



Геохимия индия и других редких элементов в биотите как индикатор условий образования Губановской интрузии (Выборгский массив гранитов рапакиви)

И. В. Рогова¹, С. Г. Скублов^{2, 1}, А. В. Березин², Д. А. Петров¹

¹ Санкт-Петербургский горный университет императрицы Екатерины II, Санкт-Петербург, Россия
i.l.o.n.a.borisova@yandex.ru, da_petrov@list.ru

² Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, Россия
skublov@yandex.ru

Для биотита из трахитоидных гранитов Губановской интрузии и вмещающих их овоидных гранитов высокоточным локальным методом SIMS впервые определено содержание целого спектра редких элементов, включая индий. Установлено, что индий в биотите из гранитов Выборгского массива рапакиви имеет магматическую природу и его накопление контролировалось фракционной кристаллизацией. Индий вел себя как типичный несовместимый элемент, концентрируясь в остаточном расплаве. Главные элементы-спутники In в магматической стадии: Sn, Sc, Sm, Nb, Rb и Zn. Эти элементы образуют надежную ассоциацию, подтвержденную как параметрическими, так и ранговыми корреляциями. Хлор, вероятно, участвовал в транспорте In в виде хлоридных комплексов, но в минеральных фазах (биотите) эта связь не фиксируется как устойчивая. Физико-химические условия накопления индия – восстановительные условия и умеренно-высокое давление – благоприятствовали вхождению In³⁺ в биотит, начинающий кристаллизоваться из расплава при этих параметрах. Высокое содержание In (до 5.8 ppm) в биотите в сочетании с высоким содержанием Sn (>100 ppm) и положительной корреляцией с Zn указывают на то, что Выборгский массив может рассматриваться как потенциально перспективный на In-Sn-Zn-оруденение.

Ключевые слова: биотит, индий, граниты рапакиви, Выборгский массив, Губановская интрузия, редкие элементы, критические металлы

Geochemistry of indium and other trace elements in biotite as an indicator of the formation conditions of the Gubanov intrusion (Wiborg rapakivi granite massif)

I. V. Rogova¹, S. G. Skublov^{2, 1}, A. V. Berezin², D. A. Petrov¹

¹ Empress Catherine II St. Petersburg Mining University, St. Petersburg, Russia

² Institute of Precambrian Geology and Geochronology RAS, St. Petersburg, Russia

For the first time, the content of a wide range of trace elements, including indium, was determined for biotite from trachytoid granites of the Gubanov intrusion and host ovoid granites using the high-precision local SIMS method. It was established that indium in the biotite from granites of the Wiborg rapakivi massif was of magmatic nature and its accumulation was controlled by fractional crystallization. Indium behaved as a typical incompatible element, concentrating in the residual melt. The main elements associated with In during the magmatic stage were Sn, Sc, Sm, Nb, Rb, and Zn. These elements formed a reliable association, confirmed by both parametric and rank correlations. Chlorine likely participated in the transport of In in the form of chloride complexes, but this bond was not stable in mineral phases (biotite). The physicochemical conditions of indium accumulation – reducing conditions and moderately high pressure – favored the incorporation of In³⁺ into biotite, which began to crystallize from the melt under these parameters. The high In content (up to 5.8 ppm) in biotite, combined with the high Sn content (>100 ppm) and a positive correlation with Zn, indicated that the Wiborg massif could be considered potentially promising for In-Sn-Zn mineralization.

Keywords: biotite, indium, rapakivi granites, Wiborg massif, Gubanov intrusion, trace elements, critical metals

Для цитирования: Рогова И. В., Скублов С. Г., Березин А. В., Петров Д. А. Геохимия индия и других редких элементов в биотите как индикатор условий образования Губановской интрузии (Выборгский массив гранитов рапакиви) // Вестник геонаук. 2026. 3(375). С. 33–40. DOI: 10.19110/geov.2026.3.3

For citation: Rogova I. V., Skublov S. G., Berezin A. V., Petrov D. A. Geochemistry of indium and other trace elements in biotite as an indicator of the formation conditions of the Gubanov intrusion (Wiborg rapakivi granite massif). Vestnik of Geosciences, 2026, 3(375), pp. 33–40, doi: 10.19110/geov.2026.3.3

Введение

Слюды являются порообразующими минералами как в магматических, так и в метаморфических породах, отличаясь широкими диапазонами условий кристаллизации. Кристаллическая структура слюд способствует значительному вхождению элементов-примесей, среди которых наиболее характерны крупноионные литофильные (Rb, Cs, Li) и высокозарядные элементы (Sn, Nb, Ta), а также галогены (F, Cl). Изменение химического состава биотита позволяет реконструировать такие параметры петрогенезиса, как температура, давление, состав флюидов и окислительно-восстановительное состояние материнских расплавов, которое, в свою очередь, влияет на растворимость и условия переноса рудных компонентов (Breiter et al., 2023).

Для полифазного Выборгского массива гранитов рапакиви биотит является сквозным минералом, позволяющим оценить флюидонасыщенность расплава и определить условия кристаллизации. Изучение состава биотита из пород массива проводилось многими исследователями на протяжении десятков лет, однако оно было ограничено в основном главными элементами (Elliott, 2001). В настоящем сообщении впервые приводятся результаты исследования геохимии биотита из гранитов Губановской интрузии и вмещающих их овоидных гранитов методом SIMS, включая прецизионное определение содержания индия.

В настоящее время индий является одним из самых востребованных (т. н. критических металлов — важных для современной экономики и национальной безопасности, с высокими рисками перебоев при их поставках) редких металлов, незаменимым при производстве жидкокристаллических мониторов и плазменных панелей, светодиодов и полупроводников, различных припоев и сплавов. Помимо редко встречающихся собственных минералов (рокезита, сакурanita, патрукита, джалиндита и ряда других) трехвалентный индий входит в виде изоморфной примеси в рудные минералы — сфалерит, касситерит, ниобийсодержащий рутил, а также в железомagneзиальные силикаты — амфибол и биотит, в октаэдрическую позицию (Gion et al., 2018). Многие из известных месторождений индия связаны с гранитами, преимущественно с высокофракционированными гранитами А-типа (Cook et al., 2011; Gion et al., 2019; Ivashchenko, 2023). Известные немногочисленные данные по редкоэлементному составу биотита, включая определение содержания индия, были получены в основном для пород Салминского массива рапакиви (Konyshev et al., 2019; Bäckström, 2020), что и определило постановку настоящего исследования.

Геологическая характеристика

Выборгский массив гранитов рапакиви является самым крупным на Восточно-Европейской платформе и располагается в юго-восточной части Фенноскандинавского щита. Он относится к анортозит-рапакивигранитной формации и характеризуется многофазным строением (Ларин, 2011). Отечественные исследователи (Великославинский и др., 1978; Беляев, 1983) выделяют четыре магматические фазы внедрения гранитоидов. Первая — лапее-граниты на территории Финляндии и в самой северной части массива

в России — по современной номенклатуре соответствует меланократовым адамеллитам. Вторая фаза, составляющая большую часть массива, представлена амфибол-биотитовыми гранитами с овоидной структурой (доля овоидов достигает 40 %) и массивной текстурой. Третья фаза представлена биотитовыми трахитоидными гранитами с порфиroidной структурой (овоидов не более 10–15 %), которые слагают две небольшие интрузии в восточной части Выборгского массива: Губановскую и Смирновскую. Строение и состав Губановской интрузии ранее подробно рассмотрены нами (Рогова и др., 2025). Единственная хорошо изученная интрузия, относящаяся к четвертой фазе, — шток Кюми на территории Финляндии — сложена лейкократовыми топазсодержащими микроклин-альбитовыми гранитами (Berni et al., 2020).

Методы исследования

Состав биотита по главным и редким элементам был изучен в 8 образцах, имеющих непосредственное отношение к Губановской интрузии: в овоидных гранитах второй фазы (выборгитах) — 3, включая 2 образца из контактовой зоны; в трахитоидных гранитах третьей фазы — 4 и секущей их пегматитовой жиле — 1. Кроме того, был исследован биотит из типичных овоидных гранитов второй фазы коричневого цвета из Южной Финляндии (торговое название выборгитов — «Балтик Браун») и из гранитов Смирновской интрузии, относящихся к третьей фазе (табл. 1 и 2).

Состав биотита по главным элементам определен методом SEM-EDS на сканирующем электронном микроскопе JEOL JSM-6510 LA с энергодисперсионным спектрометром JED-2200 (ИГГД РАН). Условия съемки: ускоряющее напряжение катода 20 кВ, фокусное расстояние 10 мм; диаметр пучка электронов 3–5 мкм. Содержание редких элементов, включая летучие компоненты — воду, фтор и хлор (26 анализов) — определено на ионном микрозонде Cameca IMS-4f (ЯФ ФТИАН) по стандартной методике. При расчете содержания индия учитывалось изобарное наложение ^{115}Sn на ^{115}In . Содержание Rb определялось по изотопу ^{85}Rb . Точность определения составляет 10–15 % для элементов с концентрацией > 1 ppm и 10–20 % для элементов с концентрацией 0.1–1 ppm, предел обнаружения находится на уровне 5–10 ppb. Размер аналитического кратера составляет примерно 20 мкм.

Результаты и обсуждение

Рассматриваемый в работе биотит отличается сходным составом по главным элементам (табл. 1, рис. 1). Минерал является аннитом с индексом Mg#, в среднем 0.10. В целом фигуративные точки биотита попадают в поле составов биотита из пород Выборгского массива по литературным данным.

Изученный биотит характеризуется низким содержанием редкоземельных элементов (REE), суммарное количество которых находится в интервале от 1.33 до 7.90 ppm (табл. 2). При этом среднее содержание REE для овоидных гранитов составляет 2.82 ppm, для трахитоидных гранитов Губановской интрузии оно возрастает до 4.13 ppm. Sm вносит в бюджет REE в среднем около трети от общего содержания.

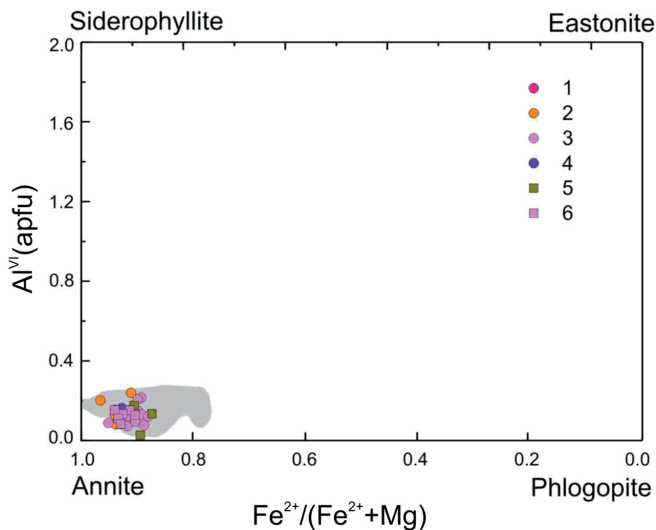


Рис. 1. Классификационная диаграмма для биотита по главным элементам (Frost, 1960). Серым цветом показан состав биотита из пород Выборгского массива по литературным данным. Показан состав биотита: 1 — из оvoidных гранитов 2-й фазы; 2 — гранитов 2-й фазы из контактовой зоны; 3 — трахитоидных гранитов 3-й фазы Губановской интрузии; 4 — пегматитовой жилы в гранитах 3-й фазы; 5 — выборгитов на финской территории; 6 — гранитов 3-й фазы Смирновской интрузии

Fig. 1. Classification diagram for biotite by major elements (Frost, 1960). The gray field indicate the composition of biotite from rocks of the Wiborg massif, based on published data. The composition of biotite is shown from: 1 — ovoid granites of phase 2; 2 — granites of phase 2 from the contact zone; 3 — trachytoid granites of phase 3 of the Gubanov intrusion; 4 — pegmatite vein in granites of phase 3; 5 — vyborgites in the Finnish territory; 6 — granites of phase 3 of the Smirnov intrusion

Из малых элементов наиболее значительна примесь Ti (от 22024 до 29707 ppm). В оvoidных гранитах среднее содержание Ti в биотите составляет 26381 ppm, в трахитоидных — 27159 ppm, в пегматите, финских выборгитах и гранитах Смирновской интрузии содержание Ti несколько ниже (23944–25576 ppm).

Содержание Rb последовательно увеличивается от оvoidных гранитов (в среднем 1337 ppm) к трахитоидным (1444 ppm) и пегматиту (1642 ppm). Для финских выборгитов содержание Rb минимальное (891 ppm), в гранитах Смирновской интрузии — такое же, как для Губановской интрузии (1449 ppm).

Содержание Li меняется незакономерно, варьируя в биотите в гранитах Губановской интрузии и вмещающих оvoidных гранитах от 241 до 451 ppm (в среднем 372 ppm). В финских выборгитах (507 ppm) и гранитах Смирновской интрузии (412 ppm) содержание Li несколько выше.

Поведение Cs аналогично Rb — оно увеличивается от оvoidных (48.8 ppm) к трахитоидным (68.6 ppm) гранитам, достигая максимума (177 ppm) в пегматите. Для финских выборгитов и Смирновской интрузии закономерностей по Cs не наблюдается.

Содержание Ba и Ga широко (от первых сотен до первых тысяч ppm) варьирует в пределах каждой группы пород. Поведение V (от 25 до 95 ppm) не обнаруживает закономерных тенденций, как и Cr, варьирующего в более узком диапазоне (8–32 ppm). Содержание

Pb, напротив, слабо изменяется и формирует диапазон 7–24 ppm. Содержание Sr и Zr находится на низком уровне — первые ppm, Y не превышает 1 ppm.

Содержание Nb в биотите варьирует в гранитах Губановской интрузии и вмещающих оvoidных гранитах от 268 до 676 ppm (в среднем 460 ppm): в гранитах Смирновской интрузии — в среднем 533 ppm, в финских выборгитах оно заметно ниже — в среднем 123 ppm. Та копирует поведение Nb, присутствуя в биотите в меньшем количестве — в среднем 11 ppm, в финских выборгитах — 3.5 ppm.

Из переходных металлов в биотите наиболее значительное содержание Zn — в оvoidных гранитах (в среднем 6674 ppm), в трахитоидных несколько выше (6951 ppm), в пегматите и гранитах Смирновской интрузии максимальное значение около 8525 ppm. В финских выборгитах содержание Zn заметно ниже — в среднем 4863 ppm.

Содержание Sc ниже, но этот элемент демонстрирует последовательный рост от оvoidных к трахитоидным гранитам (в среднем 46.4 и 69.4 ppm соответственно). В финских выборгитах и гранитах Смирновской интрузии содержание Sc ниже (20.5 и 42.6 ppm соответственно). Аналогично поведение Sn — от оvoidных к трахитоидным гранитам содержание растёт (в среднем 112 и 121 ppm соответственно). В финских выборгитах оно минимальное — в среднем 24.0 ppm, в гранитах Смирновской интрузии выше — 130 ppm.

Содержание In в биотите в оvoidных гранитах второй фазы варьирует от 2.84 до 5.54 ppm (в среднем 3.82 ppm), в трахитоидных гранитах — от 3.61 до 5.84 ppm (в среднем 4.71 ppm), в финских выборгитах не превышает 2 ppm, в гранитах Смирновской интрузии составляет в среднем 4.55 ppm. Примечательно, что в литий-фтористых гранитах штока Кюми (четвертая, наиболее дифференцированная фаза гранитов рапакиви Выборгского массива) содержание In составляет в среднем 2 ppm (по данным 24 анализов методом LA-ICP-MS, Breiter et al., 2023). В гранитах Салминского массива содержание In в биотите в основном не превышает 1 ppm при максимальном значении 1.22 ppm (Bäckström, 2020).

При анализе распределения летучих компонентов в биотите установлено, что содержание хлора и фтора находится на уровне первых тысяч ppm. Содержание хлора в биотите в оvoidных гранитах составляет в среднем 3221 ppm, в трахитоидных оно на том же уровне — 3101 ppm, в пегматите выше — 3692 ppm. Смирновская интрузия в биотите третьей фазы показывает сходный уровень содержания хлора — в среднем 3277 ppm, в финских выборгитах хлора в биотите заметно меньше — в среднем 1812 ppm. Содержание фтора имеет более широкий диапазон, однако устанавливаются следующие тенденции: от оvoidных гранитов (в среднем 1794 ppm) содержание фтора повышается к трахитоидным гранитам (в среднем 3283 ppm), достигая максимума в пегматите — 4193 ppm. В финских выборгитах содержание фтора ниже (в среднем 1710 ppm), как и в гранитах Смирновской интрузии (2088 ppm). Более информативным является отношение F/Cl в биотите: в оvoidных гранитах оно в среднем 0.54, в трахитоидных фтор начинает преобладать над хлором — в среднем 1.06, в пегматите — 1.14. В финских выборгитах F/Cl-отношение повышенное (в сред-

Таблица 1. Анализы биотита пород Выборгского массива методом SEM-EDS (мас. %) **Table 1.** Biotite analyses from the Wiborg massif by SEM-EDS method (wt %)

Компонент Component	Оvoidные граниты / Ovoid granites							Трахитоидные граниты Губановской интрузии Trachytoid granites of the Gubanov intrusion										Пегматит Pegmatite	Финские выборгиты Finnish vuyborgites			Граниты Смирнов- ской интрузии Granites of the Smirnov intrusion					
	Контактовая зона Contact zone							1011	1011	1011	1002	1002	1002	WGR3	WGR3	WGR3	1104		1104	1104	1101	1108	1108	1108	1302	1302	1302
SiO ₂	1021	1021	1021	1021	1001	1001	1106	1011	1011	1011	1002	1002	WGR3	WGR3	WGR3	1104	1104	1101	24	25	26	50	31	52	35.09	34.10	33.19
TiO ₂	3.46	3.99	3.95	3.95	4.10	4.15	3.48	3.67	3.65	4.18	4.21	3.56	3.81	3.78	4.01	4.15	3.31	3.56	1.56	3.26	3.53	3.42	3.32	3.53	3.42	3.32	
Al ₂ O ₃	12.86	14.13	13.21	13.21	12.57	12.82	13.80	12.85	13.84	13.07	12.74	12.83	12.56	12.39	11.84	12.63	12.70	12.48	13.84	11.30	12.51	12.75	12.63	12.51	12.75	12.63	
FeO*	34.29	35.23	34.07	34.07	35.58	33.89	34.97	31.76	32.84	33.29	35.30	33.45	34.14	33.62	32.89	32.16	33.75	31.68	35.51	34.39	34.88	35.26	35.04	34.88	35.26	35.04	
MnO	0.62	0.62	0.33	0.33	0.44	0.36	0.43	0.51	0.43	0.46	0.24	0.70	0.58	0.53	0.68	0.75	0.58	0.24	0.48	0.54	0.59	0.60	0.62	0.59	0.60	0.62	
MgO	1.47	2.01	1.84	1.84	1.33	0.71	1.78	2.12	2.13	2.11	0.97	2.29	1.72	1.75	2.00	2.46	1.52	2.60	2.04	2.05	1.28	1.38	1.43	1.28	1.38	1.43	
Na ₂ O	0.17	0.28	-	-	-	0.32	0.26	-	-	-	-	0.33	-	0.29	0.18	-	-	-	-	-	0.17	0.25	0.21	0.17	0.25	0.21	
K ₂ O	9.16	8.80	9.18	9.18	9.21	9.18	8.65	9.52	9.13	9.29	9.23	9.33	9.45	9.01	9.27	9.46	9.00	9.45	9.19	8.18	9.37	9.10	9.03	9.37	9.10	9.03	
Cl	0.40	0.34	0.35	0.35	0.37	0.49	0.39	0.37	0.47	0.34	0.46	0.43	0.25	0.39	0.40	0.32	0.41	0.10	0.19	0.15	0.45	0.39	0.35	0.45	0.39	0.35	
Сумма Total	96.65	100.35	97.42	97.42	97.62	95.95	97.57	95.25	96.97	97.48	96.27	97.17	96.01	95.39	95.33	96.25	95.24	93.37	97.00	92.38	97.87	97.25	95.82	97.87	97.25	95.82	
Mg#	0.07	0.10	0.09	0.09	0.07	0.04	0.06	0.08	0.09	0.10	0.05	0.11	0.11	0.10	0.10	0.12	0.07	0.13	0.09	0.11	0.06	0.07	0.07	0.06	0.07	0.07	

Таблица 2. Редкоземельный состав (ppm) биотита из пород Выборгского массива
Table 2. Trace element composition (ppm) of biotite from the Wiborg massif

Компонент Component	Овоидные граниты / Ovoid granites																		Трахитоидные граниты Губановской интрузии Trachytoid granites of the Gubanov intrusion						Пегматит Pegmatite	Финские выборгиты Finnish vyborgites			Граниты Смирновской интрузии Granites of the Smirnov intrusion		
	Контактовая зона Contact zone																		1101	1108			1302								
	1021	1021	1021	1001	1001	1001	1106	1106	1106	1106	1106	1002	1002	1002	WGR3	WGR3	WGR3	1104		1104	1104	20	24	25		26	1302	1302	1302		
Li	378	357	394	389	451	373	373	385	367	367	269	286	241	411	354	349	428	429	450	346	413	613	526	384	590	392	455				
B	0.43	0.40	0.40	0.24	0.19	0.29	0.29	0.28	0.47	0.47	0.53	0.44	0.45	2.50	0.61	0.19	0.29	0.24	0.31	0.37	0.52	0.25	0.36	0.83	0.34	0.23	0.59				
Ca	324	168	255	181	181	322	322	402	368	2907*	327	495	696	379	86.6	144	79.5	278	224	224	191	158	251	474	156	149	125				
Sc	58.8	47.4	41.0	32.8	33.8	34.2	34.2	68.1	66.9	76.6	71.4	69.3	37.2	93.5	67.9	59.4	72.1	70.2	76.0	56.2	25.5	9.3	26.7	47.7	43.9	36.2					
Ti	24909	23528	28058	27114	29347	29707	29707	22024	23236	26561	25205	25561	27900	27279	27240	28702	29447	28209	25487	23944	25141	12197*	25246	24319	24400	25576					
V	85.4	54.9	49.7	35.0	30.6	25.3	75.7	66.9	58.3	86.0	65.0	65.7	26.5	68.5	61.9	56.5	63.2	95.3	61.7	46.2	89.2	24.5	68.1	43.1	31.9	34.9					
Cr	19.6	15.2	14.7	9.16	8.04	12.2	21.8	24.9	23.5	24.2	30.1	24.9	11.3	23.9	21.4	22.6	22.2	25.8	25.2	19.2	32.2	19.1	20.8	11.4	11.9	12.7					
Zn	6505	4836	6909	7723	7002	8116	8116	5319	5540	6556	6682	6345	7696	7119	7270	7836	7690	7419	4899	8388	4339	4406	5845	8105	8370	8525					
Ga	332	596	556	382	393	362	312	271	256	402	262	482	341	340	392	310	526	692	409	276	1275	902	480	620	445	377					
Rb	1669	1150	1228	1389	1516	1207	1345	1288	1240	1967	1477	1192	1544	1193	1456	1491	1307	1467	1349	1642	1043	776	813	1323	1402	1498					
Sr	2.00	1.74	1.58	1.23	2.58	2.30	0.82	1.23	0.62	1.46	1.93	1.54	1.81	4.64	1.97	2.25	1.31	1.29	1.50	1.17	2.99	2.59	8.09	1.91	2.47	1.70					
Y	0.14	0.48	0.78	0.71	0.45	0.46	0.17	0.65	0.15	0.32	0.90	0.13	0.14	0.22	0.37	0.21	0.09	0.36	0.26	0.24	0.10	0.10	0.19	0.63	0.33	0.28					
Zr	2.22	0.97	1.32	2.36	1.60	3.47	0.43	1.72	0.25	1.30	1.54	0.71	5.02	3.08	3.28	5.87	1.94	2.14	5.13	4.67	10.05	4.73	5.06	2.83	4.13	3.08					
Nb	448	524	490	521	676	544	392	268	317	279	327	478	608	500	485	440	450	579	445	423	169	81.2	119	652	479	469					
In	5.54	2.94	4.81	4.05	3.56	3.49	3.75	3.41	2.84	4.01	5.24	5.45	4.21	4.95	4.67	4.30	4.80	5.84	3.61	3.70	1.92	1.15	1.70	4.86	4.45	4.32					
Sn	136	105	118	85.1	150	102	108	96.5	111	131	109	92.4	107	146	123	123	127	145	110	172	22.4	24.2	25.3	149	131	111					
Cs	70.5	19.6	29.7	70.5	65.5	29.1	62.7	37.8	53.8	177.6	114.9	14.6	83.8	106.7	39.9	63.9	25.4	24.1	35.3	177.3	89.0	53.4	212.2	53.6	73.6	193.2					
Ba	506	988	916	381	341	328	232	246	214	521	223	649	297	337	437	505	775	1225	535	224	2880	1992	833	664	605	342					
Sm	1.36	1.27	1.01	0.91	1.52	1.35	0.77	0.80	0.71	0.87	1.03	1.02	1.49	1.11	1.19	1.00	1.11	1.36	1.22	1.11	0.51	0.36	0.59	1.22	0.93	1.42					
Ta	9.58	14.94	9.70	10.75	17.55	11.32	11.92	9.95	10.45	7.15	8.31	10.07	14.82	17.79	12.45	10.09	8.63	14.64	6.57	9.88	5.00	3.20	2.38	14.31	9.95	14.92					
Pb	12.5	11.9	10.1	17.0	13.0	15.3	10.4	9.49	7.20	13.1	12.5	11.9	17.9	148*	12.6	20.6	12.3	15.0	13.4	24.0	15.0	22.8	494*	16.3	13.6	17.5					
REE	2.42	2.83	2.93	4.29	2.91	4.93	1.49	2.22	1.33	5.49	7.90	2.23	2.34	3.94	6.61	3.38	2.30	3.94	3.19	3.08	3.21	2.79	3.39	3.17	2.65	2.99					
H ₂ O	16841	21477	14539	16745	18934	12410	12410	25400	19828	21545	15435	14299	14463	21183	18868	21882	28004	18522	11852	12325	20416	21226	14938	9744	12574	16499					
F	2366	866	3063	2286	2022	1957	1957	856	769	2275	2196	1937	2034	3673	5119	5150	4245	2871	3325	4193	2784	2007	340	2090	2009	2166					
Cl	3398	2821	3077	4049	3687	3673	3673	2337	2277	3030	2807	2679	3928	3308	3162	3387	3225	2896	2590	3692	1997	1686	1752	3064	3470	3297					

нем 0.93) за счет пониженного хлора; для смирновской интрузии, напротив, невысокое — в среднем 0.64. Как правило, информация по содержанию хлора отсутствует в многочисленных опубликованных микрозондовских анализах биотита из гранитов рапакиви Выборгского массива. По фтору такие данные для биотита есть (Elliott, 2001): например, для выборгитов финской территории содержание фтора изменяется от порога обнаружения до 0.74 мас. % (в среднем 0.26 мас. %). В литий-фтористых гранитах штока Кюми, относящихся к Выборгскому массиву, содержание F в биотите до-

стигает 5.40 мас. % (Breiter et al., 2023), в литий-фтористых гранитах Салминского массива — 1.05 мас. % (Konyshev et al., 2019). На фоне дифференцированных литий-фтористых гранитов биотит из гранитов Губановской интрузии по содержанию фтора никак не выделяется.

Экспериментально определенные коэффициенты распределения фтора и хлора между биотитом и гранитным расплавом, зависящие от магнезиальности минерала, позволяют оценить содержание этих элементов в исходном расплаве (Icenhower, London, 1997).

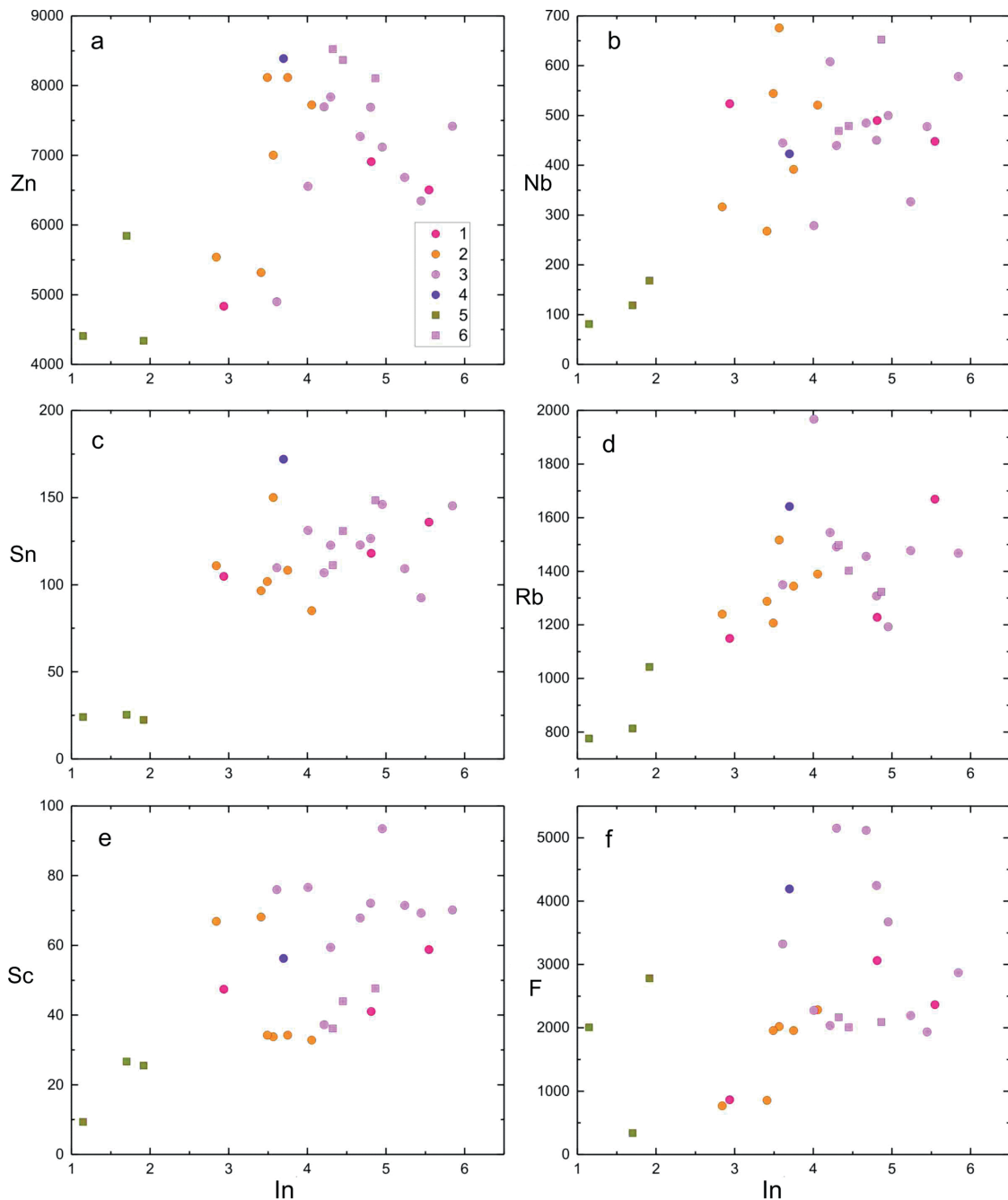


Рис. 2. Соотношение содержания редких элементов (ppm) в биотите из пород Выборгского массива: а — In-Zn; б — In-Nb; в — In-Sn; д — In-Rb; е — In-Sc; ф — In-F. Показан состав биотита: 1 — из овоидных гранитов 2-й фазы; 2 — гранитов 2-й фазы из контактовой зоны; 3 — трахитоидных гранитов 3-й фазы Губановской интрузии; 4 — пегматитовой жилы в гранитах 3-й фазы; 5 — выборгитов на финской территории; 6 — гранитов 3-й фазы Смирновской интрузии

Fig. 2. Ratio of content of trace elements (ppm) in biotite from the Wiborg massif: а — In-Zn; б — In-Nb; в — In-Sn; д — In-Rb; е — In-Sc; ф — In-F. The composition of biotite is shown from: 1 — ovoid granites of phase 2; 2 — granites of phase 2 from the contact zone; 3 — trachtyoid granites of phase 3 of the Gubanov intrusion; 4 — pegmatite vein in granites of phase 3; 5 — vyborgites in the Finnish territory; 6 — granites of phase 3 of the Smirnov intrusion



Используя значение $D_{Bt/Melt}$ 1.2 для F и 3 для Cl, получим для овоидных гранитов в среднем 1495 ppm F и 1074 ppm Cl, для трахитоидных гранитов — 2735 и 1034 ppm соответственно. Для пегматитового расплава содержание F составляет максимальное значение — 3494 ppm, Cl — 1231 ppm. Для гранитов Смирновской интрузии содержание F в расплаве промежуточное — в среднем 1740 ppm, Cl — 1092 ppm. Финские выборгиты сходны с овоидными гранитами в районе Губановской интрузии по содержанию F (в среднем 1425 ppm), но существенно беднее в отношении Cl (в среднем 604 ppm). Полученные оценочные значения по фтору согласуются с определением содержания F в овоидных (1280 ppm) и трахитоидных (2325 ppm) гранитах по данным (Беляев, 1983). В сильно дифференцированных гранитах штока Кюми, магматическое происхождение которых было доказано путем исследования флюидных включений (Berni et al., 2020), содержание F повышается уже до 14500 ppm.

По нашим данным, содержание другого летучего элемента — бора — в биотите находится на низком уровне, в основном не выше 1 ppm. В биотите из гранитов Салминского массива содержание бора повышается в биотите от ранних к поздним фазам — 6.39 и 24.4 ppm соответственно (Konyshev et al., 2019).

Возвращаясь к обсуждению поведения индия в биотите, информативным будет рассмотреть корреляцию этого элемента с другими несовместимыми элементами, присутствующими в минерале. Стандартно используемые коэффициенты корреляции Пирсона показывают положительную связь In с Sn, Nb, Sm, Rb, Zn, Sc, Cl, Ti, Ta и F (в порядке убывания, $r > 0.40$). Также был рассчитан робастный ранговый коэффициент корреляции Спирмена, менее зависимый от наличия аномальных проб и характера распределения аналитических данных. Положительная связь с In была установлена уже для меньшего числа элементов — Sn, Sc, F, Sm, Nb, Rb и Zn (также от большего значения r к меньшему). Именно эти элементы, показавшие корреляцию с In по обоим методам, выбраны как имеющие с ним значимую связь. Связь с In исключенных из рассмотрения элементов (Ti, Ta и Cl), вероятно, обусловлена выбросами или нелинейными эффектами и не интерпретируется как генетическая.

Цинк демонстрирует прямую связь с индием (рис. 2). В гидротермальных системах индий концентрируется преимущественно в сфалерите (ZnS). Корреляция In и Zn в магматическом биотите указывает на то, что оба элемента накапливались в остаточном расплаве синхронно, задолго до образования сульфидов. Это свидетельство потенциальной цинк-индиевой специализации Выборгского массива на магматическом этапе, подтвержденной геологическими наблюдениями (Cook et al., 2011). Даже при минимальных значениях $D_{Bt/Melt}$ для индия (около 1), с учетом высокой железистости биотита (Gion et al., 2018) содержание In в расплаве будет достигать 5 ppm, что в 30 раз больше среднего содержания этого элемента в гранитах.

Nb и Sn — типичные редкометалльные элементы для гранитов А-типа. Их тесная связь с In доказывает, что индий ведет себя как несовместимый элемент, накапливающийся в процессе фракционной кристаллизации вместе с другими редкими металлами. Высокое содержание Sn в биотите (> 100 ppm) при отсутствии

грейзенов с оловянной минерализацией предполагает магматическую природу обогащения этим элементом.

Совместная корреляция In с Rb, Sm и Sc (последний, близкий по геохимии к Fe^{3+} , входит в октаэдрическую позицию биотита) указывает на то, что максимальные содержания индия приурочены к наиболее эволюционированным порциям расплава. Это согласуется с приуроченностью высокого содержания In к биотиту из пород второй и третьей магматических фаз (особенно анализы 1, 11 и 18) и относительно пониженными значениями в биотите из контактовой зоны (анализы 4–9).

Фтор мог влиять на общую эволюцию расплава (например, снижение вязкости), что косвенно способствовало накоплению In. Однако четкая линейная зависимость In от содержания F в биотите отсутствует. Возможно, это связано с относительно малым содержанием F в биотите по сравнению с литий-фтористыми гранитами (Breiter et al., 2023). Однако в более богатом фтором биотите из гранитов штока Кюми содержание In ниже (только 2 ppm), чем для гранитов Губановской интрузии. Такое несоответствие, вероятно, связано с кристаллизацией в штоке рудных минералов, аккумулирующих In, из-за чего Fe-Mg-силикаты (амфиболы и биотит) «недополучают» этот редкий элемент.

Хлор, вероятно, участвовал в транспорте In в расплаве в качестве хлоридных комплексов, но в исследованных образцах эта связь замаскирована вариациями P-T-параметров или локальным флюидным неравновесием. Отсутствие устойчивой корреляции In и Cl не опровергает роль последнего, но указывает на неоднозначность прямого распространения этого механизма на биотит.

Выводы

Для биотита из трахитоидных гранитов Губановской интрузии и вмещающих их овоидных гранитов высокоточным локальным методом SIMS впервые определено содержание целого спектра редких элементов, включая индий. Установлено, что индий в биотите из гранитов Выборгского массива имеет магматическую природу. Это подтверждается отсутствием грейзеновых изменений и кварцевых жил с полиметаллическим оруденением, закономерным распределением по фазам и устойчивой положительной корреляцией индия с элементами-индикаторами дифференциации магматического расплава (Rb, Nb, Sc и Sn). Накопление индия контролировалось фракционной кристаллизацией — он вел себя как типичный несовместимый элемент, концентрируясь в остаточном расплаве.

Главные элементы-спутники In в магматической стадии: Sn, Sc, Sm, Nb, Rb и Zn. Эти элементы образуют надежную ассоциацию, подтвержденную как параметрическими, так и ранговыми корреляциями. Фтор косвенно способствовал эволюции расплава. Хлор, вероятно, участвовал в транспорте In в виде хлоридных комплексов, но в минеральных фазах (биотите) эта связь не фиксируется как устойчивая. Физико-химические условия накопления индия — восстановительные условия и умеренно-высокое давление (795–700 °C, 4–5.5 кбар, $fO_2 = FMQ$, по нашим данным и Eklund,



Shebanov, 1999) — благоприятствовали вхождению In^{3+} в биотит, начинающий кристаллизоваться из расплава при этих параметрах.

Высокое содержание In (до 5.8 ppm) в биотите в сочетании с высоким содержанием Sn (> 100 ppm) и положительной корреляцией с Zn указывают на то, что Выборгский массив может рассматриваться как потенциально перспективный на индий-олово-цинковое оруденение (при благоприятных постмагматических процессах), что ранее было подтверждено на примере ряда рудопроявлений (Cook et al., 2011; Ivashchenko, 2023).

Авторы благодарны Е. В. Потапову, С. Г. Симакину (ЯФ ФТИАН) и О. Л. Галанкиной (ИГГД РАН) за проведение аналитических исследований.

Работа выполнена в рамках темы государственно-го задания ИГГД РАН FMUW-2022-0005 с использованием оборудования Центра коллективного пользования «АИРИЗ».

Литература / References

- Великославинский Д. А. и др. Анортозит-рапакивигранитная формация Восточно-Европейской платформы. Л.: Наука, 1978. 296 с.
- Velikoslavinsky D. A. et al. Anorthosite-Rapakivi granite formation of the East European Platform. Leningrad: Nauka; 1978. 296 p. Russian.
- Беляев А. М. Минералого-геохимическая специализация гранитов рапакиви Выборгского массива // Вестник ЛГУ. 1983. № 6. Вып. 1. С. 17–26.
- Belyaev A. M. Mineralogical-geochemical specialization of rapakivi granites of the Wiborg Massif. Vestnik LGU, 1983, 6(1), pp. 17–26. Russian
- Ларин А. М. Граниты рапакиви и ассоциирующие породы. СПб.: Наука, 2011. 402 с.
- Larin A. M. Rapakivi granites and associated rocks. St. Petersburg: Nauka; 2011. 402 p. Russian.
- Рогова И. В., Скублов С. Г., Березин А. В., Петров Д. А. Геохимическая характеристика гранитов рапакиви Губановской интрузии, Выборгский массив // Вестник МГТУ. 2025. Т. 28, № 1. С. 26–37. DOI: 10.21443/1560-9278-2025-28-1-26-37
- Rogova I. V., Skublov S. G., Berezin A. V., Petrov D. A. Geochemical characterization of Gubanovskaya intrusion of rapakivi granites (Wiborg massif). Vestnik of MSTU. 2025;28(1):26–37. Russian.
- Bäckström A. Magmatic fractionation of trace elements in biotite with emphasis on indium in the Salmi batholith, Russian Karelia. Bachelor of Science thesis. Göteborg; 2020. 39 p.
- Berni G. V., Wagner T., Fusswinkel T. From a F-rich granite to a NYF pegmatite: Magmatic-hydrothermal fluid evolution of the Kymi topaz granite stock, SE Finland. Lithos. 2020. Vol. 364. P. 105–538. DOI: 10.1016/j.lithos.2020.105538
- Breiter K., Galiová M. V., Hložková M., Korbelová Z., Kynický J., Costi H. T. Trace element composition of micas from rare-metal granites of different geochemical affiliations. Lithos. 2023. Vol. 446. p. 107–135. DOI: 10.1016/j.lithos.2023.107135
- Cook N. J., Sundblad K., Valkama M., Nygård R., Ciobanu C. L., Danyushevsky L. Indium mineralisation in A-type granites in southeastern Finland: insights into mineralogy and partitioning between coexisting minerals. Chemical Geology. 2011. Vol. 284. p. 62–73. DOI: 10.1016/j.chemgeo.2011.02.006
- Eklund O., Shebanov A. D. The origin of rapakivi texture by sub-isothermal decompression. Precambrian Research. 1999. Vol. 95. p. 129–146. DOI: 10.1016/S0301-9268(98)00130-2
- Elliott B. A. Crystallization conditions of the Wiborg rapakivi batholith, SE Finland: an evaluation of amphibole and biotite mineral chemistry. Mineralogy and Petrology. 2001. Vol. 72. p. 305–324. DOI: 10.1007/s007100170021
- Frost M. D. Interpretation of the composition of trioctahedral micas. U.S. Geology Survey Prof. Paper. 1960. Vol. 354. p. 11–49.
- Gion A. M., Piccoli P. M., Candela P. A. Constraints on the formation of granite-related indium deposits. Economic Geology. 2019. Vol. 114. p. 993–1003. DOI: 10.5382/econgeo.4668
- Gion A. M., Piccoli P. M., Candela P. A. Partitioning of indium between ferromagnesian minerals and a silicate melt. Chemical Geology. 2018. Vol. 500. p. 30–45. DOI: 10.1016/j.chemgeo.2018.08.020
- Icenhower J. P., London D. Partitioning of fluorine and chlorine between biotite and granitic melt: experimental calibration at 200 MPa H_2O . Contributions to Mineralogy and Petrology. 1997. Vol. 127. p. 17–29. DOI: 10.1007/s004100050262
- Ivashchenko V. I. Critical metals mineralization in the late-stage intrusions of Salmi Batholith, Ladoga Karelia, Russia. Minerals. 2023;13(5):6–48. DOI: 10.3390/min13050648
- Konyshov A. A., Alferyeva Y. O., Anosova M. O., Rusak A. A., Korepanov Y. I. The composition of mica from the salmi batholith granites as an indicator of the formation of Nb-Ta mineralization // Moscow University Geology Bulletin. 2019. Vol. 74. p. 401–411. DOI: 10.3103/S0145875219040045

Поступила в редакцию / Received 27.02.2026