, Co. Сочетание соответствующих полос поглощения и пропускания, их перераспределение при изменении валентной формы элементов под воздействием природных физико-химических процессов могут быть ответственны за окраску нефрита. Однако наличие определенных хромофоров далеко не единственная причина неоднородности окраски этого минерала. По мнению авторов, большой вклад в окраску, особенно, в появление различных оттенков, пятнистости и эффекта мерцания вносит явление рассеяния в вязкой спутанно-волоконистой структуре нефрита, возможное либо за счет присутствия тонко-дисперстных фаз других минералов, либо за счет микротрещин в самом агрегате нефрита, появляющихся вследствие тектонической нестабильности в пределах нефритовых проявлений.

[1] А.И. Бахтин, Б.С. Горобец. Оптическая спектроскопия минералов и руд и ее применение в геологоразведочных работах. Казань: изд-во КГУ, 1992. 233 с.

[2] А.Н. Тарашан. Люминесценция минералов. Киев: Наукова Думка, 1978. 296 с.

[3] Б.С. Горобец, А.А. Рогожин. Спектры люминесценции минералов. Справочник / Минеральное сырье. №1. Москва, 2001. 312 с.

RMS DPI 2007-1-110-0

ТИПОМОРФНЫЕ ОСОБЕННОСТИ  
ЛЮМИНЕСЦЕНЦИИ АМАЗОНИТА  
TYPOMORPHIC FEATURES OF AMAZONITE LUMINESCENCE

**Борозновская Н.Н., Коноваленко С.И., Свешникова В.Л.,  
Агапова Е.Д., Небера Т.С.  
Boroznovskaya N.N., Konovalenko S.I., Sveshnikova V.L.,  
Agapova E.D., Nebera T.S.**

*Tomsk State University, Tomsk, Russia, boroznovskaya@mail.ru*

The studies were performed on green amazonites from the Ilmen Reserve, blue amazonites from Kola Peninsula, blue and green amazonites from Transbaikalia, the Tien-Shan, Tuva, the Pamirs and Mongolia. They are mainly the pegmatitic block zones with the exception of N. Tien-Shan's (amazonitic granite) and Mongolian (quartz-amazonitic veins). The studied amazonites are represented by the maximum microcline, sometimes by the orthoclase. The roentgenoluminescence (RL) spectrum was obtained in the optical range of wave lengths 250-900 nm. The comparison was performed between the data gained by the roentgenostructural, spectral and luminescent analyses. The typomorphism of RL characteristics of amazonite was marked. It was stated that amazonite may be formed in the conditions of diverse depths, alkalinity, at different stages of the granite and pegmatite formation.

Как известно, амазонит несет в себе три загадки: свое название, секрет окраски и тайну происхождения. Авторы полагают, что исследование отдельных типоморфных признаков амазонита постепенно должно приблизить к разрешению этих задач. Исследовался амазонит различных оттенков из разных геологических объектов, представленных в минералогическом музее Томского государственного университета. К ним относятся зеленые амазониты Ильменского заповедника, голубые – Кольского п-ва, голубые и зеленые – Забайкалья, Тянь-Шаня, Тувы, Памира и Монголии. В основном, это блоковые зоны пегматитов, за исключением С. Тянь-Шаня (амазонитовые граниты) и Монголии (кварц-амазонитовые жилы). Исследуемые амазониты представлены, в основном, максимальным микроклином, но, нередко, и ортоклазом. Методика исследований КПШ, КПШ-пертитов, включающая в себя сравнение полученных данных рентгенофазового, спектрального и люминесцентного анализов и интерпретация центров свечения обсуждалась ранее [1-3].

Получены спектры рентгенолюминесценции (РЛ) в оптическом диапазоне длин волн и ближнем ИК диапазоне (250 - 900 нм). Для исследуемых амазонитов характерны четыре полосы излучения с максимумами ( $\lambda$ , нм) на 285 (УФ полоса), 490 - 510 ( $AlO_4^{4-}$ ), 710 ( $Fe^{3+}$ ), 880 (ИК полоса). Выделено пять типов спектров РЛ.

Типы РЛ спектров амазонитов в большинстве случаев соответствуют разделению по региональному признаку (см. таблицу). Уральский тип – интенсивные Fe<sup>3+</sup> и ИК-полоса при слабом УФ. Кольский – интенсивное Fe, относительно слабые УФ и ИК. Забайкалье, Ц. Казахстан и Сангилен – интенсивные УФ (относительно Уральских и Кольских), ИК, AlO<sub>4</sub><sup>4-</sup> при ослабленной РЛ Fe. ЮЗ Памир – аналогичен Забайкалью, но более интенсивное Fe. З. Монголия – РЛ близка к Уральскому типу. С. Тянь-Шань – понижены все показатели РЛ, кроме свечения в УФ. В. Памир – несколько ослабленная РЛ на 500 и 710 нм при относительно интенсивных УФ и ИК. Кроме того, для последнего типа характерна РЛ Mn<sup>2+</sup> за счет пертитов. Примечательно, что в ряде других образцов содержание пертитов не меньше, но РЛ Mn<sup>2+</sup> отсутствует, либо очень слаба.

#### X-ray diffraction, spectrum and X-ray luminescence analyses

№ обр.	Цвет	Спектральный состав (г/г)								Интенсив. РЛ, усл. ед. λ, нм			
		Pb	Cu	W	Fe	Cr	Ga	Tl	285	500	710	880	
1-И	Ор	зел	900	200	100	200	45	75	37	30	290	1250	1150
2-И	Ор	зел	800	200	300	160	34	90	35	10	290	1300	1200
3-К	Ми	гол	1500	9500	100	180	300	52	41	40	340	1100	270
4-К	Ми	гол	600	600	100	180	80	52	27	40	300	650	280
5-З	Ми	гол	220	100	100	100	32	65	97	250	400	190	500
6-З	Ми	св.г	240	150	300	130	66	90	89	300	120	30	330
7-З	Ми	св.г	200	150	100	100	18	43	43	220	750	180	800
8-З	Ми	Гол	1000	120	100	100	97	90	76	200	380	70	900
9-ЦК	Ми	гол	500	250	400	100	61	35	58	125	470	220	1080
10-С	Ми	св.г	380	53	500	100	34	75	82	280	570	70	600
11-ЮП	Ор	св.г	320	34	400	100	36	42	17	80	320	380	950
12-ЮП	Ор	св.г	1000	29	100	200	42	58	23	120	950	520	460
13-ЮП	Ор	св.г	2100	300	700	200	61	75	29	200	1188	330	1650
14-ВП	Ми	св.г	250	240	1000	160	89	63	64	200	165	280	795
15-ЗМ	Ми	зел	2500	230	100	400	52	67	55	70	590	650	640
16-СТ	Ми	св.г	200	100	400	140	62	75	69	130	190	60	200

\* наряду с Fe<sup>3+</sup> зафиксирована РЛ Mn<sup>2+</sup> (обр.14)

Место взятия: И-Ильмены, Урал; К-Кольский п-ов; З-Забайкалье; Ц,К-Ц. Казахстан; С- Сангилен; ЮП- ЮЗ Памир; ВП- В. Памир; ЗМ- З. Монголия; СТ- С. Тянь-Шань.

Поскольку спектры РЛ отражают генетические и типоморфные особенности КППШ, наличие нескольких типов РЛ для исследуемых амазонитов говорит о широком спектре возможных условий образования и дальнейшего их преобразования.

Положительные корреляции между содержанием Fe и РЛ Fe<sup>3+</sup> отражают преимущественное накопление в рассматриваемых амазонитах Fe<sup>3+</sup>, связанное либо с повышенной щелочностью среды минералообразования, либо с повышенным окислительным

потенциалом в условиях относительно открытой системы. Понижение РЛ Fe<sup>3+</sup> в амазонитах Забайкалья и Сангилен может быть следствием более закрытых систем и больших глубин формирования редкометалльных пегматитов, вмещающих эти амазониты.

Положительные корреляции между РЛ<sub>285</sub> и содержанием Тl свидетельствуют о существенном вкладе Тl в создание центров РЛ. Отмеченная ранее неэлементарность полос РЛ в УФ связана, возможно, с участием нескольких центров, образующихся за счет Тl, Рb и О<sup>-</sup>.

Ранее было установлено, что отношение РЛ Mn<sup>2+</sup>/ РЛ Тl<sup>+</sup> можно использовать для относительной оценки кислотности-щелочности среды формирования [2]. Для рассматриваемых образований эти отношения будут чрезвычайно низкими, поскольку РЛ Mn<sup>2+</sup> настолько слаба, что практически не фиксируется в исследуемых амазонитах, что свидетельствует о повышенной щелочности среды минералообразования. Исключение составляет амазонит В. Памира, у которого зафиксирована интенсивная РЛ Mn<sup>2+</sup>, что может быть следствием повышенной кислотности.

Таким образом, РЛ амазонита отражает влияние кислотности-щелочности (в основном, в сторону повышения щелочности), широкий диапазон окислительно-восстановительного потенциала в условиях разных глубин и различной степени открытости системы. На данный момент не обнаружено значимых зависимостей цвета и интенсивности тона окраски амазонитов от их структурного состояния, набора и количества элементов примесей и связи с люминесцентными характеристиками.

[1] Н.Н. Борозновская. Особенности рентгенолюминесценции полевых шпатов как показатель их генезиса // ЗВМО. 1989. №1. С.110-119.

[2] Н.Н. Борозновская, В.М. Макагон, И.А. Жукова. Влияние геохимических и кристаллохимических факторов на образование люминогенов в калиевом полевоом шпате из редкометалльных пегматитов // Геохимия. 1996. N12. С.1-9.

[3] А.Я. Вохменцев, М.Н. Остроумов, Ю.Б. Марин и др. Амазонит // М.: Недра, 1989, 192 с.