УДК 549:778.347

ВОЗМОЖНОСТИ НЕЙТРОННО-АКТИВАЦИОННОЙ РАДИОГРАФИИ ДЛЯ ВЫЯВЛЕНИЯ КАРТИН ЗОНАЛЬНОСТИ И СЕКТОРИАЛЬНОСТИ ЭЛЕМЕНТНОЙ И ИЗОТОПНОЙ НЕОДНОРОДНОСТИ СОСТАВА КРУПНЫХ КРИСТАЛЛОВ МИНЕРАЛОВ

В.И. Попова
Институт минералогии УрО РАН, г. Миасс, Popova@mineralogy.ru

IDENTIFICATION OF ELEMENTAL AND ISOTOPIC ZONING AND SECTORIALITY OF LARGE CRYSTALS OF MINERALS USING NEUTRON RADIOGRAPHY

V.I. Popova
Institute of Mineralogy UB RAS, Miass, Popova@mineralogy.ru

Приведены примеры исследования минералов методом нейтронно-активационной радиографии. В кристаллах минералов без видимых неоднородностей выявляется как элементная, так и изотопная зональность и секториальность состава. В некоторых кристаллах с видимой зональностью выявляется большее число зон и секториальность состава. Метод позволяет выявлять неоднородности строения и состава крупных кристаллов (до 5–15 см) и применим в науке и практике.

Илл. 16. Библ. 17.

Ключевые слова: нейтронно-активационная радиография, зональность и секториальность, кристаллы минералов.

The examples of study of minerals using neutron radiography are described. The visually homogeneous crystals of minerals reveal zoning and sectoriality of chemical elements and isotopes. Some crystals with visible zoning show the higher amount of zones and sectorial composition. The method allows identification of heterogeneous structure and composition of the large crystals of minerals (up to 1-15 cm in size) and may be applied in science and industry.

Figures 16. References 7.

Key words: neutron radiography, zoning and sectoriality, crystals of minerals.

Нейтронно-активационная радиография (разновидность нейтронографии) заключается в получении на фотоматериалах видимых картин неоднородности в сечениях исследуемых материалов после облучения их потоком нейтронов (Комаров, 1968; Banno et al., 1970; и др.). Образующиеся радиоизотопы распадаются с излучением заряженных β-частиц (электронов и позитронов), наиболее эффективно действующих на фотоэмульсию по сравнению с γ-лучами: фотодействие γ-квантов составляет менее 1 % эффективности фотодействия β-частиц (Коробков, 1967).

Нами за период 1976–1995 гг. этим методом исследованы 90 минералов из 100 месторождений России и ряда объектов Болгарии, Франции, Испании, Монголии, Казахстана, Украины, Италии, Мексики, Мозамбика – более 1000 препаратов (циркон, гранаты, слюды, вилуит, касситерит, фторапатит, кальцит, арагонит, пирит, марказит, галенит, арсенопирит, вольфрамит, топаз, данбурит, турмалины, шеелит, флюорит и др.). Препараты минералов представляли собой ориентированные срезы кристаллов. Методические рекомендации по приготовлению препаратов, их облучению, фото-

экспозиции и анализу результатов изложены ранее (Болотов и др., 1976; Попова, 1988; 1995). Практика показала, что получаемое после облучения и фотоэкспозиции изображение отражает практически только плоскость среза, что позволяет облучать и пластинки, и половинки кристаллов минералов. Облучение препаратов потоком тепловых нейтронов $1.58 \cdot 10^{11}$ n/см$^2 \cdot$ сек проведено в основном в исследовательском реакторе ВВР-К Института ядерной физики Казахстана, где диаметр вертикальных каналов позволял облучать образцы до 10 см и более (Болотов и др., 1976; Попова, 1995; и др.). Тепловые нейтроны – низкоэнергетические, с энергией до 50 кэВ и скоростями около 25 м/сек – захватываются ядрами стабильных изотопов элементов в составе минерала преимущественно по реакции (n, γ) с образованием радиоактивных изотопов элементов, испускающих заряженные β-частицы. Если в кристалле стабильные изотопы каких-либо элементов распределены неоднородно, то образующиеся при облучении радионуклиды формируют различающиеся картины на серии последовательных снимков в соответствии с периодами полураспада изотопов. Для определения массы одновременно облучаемого материала в целях безопасности нами были рассчитаны наведённая активность и мощность дозы излучения минералов массой 1 г, а также для многих минералов приведены условия облучения и фотоэкспозиции. На серии последовательных экспозиций на фотопластинках проявляются картины (*далее* – радиографии), обусловленные разной интенсивностью наведённой активности; соответственно, при фотопечати наиболее излучающие участки – светлые. Ниже рассмотрены некоторые результаты этих исследований. В подписях к приведённым радиографиям указывается длительность «охлаждения» (τ) и фотоэкспозиции (t_e).

Циркон из щелочных сиенитовых пегматитов Ильменских гор (Ю.Урал) исследован этим методом в значительном объёме. Кристаллы циркона из разных жил и генераций различаются формой кристаллов и внутренним зонально-секториальным строением. В слюдяно-полевошпатовых безнефелиновых пегматитах наиболее обычны столбчатые дипирамидально-призматические кристаллы циркона жёлто-коричневого и коричневого цвета (рис. 1, *a–e*). В сечениях кристаллов с относительно однородной окраской (без видимых зон) после облучения получены контрастные зонально-секториальные картины строения и состава (рис. 2), раз-

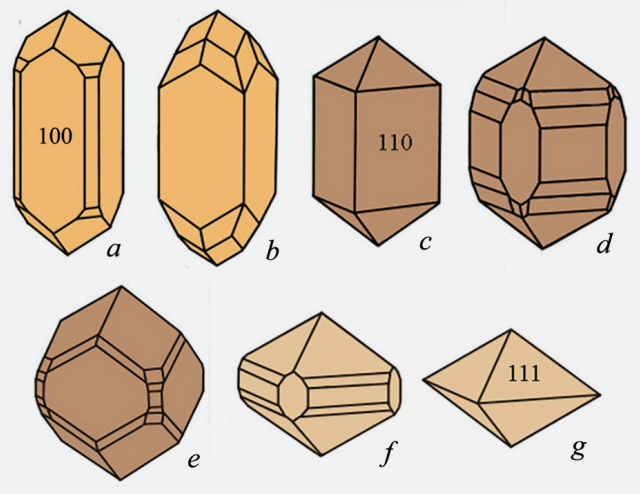


Рис. 1. Наиболее типичные формы кристаллов циркона в щелочных сиенитовых пегматитах Ильменских гор.

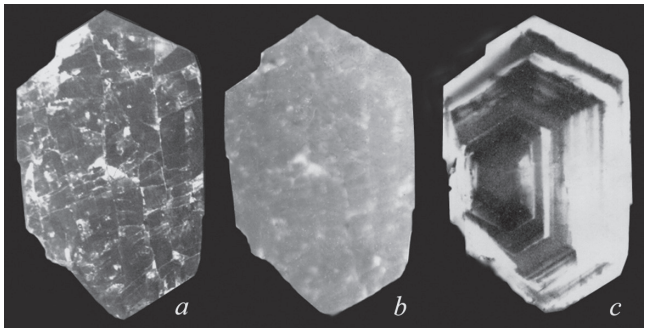


Рис. 2. Внешний вид (*a*), УФ-люминесценция (*b*) и радиография (*c*; τ= 40 мин, t_e = 15 мин) циркона из полевошпатового пегматита.

Ильменские горы, копь № 123. Кристалл 2 см, сечение (100).

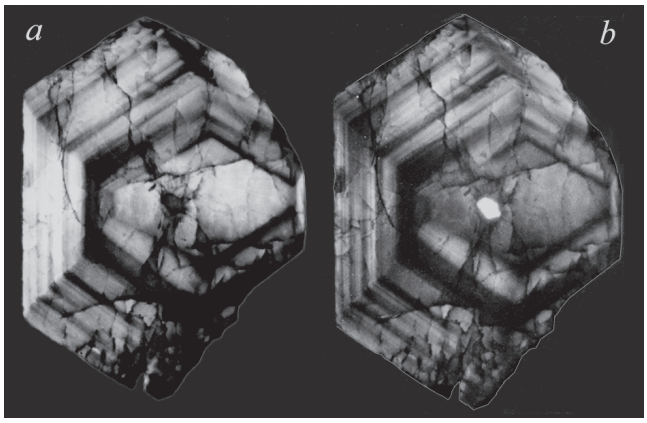


Рис. 3. Различие последовательных радиографий циркона: τ= 5.5 *час* (*a*) и 1 *мес* (*b*), t_e = 30 мин (*a*) и 15 сут (*b*).

Ильменские горы, копь № 28. Кристалл 3 см.

личающиеся на последовательных радиографиях (рис. 3). Цирконы нефелин-полевошпатовых (миаскитовых) пегматитов характеризуются субизометричным обликом, дипирамидально-призматическим или дипирамидальным габитусом кристаллов (см. рис. 1, *c–g*).

На радиографиях сечений зонально-секториальных кристаллов циркона из миаскитового пегматита копи № 7 Ильменских гор видно изменение формы роста кристаллов от дипирамидальной к дипирамидально-призматической (рис. 4). Оптическая плотность получаемого изображения на фотопластинке согласуется с элементным (изотопным) составом конкретных зон исследуемого участка кристалла (рис. 4, *c*): центральная зона содержит больше U и Th, а периферические зоны – больше Hf (до 2–3 раз). В цирконе из сиенитового пегматита копи № 179 Ильменских гор (радиография кристалла которого близка рис. 3, *a*) анализированный γ-спектр изотопов в пирамидах роста дипирамиды и призмы показывает, что границы зон по разным элементам и изотопам не совпадают (рис. 5), т.е. в кристаллах есть и элементные, и изотопные неоднородности. По данным нейтронно-активационного и микрозондового методов, ранние (внутренние) зоны кристаллов циркона характеризуются повышенными содержаниями U, Th, Sc, Ta, Y, REE и пониженными – Hf, в отличие от периферических зон. Разные по строению кристаллы циркона из одной пегматитовой жилы различаются и относительным содержанием парамагнитных центров SiO_2^{3-}–Y^{3+} и SiO_3^{3-}, а также и примесных – Gd^{3+} (Попова и др., 1985).

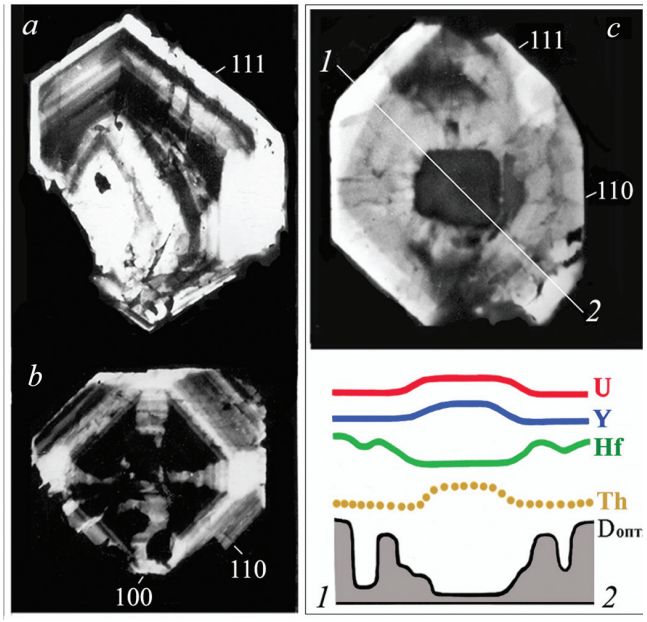


Рис. 4. Радиографии кристаллов циркона (1.5–2 см) из миаскитовых пегматитов копи № 7 Ильменских гор: $\tau = 40$ мин, $t_e = 5$ мин.

a-b – сечения (100) и (001), *c* – профиль сканирования U, Y, Hf, Th (схема) и оптической плотности ($D_{опт.}$).

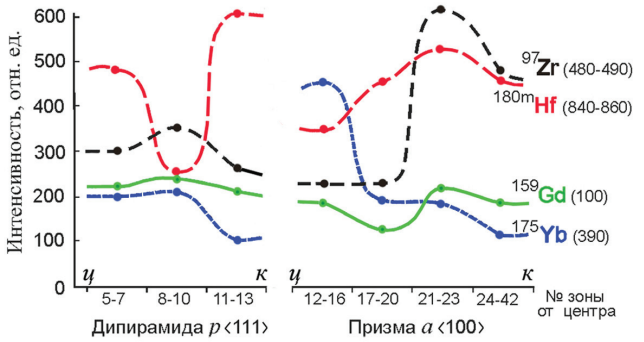


Рис. 5. Относительные содержания (интенсивность) изотопов γ-спектра в зонах роста дипирамиды {111} и призмы {100} кристалла циркона (по профилю длиной 1.5 см).

Ильменские горы, сиенитовый пегматит, копь № 179.

В миаскитовых пегматитах Вишнёвых гор (Ю. Урал) кристаллы циркона разнообразны по форме и окраске (Бонштедт-Куплетская, 1951; и др.). Наиболее крупные цирконы (до 4–8 см) характерны для пегматитов жилы № 5 на горе Каравай. Нами исследованы 17 кристаллов двух морфологических типов: 1) субизометричные с гранями дипирамиды {111}, призмы {100} и маленькими – {110}, {221}; 2) короткостолбчатые с преобладанием {100} при меньшем развитии {111} и малом – {221}. Абсолютно преобладали субизометричные

Рис. 6. Кристаллы циркона (по 4 см) из миаскитового пегматита Вишнёвогорского Ta-Nb-месторождения, жила № 5.

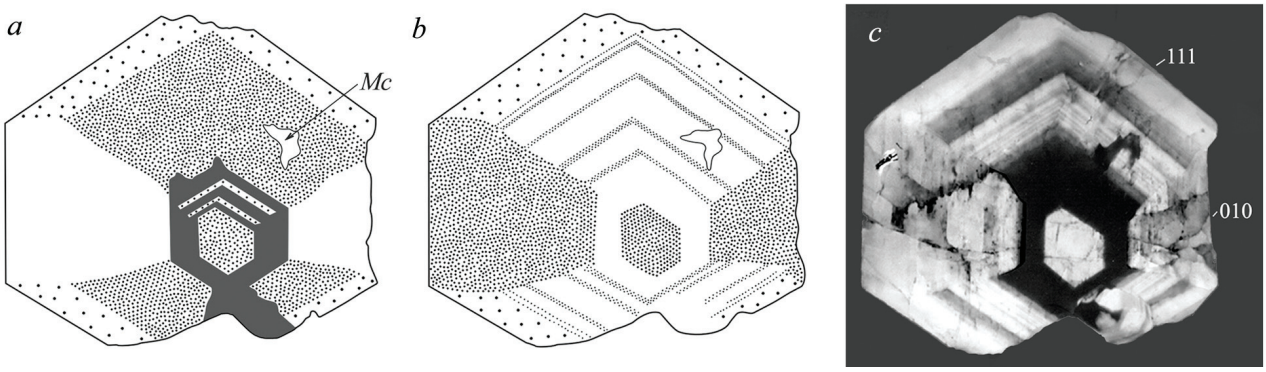


Рис. 7. Строение кристалла циркона (4.5 см) в сечении (100) из жилы № 5.

a – распределение окраски (схема; включение *Mc* – микроклин), *b* – картина в УФ-лучах, *c* – радиография (τ = 15 мин, t_e = 5 мин). Светлые зоны – более люминесцирующие (*b*) и излучающие (*c*).

кристаллы (рис. 6) (Попова, Чесноков, 1980). В сечении (100) циркона его окраска зонально-секториальная – коричневатая с зеленоватым или серым оттенком, с наиболее светлоокрашенными зонами роста призмы {100} и тёмно-коричневой средней зоной (рис. 7, *a*). В УФ-лучах проявлены дополнительные зоны роста дипирамиды (рис. 7, *b*), а на радиографии картина ещё более детальна по числу зон роста дипирамиды и призмы и резкому различию интенсивности их излучения с наибольшим вкладом ^{180m}Hf в картину радиографии (рис. 7, *c*). Проверка примесей в составе соответственных зон дипирамиды и призмы этого кристалла нейтронно-активационным и микрозондовым методами показала, что кристаллы зональны и секториальны по распределению Hf, Zr, Sc, Fe, Th, U, REE, и от ранних зон роста к периферии возрастает содержание Hf (Попова и др., 1985).

В исследованных **полевых шпатах** – ортоклазе, микроклине, санидине, анортоклазе, олигоклазе – также выявлены либо зональные, либо зонально-секториальные картины неоднородностей их состава (Попова, 1995). Так, чётко различаются последовательные генерации амазонита в пегматитах Плоскогорского месторождения (Кольский п-ов) и Ильменских гор. В пятнисто-окрашенных кристаллах и двойниках амазонита из пегматитов Забайкалья после облучения проявлены более контрастные различия зон разных секторов роста (рис. 8), где микроклин белой по цвету пирамиды роста ⟨010⟩ содержит в 1.5–2 раза больше Na, Li, Pb, но беднее «тяжёлыми» изотопами Si и Ti, чем зеленовато-голубой амазонит (Попов, Попова, 1983).

Практически во всех ориентированных срезах **гранатов** (альмандина, андрадита, гроссуляра, спессартина) из разных метаморфических пород и пегматитов Урала, Карелии, Кольского п-ова, Восточной Сибири, Якутии, Приморья и Казахстана после облучения потоком нейтронов на радиографии выявляется неоднородность их состава. Наиболее показателен пример строения и состава альмандина из гранатового амфиболита копи № 233 Ильменских гор. В сечении (100) ромбододекаэдра граната пироп-альмандинового ряда выделялись две зоны по цвету: центральная тёмно-коричнево-красная полупрозрачная часть кристалла (с мельчайшими включениями андезина, рутила, ильменита, ставролита и кианита) и периферическая фиолетово-розовая прозрачная зона (с мелкими вростками герцинита, биотита и корунда). Радиография альмандина отчётливо зонально-секториальна, с дополнительными пирамидами роста ⟨211⟩ и последовательной сменой формы кристалла в процессе роста {211} → {211} + {110} → {110}(рис. 9). По микрозондовым данным, содержание MnO в зонах *1–4* ромбододекаэдра от центра к краю составляет (мас. %): 3.11 → 1.28 → 0.81 → 1.33. По оптической плотности радиографии наиболее контрастно выделяются секторы роста тетрагонтриоктаэдра ⟨211⟩, где в краевой его зоне *5* определено 0.25 мас. % MnO, а в центральной – около 6 мас. %. Другие примеры элементной и изотопной зональности в гранатах обсуждались ранее (Попова, Попов, 1996).

Исследованный кубооктаэдр **галенита** из друзовой полости Приконтактового рудного тела полиметаллического месторождения 2-е Советское (Приморье) в сечении (110) кристалла по цвету был однотонным. После его облучения на радиографии проявилась картина смены формы кристалла от куба к кубооктаэдру с различием интенсив-

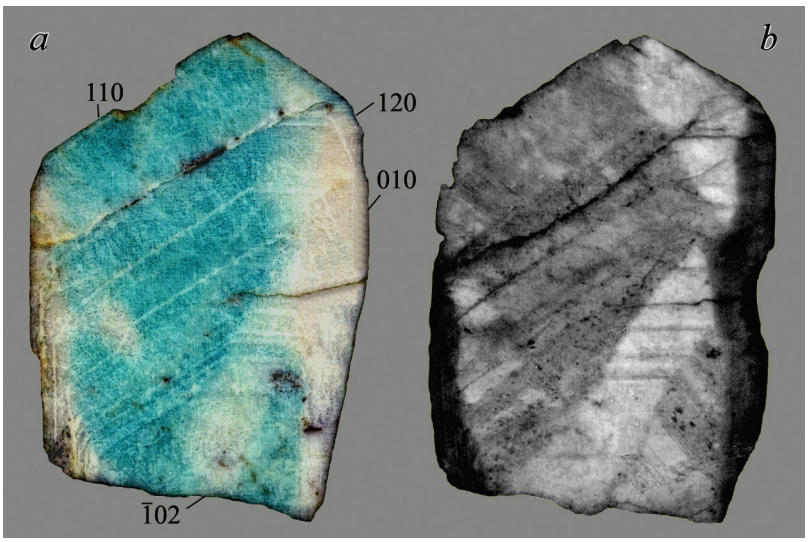


Рис. 8. Зонально-секториальная окраска (*a*) и радиография (*b*; τ = 1 час, t_e = 15 сек) в сечении (001) кристалла амазонита (8 см) из Ta-Nb-месторождения Орловское (Забайкалье, Россия).

ности излучения разных зон (рис. 10, *b*). Лазерным микроанализом более высокие содержания Ag и Bi определены в зоне *2* октаэдра (рис. 10, *c*). Масс-спектрометрически выявлено обогащение периферической группы зон октаэдра тяжёлыми изотопами Pb относительно ^{204}Pb (рис. 10, *d*). Изотопный состав серы близок метеоритному стандарту CD, с немного более лёгким в центральной части кристалла (Попова и др., 1994). Выявленные элементные и изотопные неоднородности галенита (зональность и секториальность) указывают на первичность их распределения в процессе кристаллизации.

В кристаллах **пирита** при радиографии, кроме зональности, в ряде случаев выявляется также и секториальность состава. Так, в Астафьевском месторождении пьезокварца на Южном Урале наиболее обычны октаэдрические кристаллы пирита (рис. 11) при более редких пентагондодекаэдрических, дидодекаэдрических и комбинированных кристаллах (Кайнов, 1998). На радиографии сечения (110) октаэдра пирита отчётливо видна смена формы кристалла от куба к октаэдру с более контрастными зонами роста октаэдра (рис. 12, *a*) и вариацией в них относительных содержаний изотопов ^{34}S и ^{57}Fe (рис. 12, *b*). Кроме железа и серы, в масс-спектре этого пирита проявлены изотопы V, Mn, Co, Ni, Zn, Ga, Ge, As, Se, Mo, Au (Попова, 1995). Зонально-секториальное строение пирита характерно и для Сарбайского железорудного месторождения Казахстана.

Кристаллы **вольфрамита** по внешнему виду плохо различаются (кроме крайних членов изоморфного ряда). При исследовании методом нейтронно-активационной радиографии в крупных кристаллах вольфрамита из оловорудных и вольфрамовых месторождений российского Дальнего Востока выявлена смена форм роста и зональность состава, подчёркнутая разной интенсивностью фотодействия β-частиц. Например, на Be-Sn-W-месторождении Забытое на Сихотэ-Алине кристаллы вольфрамита величиной до 5–15 см имеют в срезах однотонный чёрный цвет (рис. 13, *a-b*). На ранних радиографиях (от 15 мин до 2–2.5 час после облучения) наиболее излучающими оказались зоны с повышенным содержанием Mn. По данным рентгеноструктурного и лазерного микроспектрального анализов, содержание гюбнеритовой молекулы $MnWO_4$ в зонах *1–5* составляет соответственно (мол. %): *1* – 30-35; *2* – 54; *3* – 70; *4* – 50; *5* – 70 (рис. 13, *c*). Выявляемая радиографией картина неоднородности крупных кристаллов вольфрамита (и других минералов) позволяет более рационально исследовать их состав и онтогенез.

Из группы **турмалина** облучению нейтронами с последующей радиографией были подвергнуты шерлы и эльбаиты разных регионов России и мира (Попова, 1995). Визуально однотонные по цвету шерлы на радиографиях зональны, за редким исключением (например, в пегматитах горы Витоша

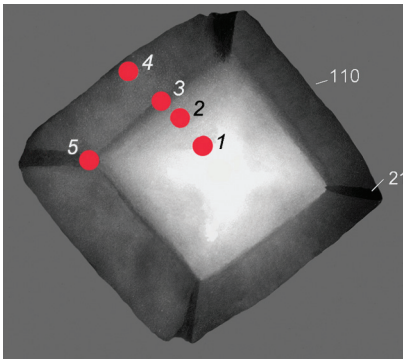
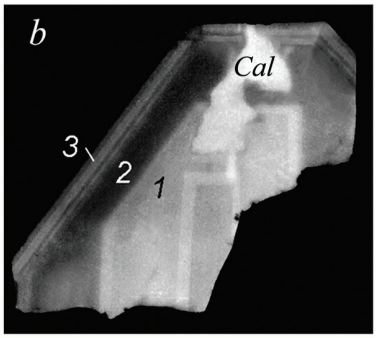
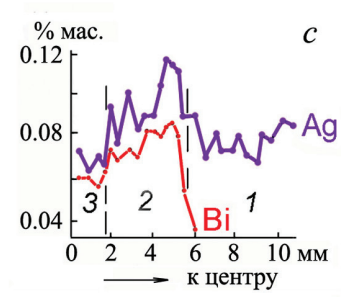


Рис. 9. Зонально-секториальный альмандин (3 см) в сечении (100) из гранатового амфиболита копи № 233 Ильменских гор.

Радиография: τ = 2 час, t_e = 20 мин; *1–5* – точки анализа.





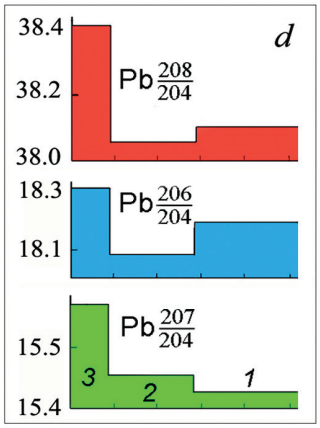


Рис. 10. Кристаллы галенита (*a*, 3.5 см), радиография сечения (*b*, 4 см; τ = 10 мин, t_e = 5 час; *Cal* – вросток кальцита) и различия элементного (*c*) и изотопного (*d*) состава зон 1–3 октаэдра.

Рудник 2-ой Советский, Приморье (Россия).

в Болгарии и хребта Дукук на Камчатке). Разные по цвету зоны полихромных турмалинов различаются и на радиографиях, но прямой связи окраски зон и интенсивности их излучения не выявлено. Зоны на радиографии эльбаита из месторождения Тулуа (Мозамбик) соответствуют цветовой зональности, но различаются элементным и изотопным составом (рис. 14). Периферическая коричневато-зелёная зона *1* обогащена Fe и Mg, розовая зона *4* – Na и Mn, а центральная тёмно-розовая зона *5* – Li, Ga и Fe. Судя по результатам γ-сканирования, распределение некоторых изотопов подчёркивает наличие ещё ряда более тонких зон. Изумительная по красоте разнообразная цветовая зональность и секториальность турмалинов мира показана большим коллективом авторов (Tourmaline, 2002), но, к сожалению, в том издании не упоминается нейтронно-активационная радиография как дополнительный метод изучения неоднородностей состава кристаллов.

Радиографии препаратов **топазов** – как бесцветных незональных, так и полихромных зональных и зонально-секториальных – во всех случаях выявляют более сложное строение. Бесцветные прозрачные субизометричные кристаллы топаза в пегматоидных жилах Орловского Ta-Nb-месторождения (Забайкалье, Россия) после облучения нейтронами остаются бесцветными и прозрачными. Радиографии их разных сечений дают контрастные картины зональности и секториальности. Наиболее резко различаются зоны роста призм *m*{110} и *l*{120}, а также пинакоида {001} (рис. 15). От ранних зон к периферическим уменьшается содержание фтора (с 18 до 16 мас. %) в пирамидах роста ⟨110⟩, ⟨120⟩ и ⟨011⟩. Содержание германия в ⟨110⟩ увеличивается к периферии в 2–2.5 раза (до 0.026 мас. %), но вдвое уменьшается – в ⟨120⟩ и ⟨011⟩. Зоны роста пинакоида {001}, обычно не наблюдающиеся во внешнем огранении топаза Орловского месторождения, выявляются в продольных сечениях кристаллов и, в отличие от зон призм, характеризуются обратным типом зональности (см. рис. 15, *b*).

В камерных пегматитах Волыни (Украина) полихромные топазы встречались величиной от 2–5 см до 20–25 см; наиболее полное их описание дали Г.Г. Леммлейн (1973) и, позднее, В.И. Павлишин и С.А. Довгий (Pavlishin, Dovgyi, 2007). Нейтронной радиографии нами подвергнуты пришлифованные пластинки по спайности кристаллов, где пирамиды роста ⟨120⟩ и ⟨001⟩ были голубые, а пирамиды ⟨110⟩, ⟨010⟩ и ⟨021⟩ – розовые. После облучения в реакторе полихромные топазы люминесцируют в течение 4–5 часов ярким светло-зелёным цветом.

Рис. 11. Октаэдр пирита (4 см) в друзе из Астафьевского месторождения кварца, Ю. Урал (колл. В.А. Пелепенко).

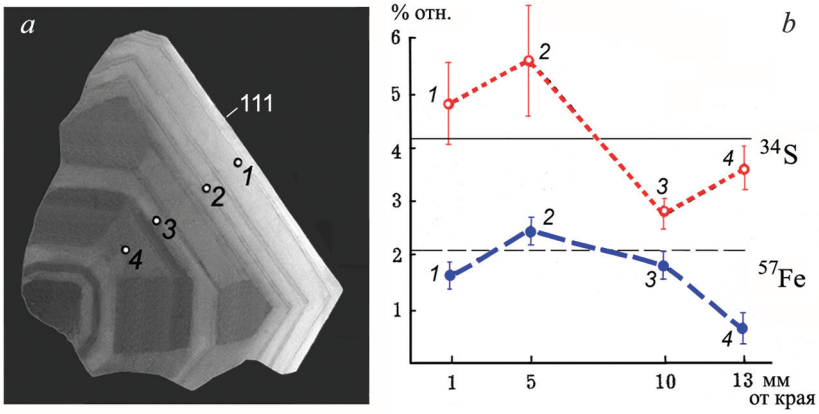


Рис. 12. Зонально-секториальное строение пирита со сменой формы от куба к октаэдру (*a*, 3 см) и относительное содержание ^{34}S и ^{57}Fe в зонах 1–4 октаэдра (*b*; в % от суммы изотопов элемента = 100).

Астафьевское месторождение кварца.

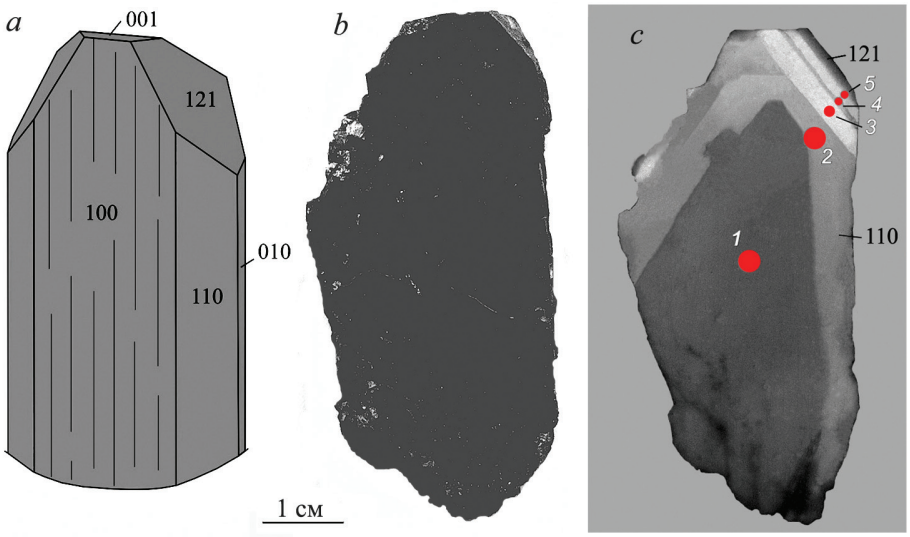
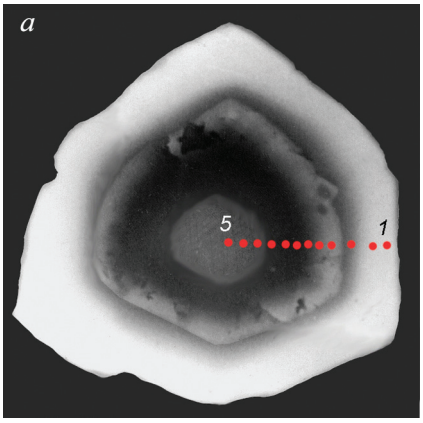


Рис. 13. Идеализированная форма кристалла вольфрамита (*a*), однородность окраски сечения (b) и его радиография (*c*; τ = 15 мин, t_e = 5 мин).

Кристалл 6.5 см. 1–5 – участки анализа (светлые зоны – гюбнерит). Месторождение Забытое, Сихотэ-Алинь.



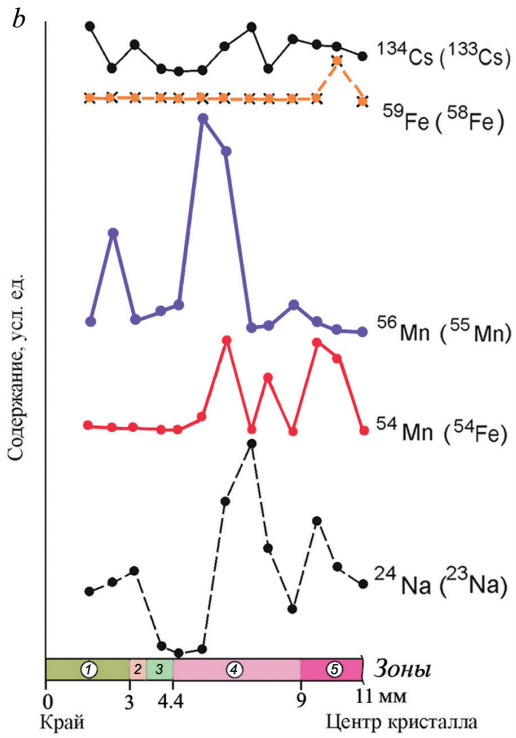


Рис. 14. Радиография (*a*) эльбаита (2 см; τ = 1 час, t_e = 30 мин) и относительные содержания некоторых изотопов (*b*) в зонах роста 1–5 разного цвета дитригональной призмы (в скобках – исходные изотопы).

Гранитный пегматит Тулуа, Мозамбик.

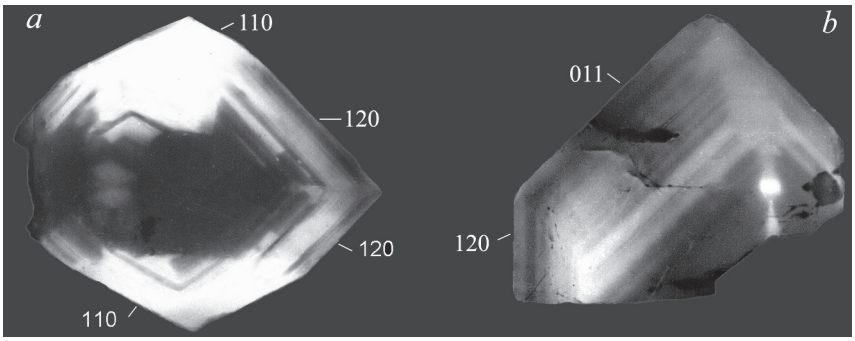


Рис. 15. Радиографии топазов Орловского Ta-Nb-месторождения (τ = 17 мин, t_e = 15 сек). Кристаллы по 2.5 см; сечения: *a* – (001), *b* – (100).

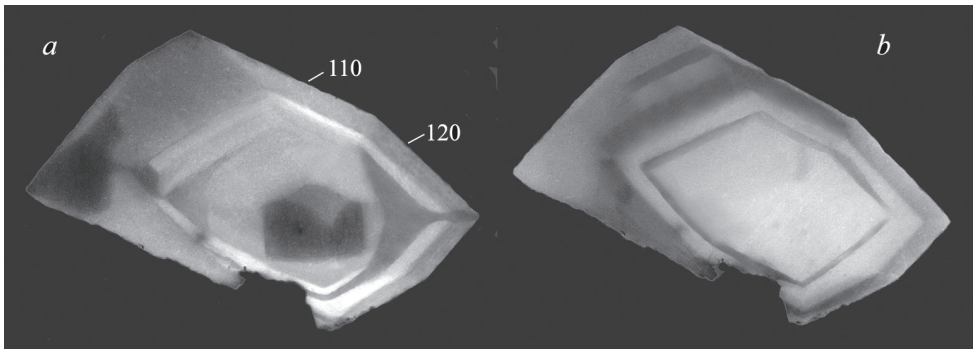


Рис. 16. Зонально-секториальное строение сечения (001) топаза (2.5 см). Радиографии: *a* – τ = 1 час, t_e = 5 мин; *b* – τ = 5 сут, t_e = 10 час. Волынь.

На ранних радиографиях выявляется зонально-секториальное строение топаза и смена форм роста, а на поздних – преимущественно зональное (рис. 16).

В минералогической практике известны многие методы выявления анатомии кристаллов:

– по визуальным неоднородностям (цвету, дефектности, и др.);

– гамма- или протонное возбуждение центров окраски;

– по оптическим свойствам (преломлению, отражению; и др.);

– химическое, электрохимическое или ионное травление;

– флуоресценция в УФ-лучах и катодолюминесценция;

– распределение в характеристическом излучении элементов на микрозондах;

– авторадиография радиоактивных минералов;

– *f*-радиография осколков деления ядер на детекторах;

– рентгеновская дифракционная топография;

– микрорентгенография;

– гамма- или нейтронная дефектоскопия;

– нейтронно-активационная радиография.

Приведённые примеры результатов нейтронно-активационной радиографии показывают, что в кристаллах многих исследованных минералов без видимых неоднородностей выявляется как элементная, так и изотопная зональность и секториальность состава. В некоторых кристаллах с видимой зональностью выявляется большее число зон и секториальность состава.

Основные выводы

Полиэлементная и полиизотопная зональность характерна для большинства минералов независимо от их формы и генезиса.

Секториальность проявляется в кристаллах, огранённых двумя и более простыми формами.

Поверхности нарастания ребер и линии нарастания вершин не выделяются на радиографиях, но «трассируются» только как пирамиды роста микрограней дополнительной новой простой формы.

Метод нейтронно-активационной радиографии крупных кристаллов позволяет целенаправленно исследовать различающиеся по составу (и свойствам) зоны и пирамиды роста комплексом разных методов, данные которых необходимо учитывать в моделировании минералообразования, характеристик типоморфизма, геотермометрии, барометрии, радиологического возраста минералов и при использовании кристаллов в технике.

Проведению исследований способствовали многие коллеги-соавторы наших ранних публикаций, которым я глубоко признательна, а также В.А. Попову за фото (рис. 6, 8 а, 10 а) и М.Б. Лейбову (рис. 11)

Литература

Болотов В.В., Вишневецкий Е.А., Попова В.И. Применение методов нейтронографии и γ-сканирования для изучения зональности роста кристаллов минералов // Проблемы генетической информации в минералогии. Сыктывкар: Коми ФАН СССР, 1976. С. 61–62.

Бонштедт-Куплетская Э.М. Минералогия щелочных пегматитов Вишнёвых гор. М.: АН СССР, 1951. 185 с.

Кайнов В.И. Минералогия хрусталеносных кварцевых жил Южного Урала. Екатеринбург: Изд. УГГГА, 1998. 106 с.

Комаров А.П. Радиографические методы в минералогических и геохимических исследованиях // Изв. АН СССР, сер. геол. 1968. № 1. С. 50–61.

Коробков В.И. Метод макроавторадиографии. М.: Высшая школа, 1967. 183 с.

Леммлейн Г.Г. Морфология и генезис кристаллов. М.: Наука,1973. 325 с.

Попов В.А., Попова В.И. Секториальность амазонита – новое доказательство первичности распределения предцентров его окраски // Докл. АН СССР. 1983. Т. 268. № 2. С. 417–419.

Попова В.И. Нейтронно-активационная радиография минералов. Миасс: ИМин УрО РАН, 1995. 188 с.

Попова В.И. Основы метода нейтронно-активационной радиографии минералов. Свердловск: ИМин УрО АН СССР, 1988. 61 с.

Попова В.И., Машков В.Л., Виноградов В.И., Бедина В.Я., Леванов А.А. Активность и мощность дозы излучения природных минералов при облучении их в исследовательском реакторе // Минералы месторождений Южного и Среднего Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1985. С. 94–99.

Попова В.И., Попов В.А. Явление секториальности состава в гранатах // Уральский минералогический сборник № 6. Миасс: ИМин УрО РАН, 1996. С. 77–84.

Попова В.И., Татаркин М.А., Хасанов Р.А., Бобров В.А., Винокуров В.М. К онтогении циркона из щелочных пегматитов Ильменских и Вишнёвых гор // Проблемы онтогении минералов. Л.: Наука, 1985. С. 83–92.

Попова В.И., Тимошин В.Т., Потапов М.М. Элементные и изотопные неоднородности галенита из полиметаллических руд 2-го Советского месторождения (Приморье) // Уральский минералогическй сборник № 3. Миасс: ИМин УрО РАН, 1994. С. 168–173.

Попова В.И., Чесноков Б.В. Анатомия кристаллов циркона из щелочных пегматитов Вишнёвых гор // Онтогения пегматитов Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР. 1980. С. 91–101.

Banno S., Sakanoue M., Nakanishi T. Detection of zonal structure of garnet by activography // Geochem. J. 1970. Vol. 4. No. 2. P. 75–81.

Pavlishin V.I., Dovgyi S.A. Mineralogy of the Volynian chamber pegmatites, Ukraine // Mineralogical Almanac. 2007. No. 12. 125 p.

Tourmaline: extraLapis English No. 3. Munich: Christian Weise Verlag, Germany and Lapis International, USA. 2002. 106 p.