ISSN 2411-3336; e-ISSN 2541-9404

ЗАПИСКИ ГОРНОГО ИНСТИТУТА

Journal of Mining Institute

Сайт журнала: pmi.spmi.ru



Научная статья *Геология*

Изоморфная емкость мелилитовых твердых растворов при параметрах пирогенного метаморфизма

Э.В.Сокол, А.С.Половых✉, С.Н.Кох, И.С.Карпутин, О.А.Козьменко

Институт геологии и минералогии имени В.С.Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия

Как цитировать эту статью: Сокол Э.В., Половых А.С., Кох С.Н., Карпутин И.С., Козьменко О.А. Изоморфная емкость мелилитовых твердых растворов при параметрах пирогенного метаморфизма // Записки Горного института. 2026. Т. 280. С. 70-84. EDN FXJCLX

Аннотация

В работе на материале крупнозернистых пирогенных плавленых пород (паралав) формации Хатрурим впервые установлен характер фракционирования микроэлементов между минералами, кристаллизовавшимися из богатых кальцием Si-недосыщенных расплавов. Методом ЛА-ИСП-МС определены содержания микроэлементов (включая REE) и рассчитаны коэффициенты их распределения в волластоните, ранкините, куспидине, Ti-андрадите, мелилитовых твердых растворах, кальсилите и фторапатите. Главные концентраторы REE – фторапатит (ΣREE до 900 ppm), гранат (до 600 ppm) и куспидин (до 300 ppm); в прочих фазах ΣREE < 100 ppm. Накопление Sr выявлено во всех минералах, кроме граната, ppm: мелилит до 7500, фторапатит до 5500, ранкинит до 4500, волластонит до 2150, куспидин до 2000, кальсилит до 800. Высокозарядные элементы накапливают куспидин (U до 2100, Zr до 1600, Ti до 1300, Nb до 200 ppm) и гранат (Zr до 3000, Y до 600, HREE и Sc до 350, Nb до 130 ppm). Мелилит выступает главным аккумулятором Zn (до 17000 ppm), Ni (до 2100), Cu (до 1200), Mn (до 750), Co (до 100) и Ga (до 65). Мелилит также аккумулирует Ba (до 5500 ppm), а кальсилит – Ba (до 8500) и Rb (до 1350). Рассчитаны коэффициенты распределения микроэлементов для всех перечисленных минералов. Установлено, что изоморфизм в мелилите контролируется тремя структурными позициями: в позиции Ca аккумулируются Na, Sr, Ba; в позиции T1 – Zn, Co, Ni, Cu; в позиции T2 – Fe^{3+} и Ga. Мелилиты, кристаллизовавшиеся из пирогенных расплавов, не аккумулируют значимых количеств REE и высокозарядных элементов. Коэффициенты распределения для пирогенных мелилитов согласуются с данными, полученными для минералов из щелочных комплексов, что позволяет использовать их для реконструкции фракционирования редких элементов в богатых кальцием Si-недосыщенных расплавах. Главными факторами, контролировавшими фракционирование микроэлементов в процессе кристаллизации пирогенных расплавов, признаны кристаллохимические особенности минералов.

Ключевые слова

мелилит; гранат; куспидин; кальсилит; ЛА-ИСП-МС; микроэлементы; коэффициенты распределения; паралавы; формация Хатрурим

Финансирование

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 24-77-00014, https://www.rscf.ru/project/24-77-00014/.

Поступила: 23.12.2025 ***Принята: 28.04.2026*** ***Онлайн: 21.07.2026*** ***Опубликована: 10.09.2026***

Введение

В последние десятилетия, благодаря повышению доступности методов локального микроанализа минералов (масс-спектрометрия вторичных ионов (ВИМС) и масс-спектрометрия с индуктивно связанной плазмой и лазерной абляцией (ЛА-ИСП-МС), особенности распределения редких элементов в породообразующих и акцессорных минералах стали систематически использоваться как геохимические маркеры при решении проблем петрогенезиса метеоритов [1, 2], изверженных [3-5] и метаморфических пород [6].

Минералы группы мелилита постоянно находятся в фокусе внимания специалистов в области магматических пород и метеоритов. Стабильный интерес к соединениям этого структурного типа обусловлен их широким *P-T* полем устойчивости, а также пластичностью и высокой кристаллохимической емкостью структуры, вследствие которой минералы этой группы способны адаптироваться к изменению параметров среды путем изменения химического состава. В структурный тип

Статья опубликована в открытом доступе по лицензии CC BY 4.0

мелилита (пространственная группа $P4\bar{2}_1m$; общая структурная формула XT1((T2)$_2$O$_7$), где X – Ca, Na, Sr, Ba, Pb, Y, РЗЭ; T1 – Mg, Al, Mn, Fe^{2+}, Fe^{3+}, Zn, Co, Cu, Cd; T2 – Si, Al, Fe^{3+}, Ti, B, Be, Ga, Ge) в заметных количествах способны входить более 20 химических элементов. На его базе синтезированы соединения с участием Be, B, Ga, Ge, Co, Ni, Cd, Zn, Sr, Ba, РЗЭ, обладающие полезными технологическими свойствами ферромагнетиков, сегнетоэлектриков и сегнетоэластиков. Данная структура обладает резкой анизотропией (вплоть до разнонаправленных искажений ячейки вдоль направлений *a* и *c*), чем обеспечиваются малые коэффициенты термического расширения керамик и композитов на основе мелилита и его замещенных производных [7].

Петрологические исследования главным образом посвящены мелилитам из комплексов щелочных ультраосновных пород (нефелиниты [4, 5, 8], мелилититы [8-10], карбонатиты [11-13]) и примитивных хондритов [14-16]. Многие авторы отмечают, что петрогенетические реконструкции в данном случае существенно затрудняются из-за сложности составов магматогенных мелилитов (твердые растворы $Ca_2MgSi_2O_7$–$NaCaAlSi_2O_7$ с переменным количеством миналов $Ca_2Fe^{2+}Si_2O_7$ и $Ca_2Al_2SiO_7$) и их участия в серии перитектических реакций. Фракционированию микроэлементов в ходе кристаллизации мелилитсодержащих магматических пород посвящены только отдельные работы. Выявлены существенные различия в распределении элементов-примесей между сосуществующими силикатами, а также между мелилитом и расплавом в случае ранней кристаллизации фаз-концентраторов Sr, Zr, Hf, Nb, Ta, Th, U, РЗЭ – перовскита, апатита, титанита, лопарита и др. [3, 17, 18]. Минералогические исследования мелилитов главным образом выполнены для высокотемпературных скарнов [19, 20], пород контактового [21-23] и пирогенного метаморфизма (пирогенные породы формации Хатрурим [24-26]; бухиты комплекса Баффало (Вайоминг) [27]; паралавы Центральных Апеннин (Италия) [28]; паралавы комплекса Хамарин-Хурал-Хид (Монголия) [29]). Установлен генеральный тренд изменения составов мелилитовых твердых растворов по мере снижения температуры – это обогащение натрием и железом на фоне снижения концентраций Al и/или Mg [3, 17, 23].

Наряду с ограниченной доступностью локальных методов микроанализа, определение микроэлементного состава мелилитов объективно затрудняют малые размеры индивидов, обилие в них включений и низкие концентрации редких и рассеянных элементов, особенно в ассоциациях с перовскитом, апатитом, титанитом, лопаритом и др. В свою очередь, недостаток информации по геохимии мелилитов не позволяет пока выявить четкие тренды фракционирования редких элементов в богатых Ca щелочных расплавах. Продолжает сохраняться острый дефицит информации об оценке величин коэффициентов распределения (K_p) редких и примесных элементов между расплавом и мелилитовыми твердыми растворами [5, 17, 30].

Цель работы – на материале Si-недосыщенных, богатых Ca и K ультравысокотемпературных пирогенных пород (паралав) выявить направленность геохимической эволюции мелилитовых твердых растворов в процессе кристаллизации соответствующих расплавов. Продукты кристаллизации, кальсилит-ранкинит-волластонит-мелилитовые паралавы, содержат крупные минеральные индивиды, в том числе зональные кристаллы мелилита. Важным преимуществом выбранных природных систем является длительность процессов кристаллизации расплавов, существенно превышающая параметры, достижимые в экспериментах, что позволяет рассматривать эти ассоциации как квазиравновесные.

Аналитические методы

Для исследования выбраны два образца свежих паралав (h-07-Gr-1 и h-07-51-3). Для каждого образца впервые охарактеризованы составы семи сосуществующих минералов методами рентгеноспектрального микроанализа и ЛА-ИСП-МС, на основе чего рассчитаны соответствующие коэффициенты распределения элементов по формуле K_pЭл = [Эл$_{минерал}$]/[Эл$_{порода}$]. Для расчета величин K_p использовались средние содержания элементов в минерале и породе. Аналитические работы выполнены в ЦКП Многоэлементных и изотопных исследований ИГМ СО РАН (Новосибирск).

Диагностика минералов, характеристика их морфологии и определение химического состава осуществлены с использованием сканирующего электронного микроскопа Tescan MIRA 3 LMU с энергодисперсионной системой химического микроанализа AZtec Energy XMax-50+ (Oxford Instruments NanoAnalysis Ltd.). Ускоряющее напряжение составляло 20 кВ, ток пучка 1 нА, диаметр

Статья опубликована в открытом доступе по лицензии CC BY 4.0

пучка 3-10 мкм, время набора спектра 20 с. Для определения составов мелилита и граната также использовался микроанализатор JXA-8230 (Jeol Ltd.). Условия анализа: ускоряющее напряжение 20 кэВ, ток поглощенных электронов 20 нА, время счета 10 с на каждой аналитической линии, диаметр зонда 2 мкм при глубине вакуума в камере ≤ 0,001 Па. Эталоны: волластонит (Ca), гранат «O-145» (Si, Al, Fe, Mg), гранат «IGEM» (Mn), ортоклаз «O-359-1» (K), альбит (Na), стекло «Gl-10» (Sr), $BaTiSi_3O_9$ (Ba, Ti), $NiFe_2O_4$ (Ni), Cu_2O (Cu), $ZnFe_2O_4$ (Zn). Пределы обнаружения по критерию 3σ, мас.%: K_2O – 0,01; CaO, MnO, TiO_2 – 0,02; FeO – 0,03; Al_2O_3, NiO, CuO – 0,04; SrO, ZnO – 0,05; Na_2O, SiO_2, BaO – 0,06; MgO – 0,10.

Определение содержаний редких элементов в минералах проводилось методом ЛА-ИСП-МС с использованием квадрупольного масс-спектрометра с индуктивно связанной плазмой iCAP Qc (Thermo Scientific) с устройством лазерного пробоотбора NewWaveResearch 213 (Elemental Scientific) (лазер Nd:YAG, длина волны – 213 нм, частота импульсов – 10 Гц, плотность энергии ~5 Дж/см^2, диаметр лазерного пучка – 50 мкм). В качестве внешнего стандарта использовался образец стекла NIST 612, в качестве внутреннего стандарта – концентрации CaO в апатите, ранкините, волластоните, куспидине, мелилите и гранате, а также SiO_2 в кальсилите. Дрейф чувствительности прибора контролировался съемкой стандарта NIST 610 в качестве неизвестного образца. Время анализа составляло 90 с на каждой точке, включая 30 с для определения фоновых значений. Исследования выполнены в толстых плоскополированных шлифах и на индивидуальных зернах, извлеченных из минеральных монофракций. Определение микроэлементного состава пород выполнено методом ЛА-ИСП-МС из малых навесок (10-20 мг). В статье использованы сокращения минералов по [31]: Aak – алюмоакерманит ($NaCaAlSi_2O_7$), Ak – акерманит ($Ca_2MgSi_2O_7$), Ap – апатит, Brt – барит, Csp – куспидин, CSH – гидросиликаты Ca, Fe^{2+}-Ak – ферроакерманит ($Ca_2Fe^{2+}Si_2O_7$), Fe^{3+}-Gh – ферригеленит ($Ca_2Fe^{3+}{}_2SiO_7$), Gh – геленит ($Ca_2Al_2SiO_7$), Grt – гранат, Hdy – гардистонит ($Ca_2ZnSi_2O_7$), Kls – кальсилит, Mag – магнетит, Mll – мелилит, Rnk – ранкинит, Wo – волластонит.

Гранат-мелилит-волластонитовые паралавы из комплексов формации Хатрурим

Бассейн Хатрурим (Израиль) – крупнейший комплекс пирогенных пород на западном берегу Мертвого моря, образовавшийся в результате «метаморфизма горения», затронувшего осадочную толщу маастрихтских мергелисто-карбонатных биопродуктивных шельфовых осадков формации Гареб в период максимальной активизации в зоне трансформного разлома Мертвого моря (от 7 до 0,5 млн лет). В пирогенных комплексах формации Хатрурим, наряду с высокотемпературными мраморами и роговиками, присутствует уникальная группа высококальциевых плавленых пород – гранатовых паралав или гранатитов [24, 32, 33].

На юго-западном фланге антиклинали Гурим, находящейся в пределах бассейна Хатрурим, среди высокотемпературных роговиков изредка присутствуют жильные тела крупнозернистых паралав, богатых Ti-гранатом и мелилитом. Мощность жил обычно составляет 1-3 см, редко достигая 5-10 см (h-07-51-3). Жилы выходят на поверхность и имеют резкие границы с мелкозернистыми вмещающими роговиками, проникая вглубь не более, чем на 2-3 см. Наличие приконтактовых зон закалки в паралавах указывает на быстрое охлаждение расплавов при внедрении в более холодные породы.

Изученные породы относятся к категории Si-недосыщенных, богаты CaO; количества Fe_2O_3 и Al_2O_3 умеренные и сопоставимые, калий доминирует над натрием. Повышенное содержание фосфора и фтора определило присутствие в их протолите фосфоритов. Выбранные для исследования образцы крупнозернистых паралав (рис.1, *а*, *б*) происходят из центральных частей разобщенных прожилков, однако имеют близкий состав, мас.%: SiO_2 – 33,95-35,18; TiO_2 – 1,41-1,66; Al_2O_3 – 7,63-8,26; Fe_2O_3 – 7,61-8,82; MgO – 0,54-0,60; CaO – 40,76-41,41; Na_2O – 0,35-0,40; K_2O – 0,41-1,12; P_2O_5 – 1,78-1,81; SO_3 – 0,09-0,18; F – 0,42-0,48. Образцы разнятся только по степени вторичной карбонатизации (CO_2 0,89-1,42 мас.%), гидратации (H_2O 1,54-3,08 мас.%) и количеству ретроградных минералов (CSH, цеолиты, гипс, таумасит, кальцит).

Протолит пирогенных пород формации Хатрурим изначально был беден Mg, Mn, Rb, Pb, будучи при этом обогащенным элементами, типичными для биопродуктивных карбонатных осадков, формировавшихся в обстановке аноксии, – это P, S, Fe, а также V, Cr, Ni, Zn, Cu, Mo, Cd и U [33]. Паралавы, являясь производными этих осадков, наследуют их геохимические особенности (табл.1).

Статья опубликована в открытом доступе по лицензии CC BY 4.0

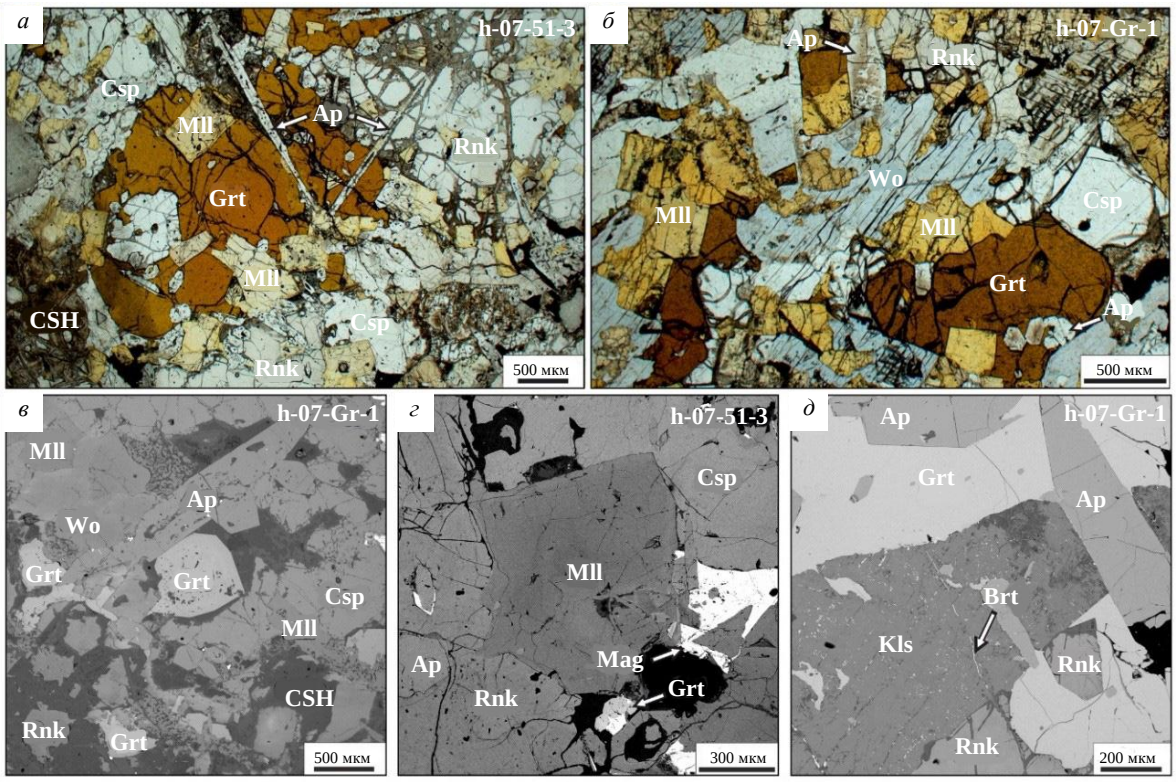


Рис.1. Морфология и взаимоотношения породообразующих и акцессорных минералов из высококальциевых паралав формации Хатрурим: *а-в* – общий вид образцов гранатовых паралав (ксеноморфные зерна волластонита, ранкинита и куспидина, слагающие до 2/3 объема породы, и крупные пойкилокристаллы фторапатита, зерна и кристаллы Ti-граната и мелилита); *г* – крупный зональный кристалл мелилита в ассоциации с ранкинитом, куспидином, гранатом и фторапатитом; *д* – крупное ксеноморфное зерно кальсилита с закономерными вростками барита; *а, б* – оптические фотографии, *в-д* – фото в обратнорассеянных электронах (BSE)

Содержания V, Cr, Ni, Cu, Zn составляют сотни ppm, Mo и U – десятки. Высокие концентрации Sr (1500-2400 ppm) и Ba (400-3200 ppm) в паралавах также отражают специфику карбонатных осадков, где может присутствовать аутигенный барит. Микроэлементный состав представительных образцов паралав, ранее детально охарактеризованный [34], позволяет заключить, что они обладают сходными характеристиками.

Таблица 1

Средний микроэлементный состав высококальциевых паралав формации Хатрурим по данным ЛА-ИСП-МС анализа, ppm

Элемент	Образец							
	h-07-51-3				h-07-Gr-1			
	Среднее, *n* = 5	*SD*	Мин	Макс	Среднее, *n* = 5	*SD*	Мин	Макс
Sc	31,5	1,16	30,2	32,9	32,6	1,35	31,0	34,7
V	281	17,6	264	305	493	25,9	459	531
Cr	628	61,5	580	697	454	84,0	309	528
Mn	142	6,38	136	151	243	27,4	214	286
Co	13,9	0,51	13,1	14,5	22,0	1,05	20,7	23,3
Ni	504	37,9	452	539	802	53,5	726	868
Cu	297	46,7	241	360	705	265	487	1133
Zn	1369	108	1247	1544	2763	205	2613	3116
Ga	10,3	0,69	9,30	11,0	27,6	1,21	26,5	29,6
Rb	12,3	1,45	9,94	13,9	52,8	2,67	49,4	55,3
Sr	1655	118	1515	1802	2766	88,2	2639	2868

Статья опубликована в открытом доступе по лицензии CC BY 4.0

Окончание табл.1

Элемент	Образец							
	h-07-51-3				h-07-Gr-1			
	Среднее, *n* = 5	*SD*	Мин	Макс	Среднее, *n* = 5	*SD*	Мин	Макс
Y	72,2	3,87	67,7	76,7	90,3	3,38	87,4	95,2
Zr	200	11,3	185	213	272	16,3	250	292
Nb	20,9	0,83	19,9	21,9	42,0	2,27	38,8	45,1
Cd	7,59	2,57	5,13	10,3	25,3	10,4	13,0	40,1
Cs	0,11	0,02	0,09	0,15	0,42	0,05	0,38	0,50
Ba	466	14,0	451	483	3640	189	3435	3934
La	36,1	1,49	33,7	37,7	60,0	3,40	57,4	65,7
Ce	51,3	2,21	48,1	54,1	78,3	5,38	72,4	84,0
Pr	6,88	0,25	6,48	7,11	11,1	0,39	10,5	11,5
Nd	28,0	1,67	25,3	29,4	38,4	1,55	37,0	41,0
Sm	5,46	0,73	4,89	6,38	7,60	0,46	7,05	8,12
Eu	1,51	0,15	1,37	1,75	2,00	0,12	1,89	2,20
Gd	6,68	0,44	6,04	7,26	8,67	0,33	8,24	9,00
Tb	1,09	0,09	1,00	1,23	1,43	0,05	1,37	1,51
Dy	7,00	0,27	6,64	7,26	8,88	0,26	8,47	9,07
Ho	1,60	0,06	1,52	1,68	2,06	0,12	1,92	2,22
Er	5,11	0,17	4,95	5,35	6,42	0,32	6,06	6,79
Tm	0,73	0,04	0,68	0,78	0,85	0,05	0,78	0,92
Yb	5,32	0,37	5,00	5,95	6,07	0,29	5,72	6,42
Lu	0,79	0,04	0,72	0,82	0,95	0,07	0,87	1,06
Hf	5,45	0,20	5,14	5,64	6,29	0,21	5,96	6,51
Ta	1,40	0,09	1,33	1,56	2,37	0,10	2,22	2,49
Pb	8,55	0,32	8,05	8,92	24,0	1,49	22,3	25,7
Th	6,24	0,33	5,78	6,70	9,45	0,53	8,88	10,2
U	65,3	4,85	58,4	71,8	119	7,05	113	131

Примечание. *n* – число анализов; *SD* – стандартное отклонение; Мин – минимальное содержание; Макс – максимальное содержание.

Гранатовые паралавы состоят из волластонита, ранкинита, мелилитовых твердых растворов, Ti-андрадита, фторапатита, кальсилита, куспидина (±флеймит) и акцессорных фаз-концентраторов Ba, V, Fe, Ni, Cu. В изученных образцах первыми кристаллизуются пойкилокристаллы фторапатита, в которых присутствуют микроиндивиды сульфидов K-Fe-Ni-Cu, фаз серии твердых растворов задовит-арадит $BaCa_6((SiO_4)(PO_4))(PO_4)_2F$-$BaCa_6((SiO_4)(VO_4))(VO_4)_2F$, гуримита $Ba_3(VO_4)_2$ и барита (рис.1, *а*, *в*, рис.2). Следом кристаллизуются силикаты Ca – волластонит



Рис.2. Схема последовательности кристаллизации минералов в изученных высококальциевых паралавах формации Хатрурим. Сплошная линия – установленная последовательность кристаллизации, пунктирная линия – предполагаемая последовательность

Статья опубликована в открытом доступе по лицензии CC BY 4.0

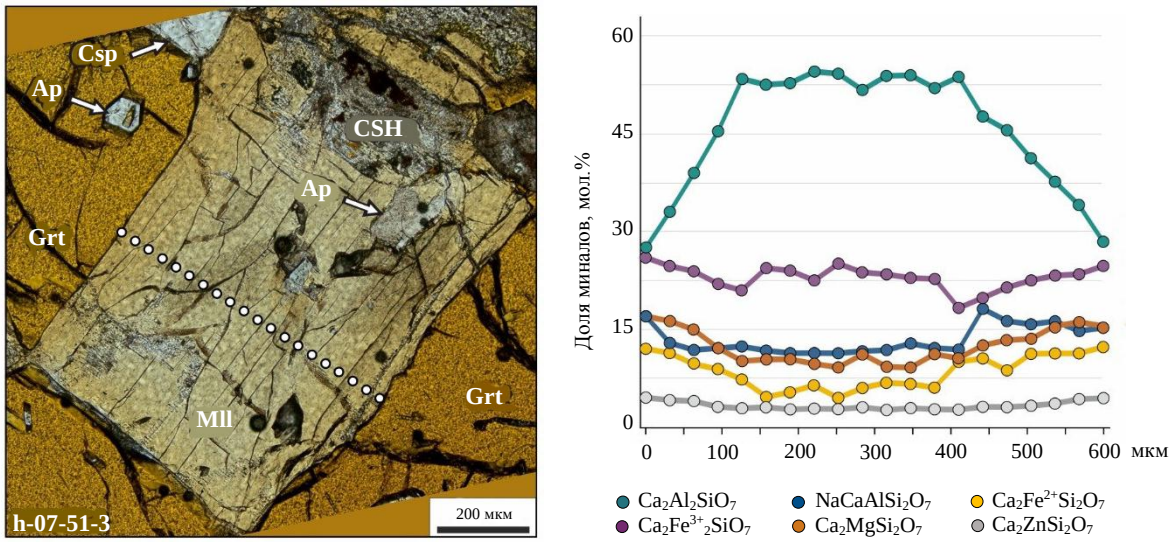


Рис.3. Профиль зонального зерна мелилита из ассоциации с гранатом, куспидином и фторапатитом (оптическое фото) из высококальциевых паралав формации Хатрурим. Профиль построен по данным рентгеноспектрального микроанализа

и ранкинит, а также фторсиликат Ca – куспидин. Волластонит свежий, образует крупные частично ограненные зерна (до 2 мм), содержит включения фторапатита (до 200-400 мкм). Ранкинит образует крупные ксеноморфные зерна (до 2 мм), часто трещиноватые и частично замещенные гидросиликатами Ca (см. рис.1, *а-в*). Зерна ранкинита в основном лишены минеральных включений (за исключением фторапатита), но содержат обильные расплавные включения. Куспидин образует как крупные ксеноморфные зерна (до 1 мм), так и их сегрегации (300-400 мкм), содержит многочисленные включения фторапатита (см. рис.1, *а-г*).

Мелилит, кристаллизующийся вслед за силикатами Ca и отчасти совместно с ними, образует крупные (до 1-2 мм) зональные кристаллы и зерна с единичными включениями более ранних фаз (фторапатит и флеймит) (см. рис.1, *а, б, г*, рис.3). Минерал слабо подвержен замещению. Эти особенности обеспечили возможность определения микроэлементного состава мелилита и его зональности методом ЛА-ИСП-МС. Ti-андрадит – одна из поздних фаз в паралавах – образует крупные зональные и секториальные кристаллы с включениями фторапатита, волластонита, глиноземистого мелилита и закономерными врастками флеймита (см. рис.1, *а-в*), а также не подвержен замещению. Кальсилит завершает процесс кристаллизации пирогенных расплавов. Он образует крупные ксеноморфные зерна до 1-2 мм, часто заполняет интерстиции и содержит многочисленные микровключения, чаще всего барита, иногда частично изменен (см. рис.1, *д*). Микровкрапленность Fe-Ni шпинелидов присутствует спорадически. Отсутствие стекол в интерстициях и редкость расплавных включений указывает на то, что богатые CaO Si-недосыщенные маловязкие расплавы при быстром охлаждении кристаллизовались целиком, подобно шлакам. Термобарометрия расплавных включений, анализ диаграммы системы $CaO–SiO_2–Al_2O_3$ и эксперименты по плавлению пород позволили реконструировать их кристаллизационные тренды в интервале температур от 1500 до 1100 °C [32].

Результаты

Макрокомпонентный и микроэлементный состав минералов паралав. Фторапатит постоянно содержит, мас.%, среднее: SiO_2 5,0; SO_3 3,9; SrO до 1,4 и V_2O_3 до 0,7; эпизодически – FeO до 1,1. Усредненная кристаллохимическая формула минерала $(Ca_{4,9}Sr_{\leq 0,1})_{\sum 5,0}(P_{2,4}Si_{0,4}S_{0,2}V_{\leq 0,1})_{\sum 3,0}O_{12,0}F_{0,9}(OH)_{0,1}$ (n = 21). Фторапатит концентрирует легкие редкоземельные элементы (ΣLREE = 390-770 ppm; ΣREE = 400-900 ppm), Th (до 85,0 ppm) и U (до 144 ppm). Во фторапатите из h-07-51-3 обнаружен Pb (среднее 24,6 ppm) (табл.2, 3, приложения 1, 2).

Средний состав волластонита $Ca_{1,0}Si_{1,0}O_{3,0}$ (n = 22), спорадические примеси – FeO (до 0,5 мас.%) и TiO_2 (до 0,4 мас.%). Микроэлементный состав выдержанный и достаточно бедный. Постоянно присутствует Sr (650-1200 ppm). Содержания Ba на порядок ниже (9,00-90,0 ppm). Суммарное содержание REE = 30,0-80,0 ppm; Ti до 800 ppm (табл.3, приложение 1).

Статья опубликована в открытом доступе по лицензии CC BY 4.0

Таблица 2

Средние содержания REE и Y в породообразующих и второстепенных минералах из высококальциевых паралав формации Хатрурим по данным ЛА-ИСП-МС анализа, ppm

Элемент	Y	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
Фторапатит, h-07-51-3 (n = 3)															
Среднее	65,4	207	277	27,6	80,0	12,0	2,85	12,4	1,44	7,88	1,60	4,84	0,59	3,46	0,46
SD	12,3	46,6	101	3,35	3,48	2,09	0,93	4,32	0,55	2,69	0,54	2,48	0,32	2,09	0,25
Мин	57,2	163	214	24,7	76,1	10,4	2,28	9,44	1,06	6,19	1,21	3,12	0,39	2,25	0,32
Макс	79,6	255	394	31,3	82,8	14,3	3,93	17,3	2,07	11,0	2,21	7,68	0,96	5,87	0,75
K_p	0,91	5,74	5,14	4,00	2,86	2,19	1,88	1,85	1,31	1,12	1,00	0,95	0,81	0,65	0,59
Волластонит, h-07-51-3 (n = 4)															
Среднее	21,3	16,6	20,6	3,97	14,5	3,35	1,17	3,84	0,78	3,15	0,96	1,91	0,48	1,43	0,47
SD	12,9	6,07	12,6	2,02	7,33	2,39	1,20	2,91	0,85	2,49	1,00	1,51	0,68	1,30	0,71
Мин	4,26	10,9	9,66	1,85	5,56	0,91	0,20	0,55	0,10	0,48	0,10	0,29	0,05	0,24	0,06
Макс	31,4	24,9	38,5	6,67	22,8	6,47	2,90	7,46	2,02	6,28	2,39	3,76	1,50	3,12	1,53
K_p	0,30	0,46	0,40	0,58	0,52	0,61	0,77	0,58	0,72	0,45	0,60	0,37	0,66	0,27	0,60
Ранкинит, h-07-51-3 (n = 3)															
Среднее	36,6	20,0	20,8	4,14	14,7	2,69	0,74	3,51	0,54	3,52	0,80	2,32	0,33	2,01	0,33
SD	11,1	15,4	21,3	2,12	6,75	0,40	0,03	0,35	0,14	1,17	0,26	0,72	0,09	0,38	0,08
Мин	23,9	10,4	812	2,85	9,43	2,25	0,71	3,17	0,38	2,21	0,49	1,49	0,22	1,59	0,24
Макс	44,3	37,7	45,4	6,59	22,3	3,02	0,77	3,88	0,63	4,43	0,97	2,76	0,39	2,32	0,40
K_p	0,51	0,55	0,41	0,60	0,53	0,49	0,49	0,52	0,50	0,50	0,50	0,45	0,45	0,38	0,42
Куспидин, h-07-Gr-1 (n = 10)															
Среднее	100	28,0	97,7	6,90	26,4	6,13	1,67	7,59	1,35	9,74	2,57	8,70	1,36	10,7	1,65
SD	18,5	5,99	10,5	0,82	2,58	0,75	0,25	1,18	0,22	1,54	0,48	1,71	0,26	2,65	0,31
Мин	75,5	20,8	79,1	5,67	24,3	5,31	1,29	5,89	0,96	7,34	1,85	6,08	1,01	7,48	1,28
Макс	139	39,8	111	8,12	32,0	7,69	2,18	9,67	1,76	13,1	3,49	11,7	1,96	16,8	2,42
K_p	1,11	0,47	1,25	0,62	0,69	0,81	0,84	0,88	0,94	1,10	1,25	1,35	1,59	1,76	1,73
Гранат – низко-Ti центральные зоны, h-07-51-3 (n = 2)															
Среднее	103	20,1	76,0	12,5	55,8	12,7	3,44	13,0	1,88	12,0	2,48	8,32	1,21	8,79	1,51
SD	8,01	4,00	2,52	2,21	7,46	1,80	0,21	1,11	0,15	0,22	0,32	0,78	0,01	0,40	0,09
Мин	97,2	17,3	74,3	10,9	50,5	11,4	3,29	12,2	1,77	11,8	2,26	7,76	1,20	8,50	1,45
Макс	109	23,0	77,8	14,0	61,0	13,9	3,59	13,8	1,99	12,1	2,71	8,87	1,22	9,07	1,58
K_p	1,42	0,56	1,48	1,81	1,99	2,32	2,27	1,94	1,72	1,71	1,55	1,63	1,66	1,65	1,93
Гранат – высоко-Ti краевые зоны, h-07-51-3 (n = 6)															
Среднее	401	13,0	79,5	9,54	59,3	19,9	6,32	31,2	5,34	40,0	9,65	32,2	4,81	36,0	5,98
SD	88,5	3,87	28,0	2,71	14,3	4,57	1,40	6,36	1,36	10,1	2,73	9,27	1,36	10,1	1,48
Мин	326	8,50	43,0	5,96	42,2	14,2	4,51	25,7	3,97	32,0	7,88	26,6	3,79	29,2	4,69
Макс	573	17,2	112	12,6	76,8	24,4	8,22	42,3	7,81	59,2	15,0	50,5	7,43	56,0	8,77
K_p	5,55	0,36	1,55	1,39	2,12	3,65	4,17	4,66	4,88	5,72	6,03	6,30	6,62	6,78	7,61
Мелилит – низко-Fe центральные зоны, h-07-51-3 (n = 5)															
Среднее	1,53	1,85	1,94	0,41	1,59	0,31	0,09	0,32	0,04	0,21	0,04	0,11	0,01	0,07	0,01
SD	0,16	0,10	0,16	0,03	0,18	0,06	0,01	0,04	0,01	0,03	0,00	0,03	0,00	0,02	0,00
Мин	1,32	1,71	1,76	0,37	1,39	0,23	0,08	0,25	0,03	0,17	0,03	0,08	0,01	0,04	0,01
Макс	1,71	1,95	2,18	0,44	1,83	0,37	0,09	0,36	0,05	0,25	0,04	0,14	0,02	0,10	0,01
K_p	0,02	0,05	0,04	0,06	0,06	0,06	0,06	0,05	0,04	0,03	0,02	0,02	0,02	0,01	0,01
Мелилит – высоко-Fe краевые зоны, h-07-51-3 (n = 11)															
Среднее	0,67	4,67	4,86	0,74	2,44	0,28	0,09	0,23	0,02	0,11	0,02	0,05	0,01	0,04	0,01
SD	0,35	1,17	1,17	0,11	0,54	0,12	0,03	0,12	0,02	0,08	0,02	0,04	0,01	0,05	0,01
Мин	0,10	3,05	2,78	0,58	1,43	0,11	0,04	0,05	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
Макс	1,29	6,88	6,78	0,89	3,60	0,54	0,14	0,51	0,06	0,33	0,07	0,14	0,02	0,16	0,02
K_p	0,01	0,13	0,09	0,11	0,09	0,05	0,06	0,03	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Кальсилит, h-07-Gr-1 (n = 21)															
Среднее	1,55	3,97	5,57	0,59	1,80	0,31	0,12	0,25	0,04	0,21	0,04	0,14	0,02	0,15	0,03
SD	0,72	2,20	2,62	0,32	0,87	0,15	0,07	0,12	0,02	0,09	0,02	0,08	0,01	0,06	0,04
Мин	0,66	1,43	2,25	0,21	0,61	0,12	0,03	0,08	0,01	0,07	0,01	0,05	0,00	0,06	0,00
Макс	2,94	9,18	9,86	1,15	3,30	0,60	0,27	0,51	0,08	0,37	0,09	0,32	0,05	0,25	0,19
K_p	0,02	0,07	0,07	0,05	0,05	0,04	0,06	0,03	0,03	0,02	0,02	0,02	0,03	0,02	0,03

Статья опубликована в открытом доступе по лицензии CC BY 4.0

Таблица 3

Средний микроэлементный состав породообразующих и второстепенных минералов из высококальциевых паралав формации Хатрурим по данным ЛА-ИСП-МС анализа, ppm

Элемент	Sc	Ti	V	Cr	Mn	Co	Ni	Cu	Zn	Ga	Rb	Sr	Zr	Nb	Ba	Hf	Ta	Th	U
Фторапатит, h-07-51-3 (n = 3)																			
Среднее	2,38	578	1662	61,3	137	8,82	103	572	723	7,39	4,60	3296	10,9	1,39	1128	0,15	0,02	25,1	37,8
SD	0,35	370	1129	76,1	153	14,0	114	204	1035	4,38	5,72	1427	8,87	1,14	873	0,15	0,004	3,46	14,5
Мин	1,99	215	531	13,9	19,1	0,55	6,11	427	69,9	2,76	0,56	1665	5,20	0,59	127	0,05	0,02	22,3	21,1
Макс	2,67	954	2788	149	310	25,0	229	716	1916	11,5	8,65	4312	21,1	2,70	1729	0,32	0,03	29,0	47,2
K_p	0,08	0,07	5,91	0,10	0,96	0,63	0,20	1,92	0,53	0,72	0,38	1,99	0,05	0,31	2,42	0,03	0,02	4,03	0,58
Волластонит, h-07-51-3 (n = 4)																			
Среднее	7,24	485	19,3	3,41	26,1	0,94	7,38	0,25	7,02	0,49	0,75	836	2,43	0,36	12,6	0,28	0,37	0,67	0,37
SD	0,88	152	6,79	0,48	11,8	0,56	1,70	0,001	3,36	0,23	0,18	147	3,28	0,64	4,57	0,51	0,51	0,76	0,11
Мин	6,05	247	13,0	3,07	17,7	0,57	6,18	0,25	4,65	0,32	0,63	662	0,17	0,01	9,00	0,01	0,01	0,14	0,24
Макс	8,10	680	26,5	3,75	34,4	1,58	8,58	0,25	9,40	0,65	0,88	1011	7,13	1,31	17,7	1,05	0,73	1,54	0,46
K_p	0,23	0,06	0,07	0,01	0,18	0,07	0,01	0,01	0,01	0,05	0,06	0,50	0,01	0,02	0,03	0,05	0,26	0,11	0,01
Ранкинит, h-07-51-3 (n = 3)																			
Среднее	6,00	139	16,8	11,7	25,5	0,91	4,78	100	35,9	0,21	нпо	793	0,14	0,02	10,0	нпо	нпо	0,12	0,07
SD	0,34	10,4	13,5	10,3	1,25	0,28	0,12	88,8	5,72	0,12	–	7,48	0,07	0,01	1,03	–	–	0,09	0,04
Мин	5,73	130	8,85	0,09	24,7	0,62	4,70	1,24	29,6	0,12	нпо	787	0,07	0,01	9,31	нпо	нпо	0,07	0,03
Макс	6,39	150	32,4	19,8	26,4	1,18	4,87	173	40,7	0,34	нпо	798	0,20	0,03	10,8	нпо	нпо	0,22	0,11
K_p	0,19	0,02	0,06	0,02	0,18	0,07	0,01	0,34	0,03	0,02	–	0,48	0,01	0,01	0,02	–	–	0,02	0,01
Куспидин, h-07-Gr-1 (n = 10)																			
Среднее	15,8	909	31,4	21,2	33,4	0,37	1,79	3,25	6,70	0,59	1,82	1434	1112	164	53,4	21,5	9,90	24,3	1347
SD	2,40	160	12,3	19,2	6,14	0,12	0,99	2,60	3,74	0,35	1,51	264	262	32,2	30,0	5,52	3,20	4,63	492
Мин	12,8	702	17,1	7,61	26,2	0,19	0,85	0,12	1,75	0,16	0,14	984	637	86,9	23,1	12,9	2,42	17,4	547
Макс	21,7	1257	54,9	34,7	42,4	0,61	3,38	8,47	10,8	1,38	4,30	1971	1590	197	95,0	34,0	14,0	33,1	2059
K_p	0,48	0,07	0,06	0,05	0,14	0,02	0,01	0,01	0,01	0,02	0,03	0,52	4,08	3,92	0,01	3,41	4,18	2,57	11,35
Гранат – низко-Ti центральные зоны, h-07-51-3 (n = 2)																			
Среднее	27,1	28498	882	29,3	37,6	1,93	71,2	1,31	20,9	5,39	0,82	51,4	231	80,4	0,28	3,98	6,97	20,8	113
SD	3,09	6576	6,56	5,14	11,8	0,62	16,1	0,09	3,00	0,78	0,01	4,65	22,7	6,08	0,17	0,37	0,77	3,44	17,6
Мин	24,9	23848	817	25,7	29,3	1,49	59,8	1,25	18,8	4,84	0,81	48,1	215	76,1	0,15	3,72	6,42	18,4	101
Макс	29,3	33148	827	32,9	45,9	2,37	82,6	1,38	23,0	5,94	0,83	54,7	247	84,8	0,40	4,24	7,51	23,3	126
K_p	0,86	3,38	2,92	0,05	0,26	0,14	0,14	0,01	0,02	0,52	0,07	0,03	1,16	3,85	0,01	0,73	4,98	3,34	1,73
Гранат – высоко-Ti краевые зоны, h-07-51-3 (n = 6)																			
Среднее	202	63013	245	4581	48,9	1,37	82,8	306	213	5,60	нпо	35,7	2190	38,4	0,30	51,9	7,29	16,6	24,1
SD	66,3	9036	95,4	3536	14,2	0,40	23,7	648	366	1,15	–	8,94	516	11,9	0,33	15,6	1,45	5,41	7,86
Мин	159	54631	141	1584	31,5	0,85	50,8	4,22	37,8	3,91	нпо	23,9	1669	24,3	0,03	38,5	5,73	11,8	16,6
Макс	336	79402	339	10609	61,6	1,86	104	1621	959	6,97	нпо	43,7	2873	51,2	0,73	82,0	9,67	24,0	33,6
K_p	6,43	7,47	0,87	7,30	0,34	0,10	0,16	1,03	0,16	0,54	–	0,02	10,95	1,84	0,01	9,51	5,21	2,65	0,37
Мелилит – низко-Fe центральные зоны, h-07-51-3 (n = 5)																			
Среднее	4,38	122	1,35	5,21	30,2	20,0	297	281	1655	25,5	2,40	1387	1,29	0,03	26,3	нпо	нпо	0,02	0,02
SD	0,52	11,0	0,83	1,12	4,47	2,90	29,8	327	121	1,27	1,89	245	2,72	0,03	8,56	–	–	0,02	0,02
Мин	3,46	109	0,52	4,09	23,4	16,9	227	92,5	1475	24,3	0,79	1014	0,07	0,01	17,3	нпо	нпо	0,01	0,01
Макс	4,72	133	2,53	6,39	35,8	22,8	301	857	1798	27,5	4,97	1636	6,16	0,09	36,4	нпо	нпо	0,05	0,05
K_p	0,14	0,01	0,01	0,01	0,21	1,43	0,55	0,94	1,21	2,47	0,20	0,84	0,01	0,01	0,06	–	–	0,01	0,01
Мелилит – высоко-Fe краевые зоны, h-07-51-3 (n = 11)																			
Среднее	5,65	184	18,0	10,9	283	46,6	790	515	7547	25,8	0,73	4021	0,11	0,07	806	нпо	нпо	0,07	0,23
SD	0,49	30,3	22,3	13,4	199	13,7	219	377	1980	2,38	0,56	1809	0,13	0,12	996	–	–	0,09	0,10
Мин	4,97	130	0,60	1,85	54,2	31,3	459	76,3	2574	21,2	0,01	2047	0,01	0,01	39,7	нпо	нпо	0,01	0,11
Макс	6,49	231	59,3	45,3	729	69,3	1154	1136	10355	29,7	1,73	6469	0,48	0,38	3019	нпо	нпо	0,28	0,37
K_p	0,18	0,02	0,06	0,02	1,99	3,34	1,57	1,73	5,51	2,50	0,06	2,43	0,01	0,01	1,73	–	–	0,01	0,01
Кальсилит, h-07-Gr-1 (n = 21)																			
Среднее	9,17	216	51,1	55,4	27,5	0,56	2,82	62,6	68,7	14,8	348	317	55,8	8,72	2032	1,26	0,26	0,56	1,87
SD	3,88	96,5	86,5	75,6	12,1	0,38	2,65	73,4	77,0	12,0	314	149	25,1	3,65	2528	0,61	0,12	0,25	1,04
Мин	4,22	86,2	2,47	2,46	11,2	0,11	0,68	2,30	1,71	3,19	33,9	103	25,0	4,04	273	0,52	0,10	0,25	0,46
Макс	14,7	347	389	281	48,9	1,67	13,5	230	310	42,5	1351	806	96,2	14,9	8563	2,36	0,43	0,98	4,12
K_p	0,28	0,02	0,10	0,12	0,11	0,03	0,01	0,09	0,02	0,53	6,59	0,11	0,20	0,21	0,56	0,20	0,11	0,06	0,02

Примечания: нпо – ниже предела обнаружения; Cd (среднее) – фторапатит (2,31 ppm, K_p = 0,31); гранат – высоко-Ti краевые зоны (1,75 ppm, K_p = 0,23); мелилит – высоко-Fe краевые зоны (1,97 ppm, K_p = 0,26). Cs (среднее) – кальсилит (2,68 ppm, K_p = 6,32); Pb (среднее) – фторапатит (24,6 ppm, K_p = 2,87); куспидин (1,59 ppm, K_p = 0,07); кальсилит (8,45 ppm, K_p = 0,35).

Статья опубликована в открытом доступе по лицензии CC BY 4.0

Средний состав ранкинита $Ca_{3,0}Si_{2,0}O_{7,0}$ (n = 17), из примесей обнаружены только железо (FeO ≤ 0,7 мас.%) и Sr (750-1300 ppm). Суммарное содержание REE = 40,0-130 ppm; Ti ≤ 250 ppm (табл.3, приложение 1).

Состав куспидина отвечает теоретическому $Ca_{4,0}Si_{2,0}O_{7,0}F_{2,0}$ (n = 12). Содержание Sr умеренное (950-2000 ppm), Ba – низкое (23-95 ppm). Концентрации высокозарядных элементов Ti (700-1300 ppm), Zr (630-1600), Nb (86,0-200) высокие, а содержание U достигает 2100 ppm. При этом суммарное содержание REE ≤ 260; Th ≤ 35,0; Hf ≤ 34,0; Ta ≤ 14,0 ppm (см. табл.2, 3, приложения 1, 2).

По мере кристаллизации расплава макрокомпонентный состав мелилита существенным образом менялся (рис.3, 4), что наглядно иллюстрирует профиль зонального кристалла и данные (табл.4, приложение 3). Приведенный ниже средний состав ядер определен по 80 индивидуальным анализам кристаллов, кайм – по 65 анализам из двух образцов паралав. Ядра мелилитов богаты Al_2O_3 (в среднем 23,7 мас.%) при умеренном содержании FeO (6,7) и MgO (1,9), а также низких Na_2O (0,7) и K_2O (0,4). Каймы существенно беднее Al_2O_3 (10,8), но богаче FeO (8,9) и MgO (5,0). Натрий, который в породе является примесным элементом (0,4 мас.%), становится макрокомпонентом в мелилите на заключительном этапе роста (Na_2O = 1,9 мас.%, среднее). Симптоматично, что количества петрогенного калия (K_2O 0,4-1,1 мас.% в породе) и примесного Zn (1250-3120 ppm в породе) в составе поздних мелилитов становятся сопоставимыми (K_2O = 0,8 мас.%; ZnO = 1,2 мас.%, среднее).

В гранатовых паралавах мелилиты всех составов выступают главными аккумуляторами Zn (до 7000 ppm в ядрах и до 17000 ppm в каймах), Co (до 90 ppm), Ga (до 63 ppm), а также обогащены Sr (1000-7500 ppm). Содержания этих элементов систематически выше в каймах, где также зафиксировано накопление, ppm: Cu (до 4016), Ni (до 2060), Mn (до 729) (см. табл.3, приложение 1).

Кристаллохимические формулы, соответствующие средним составам ядер и кайм мелилитовых кристаллов из гранатовых паралав – $Gh_{53}Fe^{3+}$-$Gh_{22}Ak_{15}Fe^{2+}$-$Ak_6Hdy_2Aak_2$ и Gh_2Fe^{3+}-$Gh_{34}Ak_{36}Fe^{2+}$-$Ak_1Hdy_6Aak_{21}$ соответственно. В ядрах преобладают геленитовый и ферригеленитовый миналы $Gh_{53}Fe^{3+}$-Gh_{22}. Суммарная доля миналов акерманита и ферроакерманита – 21 мол.% ($Ak_{15}Fe^{2+}$-Ak_6), вклады Na- и Zn-миналов низкие (Hdy_2Aak_2). Каймы содержат близкие количества акерманитового (Ak_{36}) и ферригеленитового (Gh_2Fe^{3+}-Gh_{34}) миналов, доля Na-содержащего алюмоакерманита возрастает до 21 мол.% (Aak_{21}), а Zn-содержащего достигает 6 мол.% (Hdy_6). Суммарное содержание REE в мелилите не превышает 20 ppm.

Гранат, одна из поздних фаз, образует в паралавах зональные кристаллы (до 2-3 мм) с включениями фторапатита, волластонита, мелилита и вростками флеймита (см. рис.1, *а-в*). Ядра гранатов

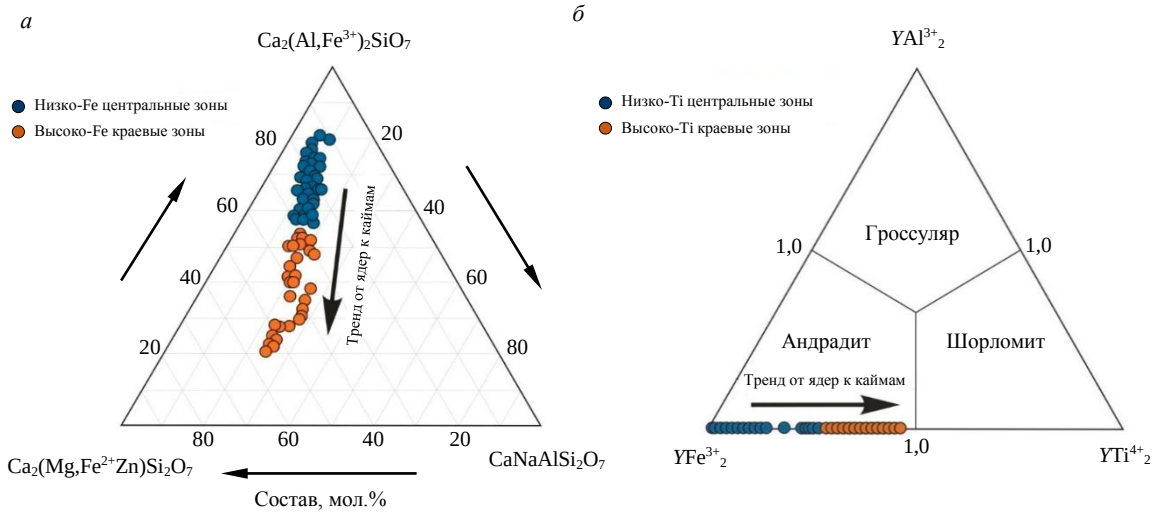


Рис.4. Треугольные диаграммы составов для мелилитов (*а*) и гранатов (*б*) из высококальциевых паралав формации Хатрурим: *а* – составы мелилитов в координатах $Ca_2(Mg,Fe^{2+},Zn)Si_2O_7$–$Ca_2(Al,Fe^{3+})_2SiO_7$–$CaNaAlSi_2O_7$, мол.%; *б* – составы гранатов в координатах YFe^{3+}_2–YAl^{3+}_2–YTi^{4+}_2 (формульные коэффициенты, рассчитаны на 8 катионов). Диаграмма построена для катионов, занимающих структурную позицию Y, исходя из общей формулы минералов группы граната – $X_3Y_2Z_3O_{12}$, согласно номенклатуре [35]

Статья опубликована в открытом доступе по лицензии CC BY 4.0

по составу близки к андрадиту и в среднем содержат 5,3 мас.% TiO_2 и 820-3350 ppm V (n = 15) – $(Ca_{3,0}(Fe^{3+}_{1,6}Ti_{0,3}V_{\le 0,01})_{\sum 2,0}(Si_{1,67}Al_{0,2}Fe^{3+}_{0,2})_{\sum 3,0}O_{12,0})$. Каймы обогащены $TiO_{2\,ср}$ = 11,3 мас.%, а также, ppm: Cr 1000-10000, Zr 150-2990, Y 80,0-600, Sc 15,0-340, Nb 24,0-125, Hf до 82,0 и Ta до 11. Их средний состав – $Ca_{3,0}(Fe^{3+}_{1,2}Ti_{0,7}Cr_{0,04}Sc_{\le 0,01}Fe^{2+}_{\le 0,01})_{\sum 2,0}(Si_{2.,3}Fe^{3+}_{0,5}Al_{0,3})_{\sum 3,0}O_{12,0}$ (n = 60) (приложение 4). Гранаты аккумулируют Th (до 30 ppm) и U (до 130 ppm) при содержании REE, достигающем 570 ppm (см. табл.2, 3, приложения 1, 2).

Таблица 4

Представительные анализы мелилитов из высококальциевых паралав формации Хатрурим по данным электронно-зондового анализа, мас.%

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO_2	25,31	26,29	27,04	27,19	27,85	28,75	29,14	30,27	31,41	31,71	32,73	34,32
Al_2O_3	24,17	23,62	22,94	22,79	20,94	19,23	18,33	17,31	16,53	14,59	12,89	11,94
FeO*	0,00	0,00	0,00	0,15	0,00	0,53	0,86	0,45	0,00	0,00	0,33	0,00
Fe_2O_3*	7,29	7,73	7,40	7,93	7,82	7,95	8,68	9,94	8,35	9,29	10,31	10,07
MgO	1,84	2,06	2,16	1,86	2,27	2,54	2,62	2,77	3,05	3,10	3,63	3,88
CaO	39,49	39,23	39,44	38,07	38,41	37,89	37,48	37,55	37,16	36,23	36,55	36,21
Na_2O	0,40	0,47	0,49	0,80	0,63	0,77	1,02	0,92	1,23	1,67	1,54	1,71
K_2O	0,17	0,25	0,30	0,42	0,42	0,53	0,43	0,60	0,67	0,54	0,63	0,80
ZnO	0,46	0,70	0,41	0,49	0,68	0,83	0,92	1,13	0,85	1,47	1,61	1,02
Сумма	99,13	100,35	100,18	99,70	99,02	99,02	99,48	100,94	99,25	99,01	100,22	99,95
Формульные коэффициенты, рассчитанные на 7 атомов O												
Si^{4+}	1,227	1,267	1,311	1,325	1,193	1,317	1,438	1,543	1,314	1,384	1,502	1,505
Al^{3+}	1,301	1,267	1,214	1,170	1,343	1,167	0,951	0,757	1,141	1,024	0,815	0,788
Fe^{2+}	0,000	0,000	0,000	0,006	0,000	0,021	0,034	0,018	0,000	0,000	0,013	0,000
Fe^{3+}	0,257	0,271	0,260	0,283	0,278	0,283	0,310	0,358	0,299	0,331	0,367	0,363
Mg^{2+}	0,143	0,151	0,155	0,176	0,129	0,160	0,208	0,238	0,186	0,181	0,219	0,232
Ca^{2+}	1,963	1,981	1,939	1,946	1,995	1,946	1,892	1,825	1,955	1,903	1,839	1,888
Na^{+}	0,057	0,045	0,061	0,071	0,037	0,058	0,107	0,161	0,054	0,104	0,153	0,120
K^{+}	0,018	0,018	0,024	0,020	0,010	0,025	0,031	0,040	0,018	0,032	0,033	0,044
Zn^{2+}	0,019	0,014	0,020	0,027	0,016	0,024	0,030	0,039	0,032	0,041	0,051	0,051
Миналы, мол.%												
$Ca_2Al_2SiO_7$	49,69	47,58	45,32	41,99	51,29	41,61	26,47	11,83	39,71	29,12	14,48	14,89
$Ca_2Fe^{3+}{}_2SiO_7$	26,88	28,20	27,08	29,15	28,99	29,12	31,93	37,57	30,76	34,44	37,95	38,25
$Ca_2MgSi_2O_7$	15,79	14,88	16,88	16,99	13,45	16,46	21,42	24,97	19,14	18,83	22,65	24,45
$NaCaAlSi_2O_7$	6,16	7,36	8,53	8,68	4,60	8,18	13,60	19,65	7,10	13,34	18,30	15,98
$Ca_2Fe^{2+}Si_2O_7$	0,00	0,00	0,00	0,62	0,00	2,16	3,50	1,89	0,00	0,00	1,34	0,00
$Ca_2ZnSi_2O_7$	1,46	1,98	2,19	2,57	1,67	2,47	3,09	4,09	3,29	4,27	5,27	6,43

* Содержания FeO и Fe_2O_3 рассчитаны по стехиометрии.

Средний состав кальсилита $(K_{0,9}Na_{0,1})_{\sum 1,0}(Al_{0,9}Fe_{0,1})_{\sum 1,0}Si_{1,0}O_{4,0}$ (n = 11), постоянные примеси – FeO (3,0-3,9 мас.%) и Na_2O (0,3-1,0 мас.%). Кальсилит выступает главным концентратором Ba (до 8500 ppm) и единственным – Rb (до 1350 ppm), накапливая умеренные количества Sr (100-800 ppm). Суммарное содержание REE крайне низкое – 5-26 ppm (см. табл.3, приложение 1).

Обсуждение результатов

Последовательность кристаллизации минералов паралав и особенности накопления ими микроэлементов. Кристаллизация Si-недосыщенных пирогенных расплавов, изначально богатых Ca и обогащенных Fe и K, осуществлялась по схеме роста из расплава серии силикатов, в которых последовательно снижается Ca/Si отношение [32, 34]. Этот тренд не включает перитектических реакций, которые являются неотъемлемой особенностью фазовых диаграмм, описывающих кристаллизацию высококальциевых недосыщенных кремнеземом магм, и резко осложняют анализ фракционирования микроэлементов мелилитовыми твердыми растворами [17, 36, 37]. Эта особенность паралав обеспечила возможность определения K_p редких и рассеянных элементов в мелилитовых твердых растворах, сопутствующих им силикатах и фторапатите.

Статья опубликована в открытом доступе по лицензии CC BY 4.0

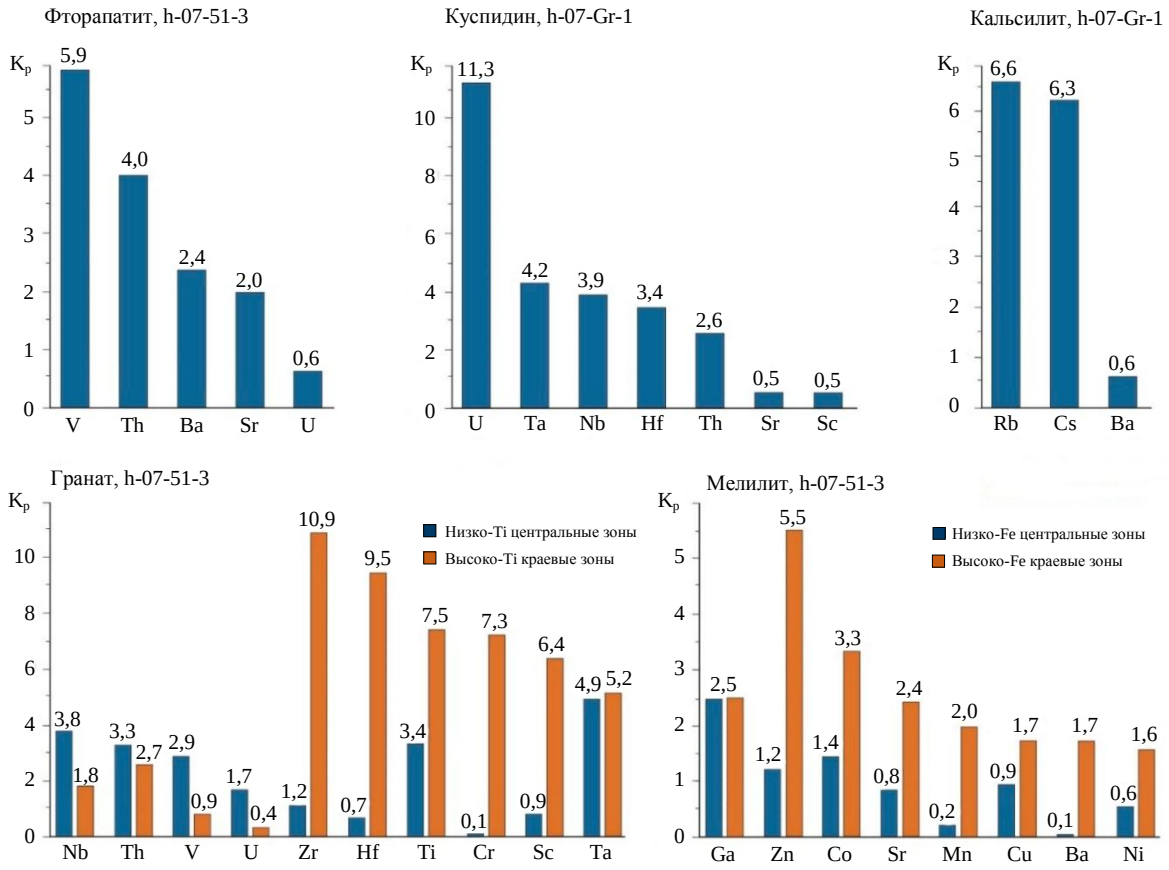


Рис.5. Коэффициенты распределения типоморфных микроэлементов в породообразующих минералах высококальциевых паралав формации Хатрурим

Фторапатит начинает кристаллизацию пирогенных расплавов и является главным депо V (K_p = 2,7-5,9), LREE и MREE (K_p = 1,1-5,7) и Th (K_p = 4,0-5,2). Он также неизменно обогащен Sr (K_p = 1,3-2,0) и аккумулирует заметные количества урана (до 144 ppm; K_p = 0,4-0,6) (см. табл.2, 3, приложения 1, 2, рис.5, 6). Постоянное присутствие в составе фторапатита SiO_2 и крайне низкие содержания в нем Na_2O (< 0,2 мас.%) указывают на реализацию изоморфной схемы $Ca^{2+} + P^{5+} \rightarrow REE^{3+} + Si^{4+}$.

Кристаллизация вслед за фторапатитом силикатов Ca – волластонита и ранкинита, в совокупности слагающих до 2/3 объема породы, имеющих при этом постоянный и бедный микроэлементный состав, влечет за собой резкий рост концентрации большинства примесей в остаточном расплаве. На этом этапе только Ba, V и LREE уже оказываются частично связанными во фторапатите и Ba-V акцессорных фазах. В заметных количествах волластонит и ранкинит аккумулируют только Sr ($K_p \leq 0,5$) (см. табл.3, приложение 1). Тренд кристаллизации пирогенных расплавов принципиальным образом влияет на макроэлементный состав мелилитовых твердых растворов, микропримесный состав куспидина, а на заключительной стадии охлаждения приводит к появлению Ti-андрадита, богатого HFSE и REE элементами, и кальсилита – гипераккумулятора Rb.

Мелилиты, кристаллизующиеся следом за силикатами Ca, эволюционируют от раннего высокотемпературного состава, богатого Al, к поздним, обогащенным Mg, Fe, Na и Zn (см. рис.4). В крупных зональных индивидах удалось отдельно проанализировать ядра и каймы, а также выявить отчетливую зависимость величин коэффициентов распределения от состава твердых растворов (см. табл.3, приложение 1, рис.5). Из числа названных элементов только Fe является макрокомпонентом в породе/расплаве (7,6-8,8 мас.% Fe_2O_3). Тогда как прочие элементы, включая петрогенные Mg и Na, следует квалифицировать как примесные. На всех этапах роста мелилитовые твердые растворы аккумулируют халькофильные Zn, Co, Ni, а также геохимический аналог Al – Ga. Соответствующие коэффициенты распределения увеличиваются по мере роста минерала и эволюции его состава от богатого Al к обогащенному Na, Fe^{3+}, Mg и Zn. Заметные содержания меди фиксируются только в поздних мелилитах. Максимумы содержаний Sr, Ba и Mn также зафиксированы

Статья опубликована в открытом доступе по лицензии CC BY 4.0

в каймах мелилита, бедных геленитовым и богатых алюмоакерманитовым (Aak_{11-28}) и акерманитовым (+ферриакерманитовым) ($Ak+Fe^{2+}$-Ak_{21-42}) миналами. Величины K_p Co, Zn, Ni варьируются от 0,5 до 2,5 в ядрах кристаллов и достигают 5,5 в каймах (см. рис.5). Для Ga наблюдается обратная картина – его содержание пропорционально доле геленитового минала. Накопление Zn и Ga ($K_p > 1$) ранее также отмечено и для магматогенных мелилитов, что указывает на преимущественно кристаллохимический контроль вхождения этих элементов в структуру минерала-хозяина по схемам $(Mg, Fe^{2+}) \rightarrow Zn^{2+}$ и $Al^{3+} \rightarrow Ga^{3+}$. В целом генеральный тренд изменения состава пирогенного мелилита обусловлен преимущественным связыванием Al в составе ранних генераций (ядра кристаллов) и накоплением в остаточном расплаве петрогенных Mg, Fe, Na, примесных элементов группы железа (Co, Ni, Mn), Zn, Cu, а также Ga, Sr, Ba и Mn.

Кристаллохимическое родство структурного типа мелилита к халькофильным элементам хорошо известно в технологиях направленного синтеза и используется при производстве соответствующих композитов [7]. В случае паралав Хатрурим отчетливое накопление соответствующих элементов мелилитом оказалось обусловлено не только геохимией метаосадочного протолита [33], но и необычными окислительными условиями кристаллизации пирогенных расплавов в зоне свободного доступа кислорода вблизи земной поверхности [34]. В этих редокс-условиях обычно преобладающие оксидные и/или сульфидные минеральные депо Fe, Co, Ni, Mn и Zn уступили место Fe^{3+}-содержащим силикатам – Ti-андрадиту и мелилиту.

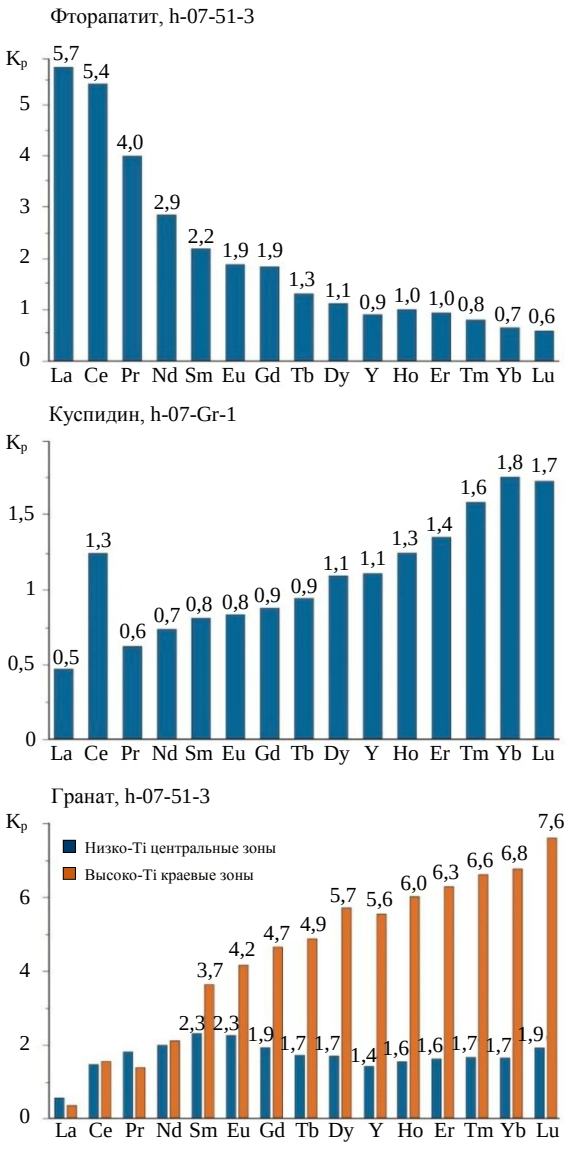


Рис.6. Коэффициенты распределения редкоземельных элементов и Y во фторапатите, куспидине и гранате из высококальциевых паралав формации Хатрурим

Из числа крупнозарядных литофильных элементов мелилиты из паралав Хатрурим постоянно аккумулируют только Sr (K_p = 0,8-2,4). Барий накапливается в каймах кристаллов (K_p = 0,3-1,7), тогда как ядра им бедны ($K_p < 0,1$). Вхождение Sr в состав мелилита характерно и для щелочных магматических серий. Барий в таких породах преимущественно связан с полевыми шпатами, хотя в единичных анализах величины K_p Ba превышают 1 (рис.7). В целом структура мелилита благоприятна для совместного накопления Ba в крупной катионной позиции *X*, а Fe, Co, Cu и Mn в позиции T1, в настоящее время синтезированы многочисленные Ba-аналоги акерманита ($BaMe^{2+}Si_2O_7$, где Me^{2+} = Mg, Co, Cu, Mn) [7]. Отмечается, что именно в породах формации Хатрурим недавно был открыт Ba-аналог мелилита (бенешерит $Ba_2Fe^{2+}Si_2O_7$) [26].

Величины K_p REE, полученные для мелилитовых твердых растворов из паралав ниже 0,1, укладываются в диапазоны, характеризующие мелилиты из щелочных магматических пород (рис.7). Величины K_p MREE и HREE монотонно понижаются вплоть до уровня 0,01. Коэффициенты распределения Y, HREE, а также Zr и Hf в мелилитах из паралав также находятся в интервале значений, установленных ранее для минералов из магматических серий (0,001-0,01) (рис.7).

Гранаты в паралавах выступают главными минеральными депо Ti, V, Cr, Zr, Hf, Nb, Ta, REE, Y и Th. Ядра андрадитового состава богаче V, Nb, Th в сравнении с высоко-Ti каймами, где преимущественно сосредоточены HREE и Y, прочие высокозарядные элементы (Sc, Zr, Hf, Ta) и Cr.

Статья опубликована в открытом доступе по лицензии CC BY 4.0

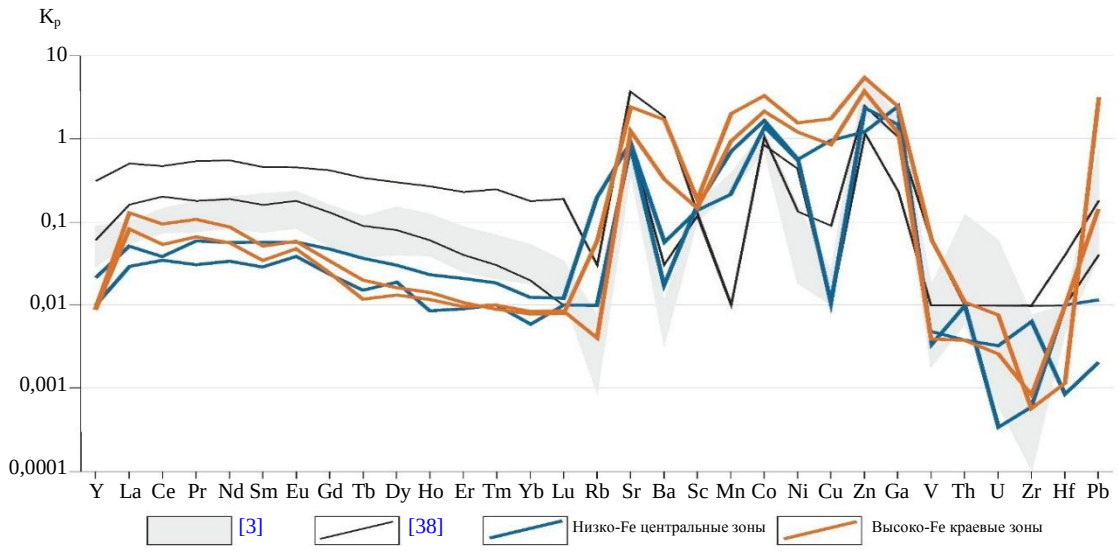


Рис.7. Коэффициенты распределения микроэлементов (включая REE и Y) в мелилитах из высококальциевых паралав формации Хатрурим в сравнении с литературными данными [3, 38]. Линии на графике соответствуют величинам K_p индивидуальных изученных образцов

Коэффициенты накопления достигают почти 7 для Cr и Hf; около 6 – для Zr; 5 – для Ti и Lu; около 4 – для прочих HREE, Sc, Ta и Y. При этом коэффициенты накопления U гранатом низки (0,1-0,35) (см. табл.2, 3, приложения 1, 2).

Высокие содержания урана в паралавах (58,4-131 ppm) побудили к поиску собственных фаз-концентраторов. Уранаты Ca, достаточно обычные в иных пирогенных породах формации Хатрурим [33], в данном случае обнаружены не были. Однако ураганные концентрации урана (до 2000 ppm; K_p = 11,4) присутствуют в крупных чистых зернах куспидина ($Ca_4Si_2O_7F_2$). Этот же минерал выступает конкурентом граната и в процессах аккумуляции прочих высокозарядных элементов (коэффициенты накопления от 2,5 до 4,0), а также HREE (K_p до 1,8) (см. табл.2, 3, приложения 1, 2, рис.5, 6). Наиболее вероятной причиной обогащения куспидина высокозарядными элементами является высокая склонность к образованию фторокомплексов [39]. Информации о микроэлементном составе куспидина из магматических пород чрезвычайно мало, тем не менее ранее была доказана его кристаллохимическая предрасположенность к инкорпорации Zr, Ce, La, Y и Sr [40].

Заключение

Данные о распределении микроэлементов в главных минералах щелочно-ультраосновной серии указывают на тренд накопления REE, Sr, Y, Zr, Hf, Nb, Ta в конечных дериватах расплавов, поскольку величины K_p названных элементов в первых кристаллизующихся фазах значительно меньше единицы. Примером такого распределения являются щелочные ультрамафиты Хибин, в которых все дифференциаты характеризуются стабильно высокими содержаниями Nb, Ta, REE, Sr и Y [5]. Аналогичный тренд фракционирования выявлен для Si-недосыщенных, богатых Ca и обогащенных K пирогенных расплавов. Главные породообразующие минералы – волластонит, ранкинит и мелилитовые твердые растворы, кристаллизующиеся на ранних стадиях остывания расплава, бедные названными элементами ($K_p \leq 0,02$), за исключением Sr и Ba, которые частично аккумулируются мелилитом.

Как следствие, в отсутствии традиционных минералов-концентраторов некогерентных элементов (кроме акцессорного фторапатита) в поздних дериватах пирогенных Si-недосыщенных Ca-K расплавов происходит многократное накопление K, Rb, Cs, Cr, V, Zr, Hf, Nb, Ta, Th, U, REE и F. Составы поздних дериватов благоприятны для кристаллизации трех редких минералов, выступающих гипераккумуляторами перечисленных элементов. Кальсилит аккумулирует K (K_p = 24,5), Rb (K_p = 6,6) и Ba (K_p = 0,6); куспидин – F (K_p = 20,8-23,8), Zr, Hf, Nb, Ta, U, Th, HREE. Титановый андрадит – Ti, V, Cr, Zr, Hf, Nb, Ta, REE, Y и Th.

Мелилиты из паралав отличаются широким изоморфизмом во всех структурных позициях. Наиболее ярко склонность к образованию сложных твердых растворов демонстрирует поздняя

Статья опубликована в открытом доступе по лицензии CC BY 4.0

генерация. Мелилиты аккумулируют Na (K_p = 6,6-7,3), Sr и частично Ba в структурной позиции Ca; Zn, Co, Ni и Cu – в позиции T1, а Fe^{3+} и Ga – в позиции T2 (соотнесение выполнено по аналогии с синтетическими соединениями). Несмотря на возможность синтеза REE-содержащих соединений с мелилитовым типом структуры, в ходе кристаллизации природных пирогенных расплавов REE и иные некогерентные элементы не проявили склонности к вхождению в состав этой фазы. Количественные оценки величин K_p редких и рассеянных элементов в мелилитах из паралав формации Хатрурим показали хорошую сходимость с результатами определений, выполненных ранее для минералов из щелочных комплексов (рис.7). Информация может быть использована для целей количественной реконструкции трендов фракционирования редких и рассеянных элементов в щелочных, богатых кальцием, расплавах.

В ходе *in situ* кристаллизации небольших порций маловязких пирогенных расплавов фракционирование микроэлементов между фазами главным образом контролировалось кристаллохимическими особенностями Ca силикатов, алюмосиликатов и фосфатов. Рассмотренный пример дает представление о процессах фракционирования широкого спектра микроэлементов при кристаллизации Si-недосыщенных расплавов и отсутствии традиционных для магматических щелочных пород фаз-концентраторов некогерентных элементов.

Доступ к данным

Дополнительные материалы доступны по ссылкам:
Приложение 1, https://pmi.spmi.ru/pmi/article/download/16876/16670.
Приложение 2, https://pmi.spmi.ru/pmi/article/download/16876/16671.
Приложение 3, https://pmi.spmi.ru/pmi/article/download/16876/16672.
Приложение 4, https://pmi.spmi.ru/pmi/article/download/16876/16673.

Авторы выражают искреннюю благодарность сотрудникам ЦКП ИГМ СО РАН канд. геол.-минерал. наук А.Л.Рагозину, канд. геол.-минерал. наук Н.С.Карманову, канд. геол.-минерал. наук Е.Н.Нигматулиной, В.А.Даниловской и М.В.Хлестову за помощь в аналитическом сопровождении исследования.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Суханова К.Г.* Редкие элементы в силикатных минералах метеорита Бородино (H5) // Записки Горного института. 2024. Т. 265. С. 16-33.
2. *Суханова К.Г., Галанкина О.Л.* Редкоэлементный состав силикатных минералов метеорита Кунашак (L6) // Записки Горного института. 2024. Т. 270. С. 877-892.
3. *Stoppa F., Jones A.P., Sharygin V.* Nyerereite from carbonatite rocks at Vulture volcano: implications for mantle metasomatism and petrogenesis of alkali carbonate melts Research Article // Central European Journal of Geosciences. 2009. Vol. 1. Iss. 2. P. 131-151. DOI: 10.2478/v10085-009-0012-9
4. *Арзамасцев А.А., Федотов Ж.А., Арзамасцева Л.В.* Дайковый магматизм северо-восточной части Балтийского щита. СПб: Наука, 2009. 383 с.
5. *Арзамасцев А.А., Арзамасцева Л.В.* Геохимические индикаторы эволюции щелочно-ультраосновных серий палеозойских массивов Фенноскандинавского щита // Петрология. 2013. Т. 21. № 3. С. 277-308. DOI: 10.7868/S0869590313020027
6. *Гусев Н.И., Романова Л.Ю.* Палеопротерозойский Салтахский плутон (Анабарский щит): вещественный состав, возраст, геодинамическая обстановка формирования // Записки Горного института. 2025. Т. 272. С. 16-39.
7. *Brooks K.* Minerals explained 61: Melilites // Geology Today. 2021. Vol. 38. Iss. 1. P. 32-36. DOI: 10.1111/gto.12380
8. *Fedorenko V., Czamanske G., Zenko T. et al.* Field and Geochemical Studies of the Melilite-Bearing Arydzhangsky Suite, and an Overall Perspective on the Siberian Alkaline-Ultramafic Flood-Volcanic Rocks // International Geology Review. 2000. Vol. 42. Iss. 9. P. 769-804. DOI: 10.1080/00206810009465111
9. *Wilkinson J.F.G., Stolz A.J.* Low-pressure fractionation of strongly undersaturated alkaline ultrabasic magma: the olivine-melilite-nephelinite at Moiliili, Oahu, Hawaii // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1983. Vol. 83. Iss. 3-4. P. 363-374. DOI: 10.1007/BF00371205
10. *Cundari A., Ferguson A.K.* Petrogenetic relationships between melilitite and lamproite. In the Roman Comagmatic Region: the lavas of S. Venanzo and Cupaello // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1991. Vol. 107. Iss. 3. P. 343-357. DOI: 10.1007/BF00325103
11. *Wiedenmann D., Keller J., Zaitsev A.N.* Melilite-group minerals at Oldoinyo Lengai, Tanzania // Lithos. 2010. Vol. 118. Iss. 1-2. P. 112-118. DOI: 10.1016/j.lithos.2010.04.002
12. *Melluso L., Srivastava R.K., Guarino V. et al.* Mineral compositions and petrogenetic evolution of the ultramafic-alkaline – carbonatitic complex of Sung Valley, northeastern India // The Canadian Mineralogist. 2010. Vol. 48. № 1. P. 205-229. DOI: 10.3749/canmin.48.1.205
13. *Ogorodova L.P., Gritsenko Y.D., Vigasina M.F. et al*. Thermodynamic properties of natural melilites // American Mineralogist. 2018. Vol. 103. № 12. P. 1945-1952. DOI: 10.2138/am-2018-6475

Статья опубликована в открытом доступе по лицензии CC BY 4.0

14. *MacPherson G.J.* Calcium–Aluminum-rich Inclusions in Chondritic Meteorites // Treatise on Geochemistry. Elsevier, 2005. Vol. 1. Meteorites, Comets, and Planets. P. 201-246. DOI: 10.1016/B0-08-043751-6/01065-3

15. *Иванова М.А.* Ca,Al-включения в углистых хондритах – самые древние образования Солнечной системы // Геохимия. 2016. № 5. С. 409-426. DOI: 10.7868/S0016752516050034

16. *Rubin A.E., Chi Ma.* Meteoritic minerals and their origins // Geochemistry. 2017. Vol. 77. Iss. 3. P. 325-385. DOI: 10.1016/j.chemer.2017.01.005

17. *Асавин А.М.* Коэффициенты распределения в системе расплав–оливин–кальциевый пироксен и фракционирование редких элементов в щелочных расплавах по экспериментальным и природным данным: Автореф. дис. … канд. геол.-минерал. наук. Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2016. 18 с.

18. *Molendijk S.M., Namur O., Mason P.R.D. et al.* Trace element partitioning in silica-undersaturated alkaline magmatic systems // Geochimica et Cosmochimica Acta. 2023. Vol. 346. P. 29-53. DOI: 10.1016/j.gca.2023.01.025

19. *Pascal M.-L., Fonteilles M., Verkaeren J. et al.* The melilite-bearing high-temperature skarns of the Apuseni Mountains, Carpathians, Romania // The Canadian Mineralogist. 2001. Vol. 39. № 5. P. 1405-1434. DOI: 10.2113/gscanmin.39.5.1405

20. *Marincea Ş., Dumitraş D.-G., Ghineț C. et al.* Gehlenite from three occurrences of high-temperature skarns, Romania: new mineralogical data // The Canadian Mineralogist. 2011. Vol. 49. № 4. P. 1001-1014. DOI: 10.3749/canmin.49.4.1001

21. *Перцев Н.Н.* Высокотемпературный метаморфизм и метасоматизм карбонатных пород. М.: Наука, 1977. 256 с.

22. *Reverdatto V.V., Pertsev N.N., Korolyuk V.N.* P_{CO_2}-*T*-Evolution and origin of zoning in melilite during the regressive stage of contact metamorphism in carbonate-bearing rocks // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1979. Vol. 70. Iss. 2. P. 203-208. DOI: 10.1007/BF00374449

23. *Сокол Э.В., Кох С.Н., Половых А.С. и др.* Анакитский контактовый ореол: спуррит-мервинитовый метаморфизм и ретроградные процессы // Геология и геофизика. 2025. Т. 66. № 11. С. 1487-1509. DOI: 10.15372/GiG2025150

24. *Gross S.* The Mineralogy of the Hatrurim Formation, Israel. Geological Survey of Israel, 1977. Bulletin 70. 80 p.

25. *Grapes R.* Pyrometamorphism. Springer, 2011. 376 p. DOI: 10.1007/978-3-642-15588-8

26. *Krzątała A., Krüger B., Galuskina I. et al.* Bennesherite, $Ba_2Fe^{2+}Si_2O_7$: A new melilite group mineral from the Hatrurim Basin, Negev Desert, Israel // American Mineralogist. 2022. Vol. 107. № 1. P. 138-146. DOI: 10.2138/am-2021-7747

27. *Foit F.F., Hooper R.L., Rosenberg P.E.* An unusual pyroxene, melilite, and iron oxide mineral assemblage in a coal-fire buchite from Buffalo, Wyoming // American Mineralogist. 1987. Vol. 72. № 1-2. P. 137-147.

28. *Melluso L., Conticelli S., D'Antonio M. et al.* Petrology and mineralogy of wollastonite- and melilite-bearing paralavas from the Central Apennines, Italy // American Mineralogist. 2003. Vol. 88. № 8-9. P. 1287-1299. DOI: 10.2138/am-2003-8-911

29. *Peretyazhko I.S., Savina E.A.* Melting Processes of Pelitic Rocks in Combustion Metamorphic Complexes of Mongolia: Mineral Chemistry, Raman Spectroscopy, Formation Conditions of Mullite, Silicate Spinel, Silica Polymorphs, and Cordierite-Group Minerals // Geosciences. 2023. Vol. 13. Iss. 12. № 377. DOI: 10.3390/geosciences13120377

30. *Beckett J.R., Stolper E.* The partitioning of Na between melilite and liquid: part I. the role of crystal chemistry and liquid composition // Geochimica et Cosmochimica Acta. 2000. Vol. 64. Iss. 14. P. 2509-2517. DOI: 10.1016/S0016-7037(00)00360-4

31. *Warr L.N.* IMA–CNMNC approved mineral symbols // Mineralogical Magazine. 2021. Vol. 85. Iss. 3. P. 291-320. DOI: 10.1180/mgm.2021.43

32. *Seryotkin Yu.V., Sokol E.V., Kokh S.N.* Natural pseudowollastonite: Crystal structure, associated minerals, and geological context // Lithos. 2012. Vol. 134-135. P. 75-90. DOI: 10.1016/j.lithos.2011.12.010

33. *Sokol E.V., Kokh S.N., Sharygin V.V. et al.* Mineralogical Diversity of Ca_2SiO_4-Bearing Combustion Metamorphic Rocks in the Hatrurim Basin: Implications for Storage and Partitioning of Elements in Oil Shale Clinkering // Minerals. 2019. Vol. 9. Iss. 8. № 465. DOI: 10.3390/min9080465

34. *Sokol E., Novikov I., Zateeva S. et al.* Combustion metamorphism in the Nabi Musa dome: new implications for a mud volcanic origin of the Mottled Zone, Dead Sea area // Basin Research. 2010. Vol. 22. Iss. 4. P. 414-438. DOI: 10.1111/j.1365-2117.2010.00462.x

35. *Grew E.S., Locock A.J., Mills S.J. et al.* Nomenclature of the garnet supergroup // American Mineralogist. 2013. Vol. 98. № 4. P. 785-811. DOI: 10.2138/am.2013.4201

36. *Gee L.L., Sack R.O.* Experimental Petrology of Melilite Nephelinites // Journal of Petrology. 1988. Vol. 29. Iss. 6. P. 1233-1255. DOI: 10.1093/petrology/29.6.1233

37. Эволюция изверженных пород. Развитие идей за 50 лет / Под ред. Х.Йодера. М.: Мир, 1983. 528 с.

38. *Арзамасцев А.А., Арзамасцева Л.В., Беа Ф., Монтеро П.* Элементы-примеси в минералах как индикаторы эволюции щелочно-ультраосновных дайковых серий: LA-ICP-MS данные по магматическим провинциям северо-восточной Фенноскандии и Германии // Петрология. 2009. Т. 17. № 1. С. 51-78.

39. *Gramaccioli C.M., Diella V., Demartin F.* The formation of scandium minerals as an example of the role of complexes in the geochemistry of rare earths and HFS elements // European Journal of Mineralogy. 2000. Vol. 12. № 4. P. 795-808. DOI: 10.1127/ejm/12/4/0795

40. *Bellezza M., Merlino S., Perchiazzi N.* Chemical and structural study of the Zr, Ti-disilicates in the venanzite from Pian di Celle, Umbria, Italy // European Journal of Mineralogy. 2004. Vol. 16. № 6. P. 957-969. DOI: 10.1127/0935-1221/2004/0016-0957

***Авторы*: Эллина Владимировна Сокол,** *д-р геол.-минерал. наук, главный научный сотрудник* (*Институт геологии и минералогии имени В.С.Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия*), https://orcid.org/0000-0002-1130-6609, **Анна Сергеевна Половых,** *канд. геол.-минерал. наук, научный сотрудник* (*Институт геологии и минералогии имени В.С.Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия*), *devyatiyarova@igm.nsc.ru*, https://orcid.org/0000-0003-0298-9185, **Светлана Николаевна Кох,** *д-р геол.-минерал. наук, старший научный сотрудник* (*Институт геологии и минералогии имени В.С.Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия*), https://orcid.org/0000-0002-0264-7639, **Иван Сергеевич Карпутин,** *аспирант, инженер-исследователь* (*Институт геологии и минералогии имени В.С.Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия*), https://orcid.org/0009-0006-4651-1166, **Ольга Алексеевна Козьменко,** *ведущий инженер* (*Институт геологии и минералогии имени В.С.Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия*), https://orcid.org/0000-0003-4365-6483.

Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов.

Статья опубликована в открытом доступе по лицензии CC BY 4.0