

## МАГМАТИЧЕСКИЕ И МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ МИНЕРАЛЫ В МЕТАГАББРОИДАХ СЕВЕРНОГО ПРИЛАДОЖЬЯ: КРИТЕРИИ РАЗДЕЛЕНИЯ

© 2024 г. Р. Л. Анисимов<sup>1,\*</sup>, М. Е. Петракова<sup>1</sup>, д. чл. Ш. К. Балтыбаев<sup>1,2</sup>,  
д. чл. О. Л. Галанкина<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, наб. Макарова, 2,  
Санкт-Петербург, 199034 Россия

<sup>2</sup>Санкт-Петербургский государственный университет, Институт наук о Земле,  
Университетская наб., д. 7/9, Санкт-Петербург, 199034 Россия

\*e-mail: romjulleoanis@mail.ru

Поступила в редакцию: 08.10.2023 г.

После доработки: 03.11.2023 г.

Принята к публикации: 14.02.2024 г.

В метаморфизованных габброидах Северного Приладожья изучены морфология и состав породообразующих минералов с целью выявления критериев их магматического или метаморфического происхождения. Для решения задачи, наряду со сравнительным анализом с минералами из неметаморфизованных пород Потуданской интрузии (Волго-Донской ороген), привлечены данные петрографических исследований в сочетании с данными химического состава минералов и результатами термодинамического моделирования. Сделан вывод о том, что для выделения групп магматических и метаморфических минералов в метаинтрузивных породах перспективными могут быть морфогенетический, геохимический, термобарометрический критерии, а также критерии, основанные на выявлении соответствия реальных составов минералов модельным. Совместное применение этих критериев позволило установить, что в породах кааламского комплекса есть оливин, клинопироксены, амфиболы и плагиоклазы магматического генезиса, а также их метаморфические аналоги.

*Ключевые слова:* габброиды, Северное Приладожье, генезис, оливин, пироксены, амфиболы, плагиоклаз, магматическая кристаллизация, метаморфизм

**DOI:** 10.31857/S0869605524020011, **EDN:** RNLHNO

### ВВЕДЕНИЕ

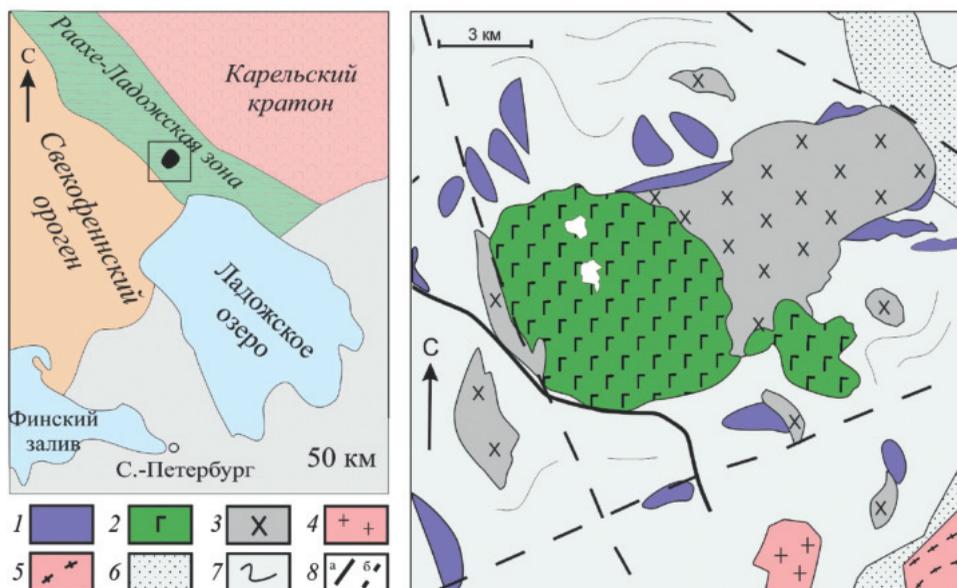
В большинстве орогенических комплексов супракрустальные и интрузивные породы подвергаются метаморфизму под воздействием повышенного теплового потока и в результате деформаций (Condie et al., 2001; Meert, 2012). В магматических породах, подверженных метаморфизму, возникает необходимость разделения минералов по условиям и времени образования на магматические и метаморфические. Такая задача становится особенно актуальной, когда эти минералы используются в качестве изотопных геохронометров (Faure, 1977; Goldstein, Jacobsen, 1988).

Нами были изучены габброиды Северного Приладожья – территории, где в зоне сочленения окраины Карельского кратона и юго-востока Свекофеннского орогена

обнажаются раннепротерозойские магматические и метаморфические комплексы. Для сравнения привлекались неметаморфизованные породы раннепротерозойского массива Потудань из западной части Волго-Донского орогена на границе с Курским блоком. Несмотря на отсутствие оливина в породах массива Потудань, этот выбор определялся тем, что оба массива относятся к одной фации глубинности и формировались в результате фракционной кристаллизации.

## ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

**Массив Кааламо** в составе одноименного комплекса расположен на территории Северного Приладожья и имеет форму овала северо-восточного простирания размером  $12 \times 6$  км (рис. 1). Он прорывает раннепротерозойские гранат-биотитовые гнейсы и слюдяные сланцы ладожской серии, а также амфиболиты сортавальской серии. Контакты массива с вмещающими породами секущие, иногда субсогласные. В образовании массива участвуют породы трех фаз внедрения: 1) перидотиты, оливиновые клинопироксениты, плагиопироксениты, меланогаббро; 2) габбронориты, габбродиориты; 3) диориты, кварцевые диориты, тоналиты, плагиограниты (Саранчина, 1949; Богачев и др., 1999; Лавров, Кулешевич, 2016; Ладожская..., 2020). Поми-



**Рис. 1.** Схема геологического строения массива Кааламо по опубликованным данным (Лавров, Кулешевич, 2016) с изменениями.

1 – первая фаза внедрения, 2 – вторая фаза, 3 – третья фаза, 4 – граниты, 5 – гранито-гнейсы Кирьявалахтинского купола, 6 – породы сортавальской серии, 7 – породы ладожской серии, 8 – дизъюнктивные нарушения: а – достоверные, б – предполагаемые. На врезке (слева) – схема основных тектонических блоков региона и положение массива Кааламо.

**Fig. 1.** Geological scheme of the Kaalamo massif (after Lavrov, Kuleshevich, 2016 with modifications).

1 – first phase of intrusion, 2 – second phase of intrusion, 3 – third phase of intrusion, 4 – granites, 5 – granite-gneisses of the Kiryavalakhta dome, 6 – rocks of the Sortavala series, 7 – rocks of the Ladoga series, 8 – disjunctive violations: a – reliable, b – alleged. Inset (left): scheme of the main tectonic blocks of the region and position of the Kaalamo massif.

мо массива Кааламо, в состав кааламского комплекса входит ряд мелких тел-спутников (Араминлампи, Сури-Суо, Ихаланваара, Кеккоселька и др.) (Ладожская..., 2020). U-Pb изотопный возраст третьей фазы внедрения массива Кааламо, определенный по циркону, составляет  $1883 \pm 5$  млн лет (Богачев и др., 1999).

Массив метаморфизован в условиях не выше уровня амфиболитовой фации (Ладожская..., 2020), однако для краткости изложения приставка «мета-» к породам здесь и далее опускается. *P-T* условия метаморфизма комплекса ранее не оценивались, хотя метаморфизм в районе развития этого комплекса изучался на протяжении многих лет (Кицул, 1963; Геологическое..., 1970; Великославинский, 1972; Нагайцев, 1974; Геология..., 2000, и др.).

В.И. Кицул (1963), изучая карбонатные породы, выделил в районе массива Кааламо диопсидовую зону, в которой диопсид сменяет более низкотемпературный тремолит. Южная часть массива совпадает с более высокотемпературной форстеритовой зоной. Д.А. Великославинский (1972) и Ю.В. Нагайцев (1974) предполагают для этого района среднетемпературный метаморфизм с биотит-мусковитовыми минеральными ассоциациями в метапелитах. По данным минеральной термобарометрии температура их образования составляла 600–650 °С, давление – 4–5 кбар (Геология..., 2000).

**Массив Потудань** входит в состав палеопротерозойского Хохольско-Репьевского батолита Донского террейна. Этот батолит сформировался в постколлизийный этап развития Волго-Донского орогена (Terentiev et al., 2020; Петракова и др., 2022) и сложен магматическими породами двух типов – павловского и потуданского, которые образовались 2050–2080 млн лет назад (Terentiev et al., 2020; Петракова и др., 2020; 2022).

Неметаморфизованные кварцевые монцогаббро-гранодиориты массива Потудань представляют собой серые, розовато-серые массивные, мелко- и среднезернистые породы. Содержат плагиоклаз (32–54%), калиевый полевой шпат (6–22%), биотит (9–22%), амфибол (0.5–12%), кварц (5–12%), клинопироксен (5–10%). Акцессорные минералы представлены магнетитом, ильменитом, апатитом, титанитом, цирконом, пирротинном, реже титаномagnetитом, пиритом и халькопиритом (Петракова, Терентьев, 2018).

## МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Силикатный анализ пород выполнен в лаборатории Института Карпинского на рентгеновском спектрометре ARL 9800 по методике «Определение содержаний основных ...» (<https://vsegei.ru/ru/activity/labanalytics/lab/lab-operations/rentgenspekttr>).

Исследования минералов произведены на сканирующем электронном микроскопе JSM-6510LA с ЭДС JEOL JED-2200 (ИГГД РАН, аналитик О.Л. Галанкина) при ускоряющем напряжении 20 кВ, токе 1 нА, с ZAF-методом коррекции матричных эффектов. Предел обнаружения элементов составил 0.1 мас.%. Фотографии минералов получены в режимах композиционного контраста (BSE) и вторичных электронов (SEI).

Результаты микронзондового анализа обрабатывались в программе MINAL2 (Д.В. Доливо-Добровольский, ИГГД РАН). Обработка анализов амфиболов производилась с помощью программы А. Дж. Локока (Locock, 2014) в соответствии с номенклатурой, рекомендованной Международной минералогической ассоциацией (Hawthorne et al., 2012).

Для оливин-пироксеновой геотермометрии использовалось уравнение, основанное на Fe-Mg обмене между авгитом и оливином (Loucks, 1996). Для оценки температуры применялись также двупироксеновый геотермометр (Wells, 1977; Putirka,

**Таблица 1.** Химические составы (мас. %) пород кааламского комплекса**Table 1.** Chemical compositions (wt %) of rocks of the Kaalamo complex

Фаза	Первая фаза					
	Образец	K079-307	K079-58	Б-22-555	Б-22-556	Б-22-557
Порода	Перидотит	Оливиновый клино- пироксенит	Оливиновый клино- пироксенит	Оливиновый вебстерит	Оливиновый клино- пироксенит	Средний состав
SiO <sub>2</sub>	46.17	50.03	47.04	50.92	46.46	49.14
TiO <sub>2</sub>	0.14	0.32	0.31	0.29	0.26	0.62
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4.02	4.70	4.05	3.45	3.18	7.58
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> t	10.45	9.94	11.48	11.30	10.43	11.45
MnO	0.15	0.16	0.17	0.19	0.17	0.18
MgO	33.18	19.57	20.94	19.47	21.94	16.05
CaO	4.87	14.17	12.76	12.97	12.88	12.36
Na <sub>2</sub> O	0.55	0.63	0.16	0.11	<0.1	0.97
K <sub>2</sub> O	0.16	0.24	0.16	0.11	0.08	0.48
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.01	0.05	<0.05	<0.05	<0.05	0.07
ппп	—	—	2.61	0.74	4.44	1.92
Сумма	100.00	100.00	99.68	99.53	99.86	100.81
Cr, ppm	2084.00	1273.00	1408.00	1255.00	1501.00	—

Примечание. Aver – усредненный состав пород первой фазы (23 анализа) по ранее опубликованным данным (Богачев и др., 1999; Иващенко, Голубев, 2011; Лавров, Кулешевич, 2016). Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>t = Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> + FeO

2008), геотермометры, основанные на равновесии ортопироксеном или клинопироксеном с расплавом (Putirka, 2008), амфибол-плаггиоклазовый геотермометр (Holland, Blundy, 1994). Термобарометрические расчеты выполнялись с помощью программы PTQuick (<http://dimadd.ru/ru/Programs/ptquick>).

Для моделирования кристаллизации минералов из расплава использовалась программа SOMAGMAT v.3.75 (Ariskin, Varmina, 2004, с обновлением 2021 г.). Для расчета скорости остывания фаз интрузии Кааламо применялась программа HEAT3D (Wohletz, Heiken, 1991). Объемы каждой фазы внедрения рассчитывались по площади выхода интрузивных пород.

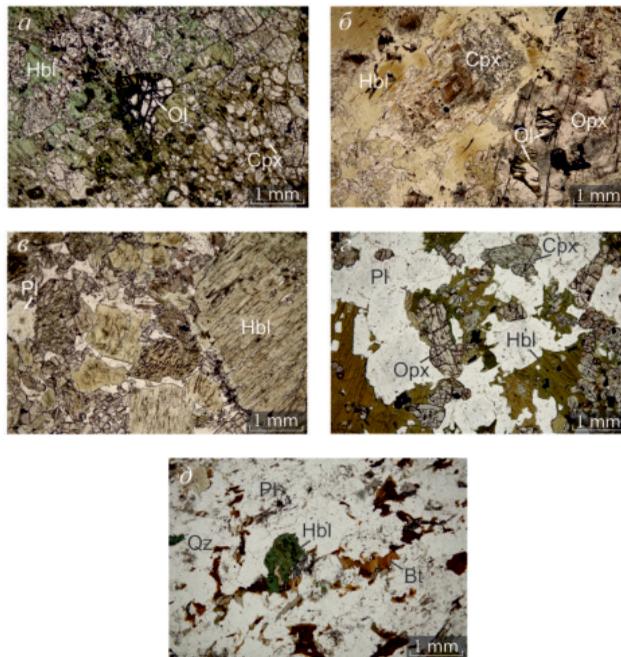
Для моделирования процессов минералообразования было использовано 11 химических анализов пород (6 из них приведено в табл. 1, 5 – в статье: Анисимов и др., 2022) и более 220 микронзондовых анализов минералов.

## ОСОБЕННОСТИ ХИМИЗМА МИНЕРАЛОВ

**Массив Кааламо.** Оливин присутствует в перидотитах и оливиновых клинопироксенитах первой фазы, в которых образует округлые или ксеноморфные зерна в матриксе породы или встречается в виде включений в ортопироксене (обр. 556)

(рис. 2, *a, б*). Варьирует по составу ( $Fe_{84-56}$ , табл. 2, рис. 3), что коррелируется с составом пород: в более магнезиальных породах магнезиальность оливина выше<sup>1</sup>. Для оливина характерна слабая зональность: от центра к краю зерна содержание MgO уменьшается примерно на 1 мас.%. Оливин содержит примеси Mn (0.002–0.02 к. ф.), Al (0.003–0.006 к. ф.), Ca (0.12–0.13 к. ф.), Ni (до 0.01 к. ф.). Наибольшее количество никеля содержится в наименее кислых породах (например, обр. 079-307, перидотит). Оливин замещается идингситом, боулингитом, а также актинолитом.

*Пироксены* встречаются в породах 1-й и 2-й фаз внедрения. В породах первой фазы клинопироксен преобладает над ортопироксеном. Клинопироксен образует слабо удлиненные гипидиоморфные или идиоморфные кристаллы (рис. 2, *a*). В породах сателлита Араминлампи пироксены представлены более крупными ксеноморфными зернами с неровными резорбированными границами (рис. 2, *б*). Пироксены бесцветные или слабо зеленоватые. В ортопироксенах наблюдаются тонкие ламели распада, представленные железисто-титанистой фазой, соответствующей по составу ильмениту. В клинопироксенах часто наблюдается тонкая «сыпь», придающая кристаллам бурую окраску, иногда подчеркивающая в них тонкую осцилляторную зональность. Клинопироксен представлен диопсидом, ортопироксен – энстатитом ( $Fs_{21-36}$ , табл. 3, рис. 4). В кристаллах ортопироксена зональность отсутствует.



**Рис. 2.** Микрофотографии пород кааламского комплекса (проходящий свет, без анализатора).

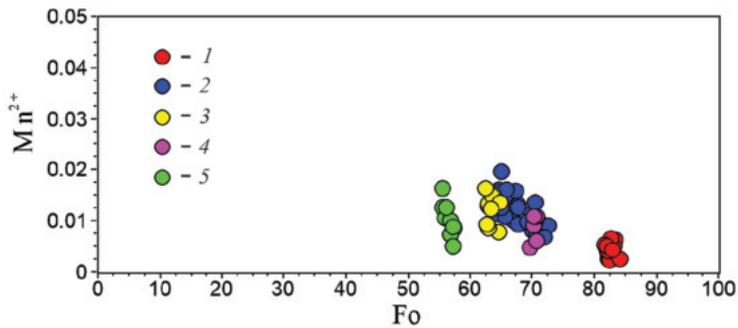
*a* – оливиновый клинопироксенит (обр. 079-58), *б* – оливиновый вебстерит (обр. 556), *в* – габбро (обр. 488), *г* – габбродиорит (обр. 472-1), *д* – тоналит (обр. 318).

**Fig. 2.** Microphotographs of Kaalamo complex rocks (transmitted light, without an analyzer).

*a* – olivine clinopyroxene (sample 079-58), *б* – olivine websterite (sample 556), *в* – gabbro (sample 488), *г* – gabbrodiorite (sample 472-1), *д* – tonalite (sample 318).

<sup>1</sup> Здесь и далее аббревиатуры минералов приведены по (Whitney, Evans, 2010).



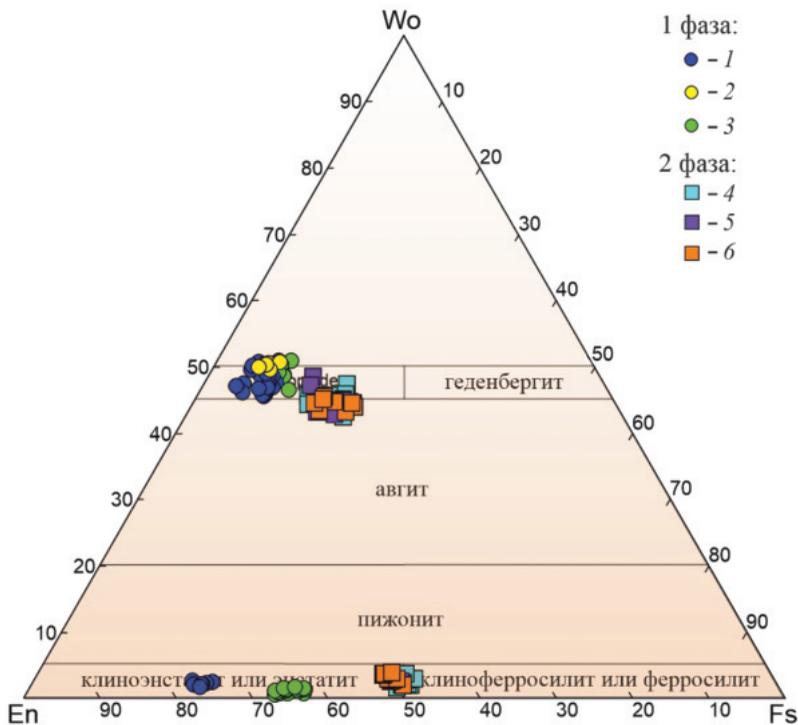


**Рис. 3.** Химический состав оливина пород кааламского комплекса.

1 – перидотит (обр. 079-307), 2 – оливиновый клинопироксенит (обр. 079-58), 3 – оливиновый клинопироксенит (обр. 555), 4 – оливиновый клинопироксенит (обр. 557), 5 – оливиновый вебстерит (обр. 556).

**Fig. 3.** Chemical composition of olivine from rocks of the Kaalamo complex.

1 – peridotite (sample 079-307), 2 – olivine clinopyroxenite (sample 079-58), 3 – olivine clinopyroxenite (sample 555), 4 – olivine clinopyroxenite (sample 557), 5 – olivine websterite (sample 556).



**Рис. 4.** Химический состав пироксенов кааламского комплекса на диаграмме En–Wo–Fs по (Poldervaart, Hess, 1951; Morimoto et al., 1988).

1 – оливиновый клинопироксенит (обр. 079-58), 2 – оливиновый клинопироксенит (обр. 555), 3 – оливиновый вебстерит (обр. 556), габбродиориты 2-ой фазы: 4 – обр. 325, 5 – обр. 470, 6 – обр. 472-1.

**Fig. 4.** Chemical composition of pyroxenes in the Kaalamo complex on the En–Wo–Fs (after Poldervaart, Hess, 1951; Morimoto et al., 1988).

1 – olivine clinopyroxenite (sample 079-58), 2 – olivine clinopyroxenite (sample 555), 3 – olivine websterite (sample 556), gabbrodiorites of the 2nd phase: 4 – sample 325, 5 – sample 470, 6 – sample 472-1.



В породах второй фазы пироксены образуют удлиненные гипидиоморфные кристаллы (рис. 2, *г*). В шлифах ортопироксен плеохроирует от розоватого до зеленоватого цвета, клинопироксен окрашен в зеленоватый цвет, плеохроирует слабо. По составу отвечает гиперстену  $Fs_{47-51}$ , зональности в нем не наблюдается (табл. 3, рис. 4). В большинстве кристаллов присутствуют ламели распада, сложенные клинопироксеном. Клинопироксен пород второй фазы представлен диопсидом и авгитом. В некоторых кристаллах клинопироксена наблюдается двойникование. Нередко можно встретить ламели, сложенные ортопироксеном. Такие структуры распада не характерны для клинопироксенов первой фазы. Также пироксены второй фазы отличаются большей железистостью по сравнению с пироксенами первой фазы (рис. 4).

*Амфиболы* в породах первой фазы отличаются составом и внешним обликом. Для габбро характерны крупные (размером до нескольких см) гипидиоморфные, идиоморфные кристаллы (рис. 2, *в*), а в оливиновом клинопироксените (обр. К079-58) наблюдаются крупные пойкилобласты, включающие в себя кристаллы оливина и клинопироксена (рис. 2, *а*). В породах массива Араминлампи амфибол образует ксеноморфные зерна (рис. 2, *б*). Для амфиболов характерен плеохроизм от буро-зеленого, иногда желто-бурого, до синевато-зеленого. Встречаются бесцветные амфиболы. В породах первой фазы наблюдается две генерации амфиболов. Амфиболы первой генерации представлены паргаситом, магнезио-гастингситом, магнезиальной и железистой роговой обманкой, амфиболы второй генерации — актинолитом (табл. 4, рис. 5). Границы между кристаллами амфиболов двух генераций постепенные. В наиболее магнезиальных породах безалюминиевый амфибол представлен не актинолитом, а тремолитом.

В породах второй фазы также выделяются две генерации амфиболов. Первая генерация представлена ксеноморфными зернами, которые обрастают кристаллы ортопироксена и клинопироксена (рис. 2, *г*). Эти амфиболы плеохроируют от буро-зеленого до бурого и часто ассоциируют с биотитом и магнетитом. Их состав меняется от магнезио-гастингсита до железистой роговой обманки (рис. 5). Амфиболы второй генерации встречаются в виде удлиненных кристаллов синезеленого цвета, а также в виде бесцветных волокнистых агрегатов, часто ассоциируют с хлоритом. Образуют псевдоморфозы по кристаллам ортопироксена и клинопироксена, иногда развиваются по амфиболам первой генерации. По составу отвечают железистой роговой обманке, актинолиту и куммингтониту (табл. 4, рис. 5).

В породах третьей фазы амфиболы образуют гипидиоморфные кристаллы, плеохроируют от желто-зеленого до синезеленого цвета (рис. 2, *д*). Их состав представлен рядом ферро-паргасит — железистая роговая обманка (табл. 4, рис. 5).

По мере возрастания содержания кремнезема в породах общая железистость амфиболов возрастает.

Для амфиболов характерны примеси Cr, Ti, K, Mn. В заметных количествах хром присутствует только в амфиболах пород первой фазы, его содержание уменьшается по мере роста содержания кремнезема (рис. 6, *а*). Содержание Ti возрастает от амфиболов пород первой фазы ко второй, а затем снова уменьшается в амфиболах третьей фазы (рис. 6, *б*). Содержание K увеличивается по мере роста содержания кремнезема в породах (рис. 6, *в*).

*Плагиоклаз* в породах первой фазы внедрения имеет широкий спектр составов, представительные составы приведены в более ранней работе (Анисимов и др., 2022). В анортитовом габбро (обр. 324) наблюдаются две генерации плагиоклаза (рис. 7, *а*). Большинство зерен зональные, присутствуют ядра, по составу отвечающие битовниту  $An_{90-85}$ , и каймы, представленные лабрадором-андезином  $An_{65-45}$ .

**Таблица 4.** Выборочные составы (мас. %) амфиболов пород кааламского комплекса**Table 4.** Selected compositions (wt %) of amphiboles from rocks of the Kaalamo complex

Фаза	Первая фаза							Вторая фаза						Третья фаза	
	Образец	079-307	079-307	079-58	к337	к337	к337	к324	472-1	472-1	472-1	343	343	343	к318
Номер анализа	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
SiO <sub>2</sub>	48.14	58.83	57.08	45.39	45.35	57.25	52.41	44.15	43.61	43.97	54.31	52.34	55.57	45.35	44.79
TiO <sub>2</sub>	0.05	—	0.28	1.02	0.84	0.12	0.39	2.41	2.12	2.03	0.00	0.09	0.01	0.79	0.50
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10.10	1.12	1.85	12.77	12.16	1.70	4.76	10.62	10.97	11.13	0.53	6.03	1.15	10.08	10.14
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.66	0.51	0.43	0.00	0.25	0.00	0.00	—	—	—	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MnO	0.02	0.07	0.03	0.12	0.14	0.07	0.29	0.05	0.14	0.18	1.06	0.40	0.51	0.65	0.69
FeO	5.35	2.63	5.46	11.61	11.67	8.62	13.77	17.70	17.64	16.90	26.20	16.89	14.94	19.80	19.21
MgO	18.87	22.31	20.79	13.28	12.61	18.27	14.26	9.63	9.88	9.70	14.92	12.65	14.45	8.85	8.65
CaO	12.57	13.74	13.04	12.24	12.63	13.04	12.39	11.70	12.03	12.43	1.68	11.08	12.02	12.34	12.44
Na <sub>2</sub> O	2.15	0.29	0.38	1.65	1.50	0.00	0.72	1.39	1.43	1.15	0.00	0.35	0.00	0.66	0.88
K <sub>2</sub> O	0.60	—	0.06	0.85	1.10	0.09	0.15	1.28	1.46	1.25	0.00	0.18	0.00	0.90	0.99
Сумма	98.5	99.5	99.4	98.9	98.3	99.2	99.1	99.1	99.4	98.8	98.7	100.0	98.7	99.4	98.3
Коэффициенты в формулах															
Si	7	8	8	6	7	8	7	7	6	7	8	7	8	7	7
Al	1.29	0.08	0.22	1.50	1.39	0.07	0.54	1.46	1.54	1.46	0.01	0.67	0.10	1.31	1.28
∑T	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8
Ti	0.01	—	0.03	0.11	0.09	0.01	0.04	0.27	0.24	0.23	—	0.01	0.00	0.09	0.06
Al	0.37	0.10	0.08	0.65	0.70	0.20	0.26	0.40	0.38	0.49	0.08	0.32	0.10	0.44	0.51
Cr	0.07	0.05	0.05	—	0.03	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Fe <sup>3+</sup>	0.40	—	0.18	0.49	0.10	—	0.28	0.71	0.67	0.44	—	0.90	0.34	0.62	0.33
Mn <sup>2+</sup>	0.00	0.01	0.00	0.02	0.02	0.01	0.04	0.01	0.02	0.02	—	0.05	0.06	0.08	0.09
Fe <sup>2+</sup>	0.23	0.30	0.44	0.90	1.33	1.00	1.36	1.49	1.52	1.66	1.65	1.08	1.44	1.83	2.08
Mg	3.92	4.48	4.22	2.83	2.74	3.77	3.03	2.13	2.18	2.15	3.27	2.64	3.06	1.95	1.93
∑C	5.00	4.94	5.00	5.00	5.00	4.99	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00
Ca	1.88	1.98	1.90	1.88	1.97	1.93	1.89	1.86	1.91	1.98	0.27	1.66	1.83	1.95	2.00
Na	0.12	0.02	0.10	0.12	0.03	—	0.11	0.14	0.09	0.02	—	0.10	—	0.05	0.00
∑B	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2
Na	0.46	0.06	0.00	0.34	0.40	—	0.09	0.26	0.32	0.31	—	—	—	0.14	0.26
K	0.11	—	0.01	0.16	0.21	0.02	0.03	0.24	0.28	0.24	—	0.03	—	0.17	0.19
∑A	1	0	0	0	1	0	0	0	1	1	0	0	0	0	0
O (кроме W)	22	22	22	22	22	22	22	22	22	22	22	22	22	22	22
ОН <sup>-</sup>	1.99	2.00	1.94	1.78	1.82	1.98	1.92	1.42	1.48	1.51	2.00	1.98	2.00	1.82	1.89
O	0.01	—	0.06	0.22	0.18	0.03	0.08	0.54	0.47	0.46	—	0.02	0.00	0.18	0.11
∑W	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2
T + C + + B + A	15.57	15.00	15.01	15.49	15.60	14.94	15.12	15.50	15.59	15.55	14.97	14.79	14.83	15.31	15.44

Примечание. Формулы рассчитаны на 13 катионов.

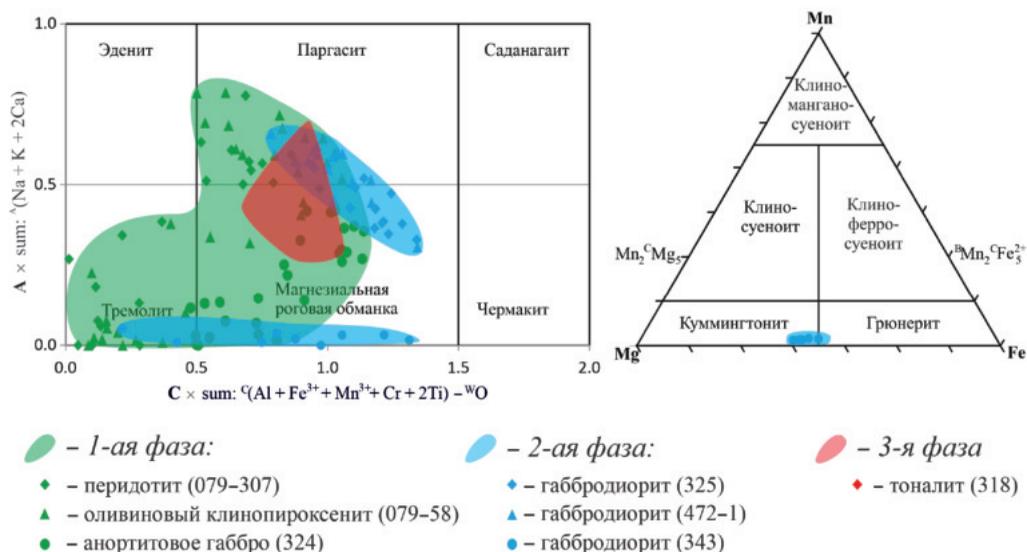


Рис. 5. Химический состав амфиболов кааламского комплекса. Поля составов даны согласно работе (Hawthorne et al., 2012).

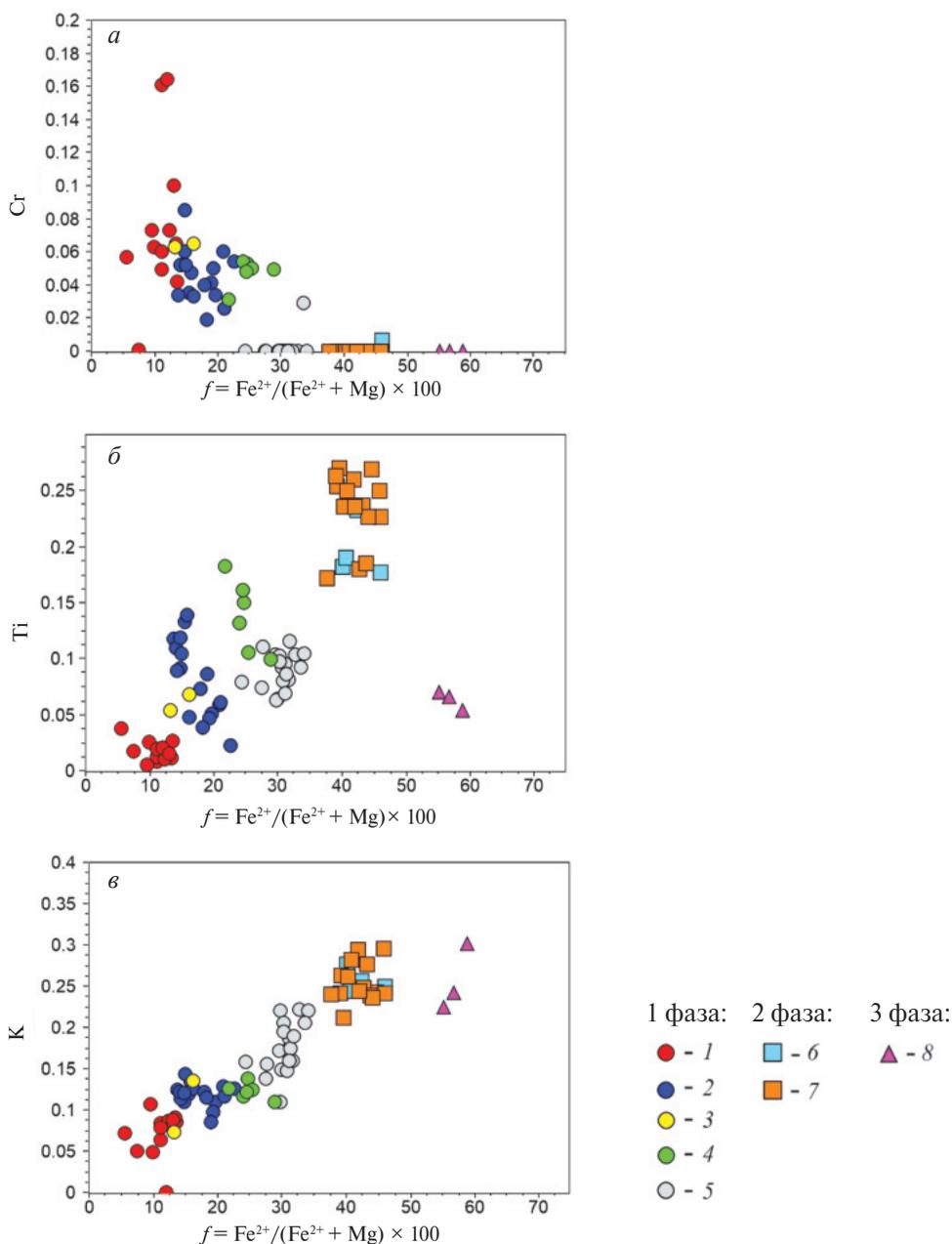
Fig. 5. Chemical composition of amphiboles in the Kaalamo complex. Composition fields are given after (Hawthorne et al., 2012).

Границы между ядрами и каймами резкие. В габбро (обр. 337) также наблюдаются две генерации плагиоклаза. Зерна незональные, отвечающие лабрадору  $An_{70-60}$ . Вблизи контактов плагиоклаза с амфиболом могут наблюдаться зоны с олигоклазом  $An_{20}$ . В габбро (обр. 491) плагиоклаз представлен андезином-олигоклазом  $An_{40-25}$ .

В породах второй фазы внедрения выделяются две генерации плагиоклаза. Большинство зерен плагиоклаза не зональные, их состав в целом отвечает  $An_{50}$ . Изредка встречаются зональные зерна, ядра представлены битовнитом  $An_{80}$ , а каймы лабрадором  $An_{60-50}$  (рис. 7, б). Границы между ядрами и каймами резкие. Для кайм характерна грубая осцилляторная зональность. Предполагается по петрографическим взаимоотношениям, что обе генерации имеют магматическое происхождение, при этом ядра  $An_{80}$  относятся к первой генерации, а каймы  $An_{60-50}$  и незональные кристаллы — ко второй генерации.

В породах третьей фазы также выделяются две генерации плагиоклаза. К первой относятся кристаллы  $An_{50-40}$ . Эти кристаллы обычно незональные, но иногда имеют осцилляторную зональность, более тонкую и ясную по сравнению с плагиоклазами второй фазы внедрения (рис. 7, в). Плагиоклаз второй генерации формирует краевые зоны кристаллов первой генерации и представлен олигоклазом-альбитом  $An_{30-5}$ . Он ассоциирует с эпидотом, клиноцоизитом, иногда кварцем (рис. 7, г).

**Массив Потудань.** Пироксены по составу отвечают диопсиду и авгиту (рис. 8, а, табл. 5), их магнезиальность варьирует слабо ( $Mg\#$  0.65–0.75), зональных кристаллов не обнаружено. Клинопироксен часто замещен роговой обманкой или же сростаниями роговой обманки с биотитом. Содержит включения магнетита, апатита, амфибола. Наблюдаются ситовидные кристаллы с включениями магнетита (рис. 8, б, д, е).



**Рис. 6.** Содержания Cr, Ti, K в амфиболах пород кааламского комплекса.

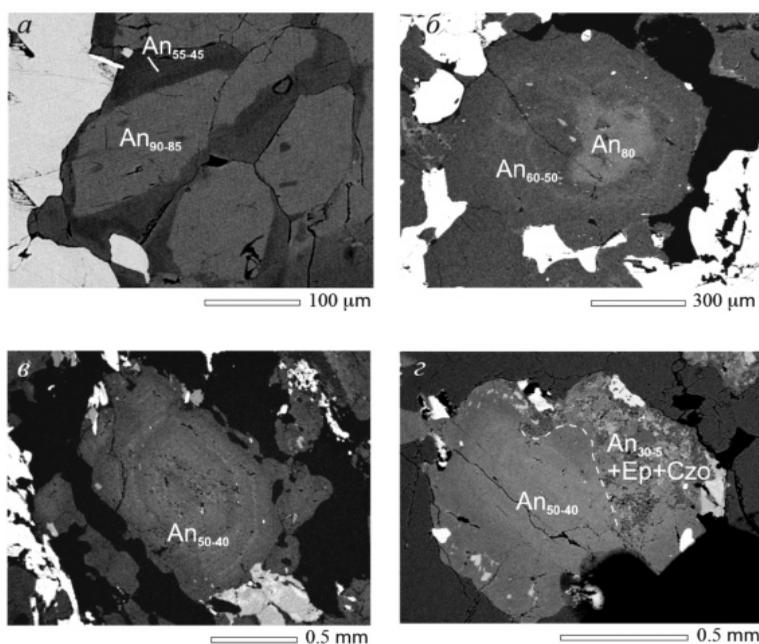
1–5 – породы первой фазы (1 – перидотит, обр. 079-307; 2 – оливиновый клинопироксенит, обр. 079-58; 3 – оливиновый клинопироксенит, обр. 555; 4 – оливиновый вебстерит, обр. 556; 5 – габбро, обр. 337); 6–7 – габбродиориты второй фазы (6 – обр. 325; 7 – обр. 472-1); 8 – тоналит третьей фазы, обр. 318.

**Fig. 6.** Contents of Cr, Ti, K in amphiboles of rocks the Kaalamo complex.

1–5 – rocks of the first phase (1 – peridotite, sample 079-307; 2 – olivine clinopyroxenite, sample 079-58; 3 – olivine clinopyroxenite, sample 555; 4 – olivine websterite, sample 556; 5 – gabbro, sample 337); 6–7 – gabbrodiorites of the second phase (6 – sample 325, 7 – sample 472-1); third phase: 8 – tonalite of the third phase (sample 318).

*Кальцевые амфиболы* представлены как идиоморфными, гипидиоморфными вытянутыми призматическими кристаллами, так и ксеноморфными зернами. Чаще амфиболы образуют каймы вокруг клинопироксена или в сростании с биотитом замещают его (рис. 8, б). Всегда содержат включения апатита, ильменита, магнетита, биотита, сульфидов. Более мелкие зерна (до 0.2 мм) встречаются вместе с биотитом в интерстициях. Большинство амфиболов относится к магнезиальным и железистым роговым обманкам, паргаситу (рис. 9, табл. 5). Единичные составы соответствуют эдениту и магнезио-гастингситу. Амфиболы характеризуются умеренной магнезиальностью ( $X_{Mg}$  0.56–0.68) и содержанием глинозема ( $Al_2O_3$  7.0–8.9 мас.%). Вторичные амфиболы по составу соответствуют актинолиту.

*Плагиоклазы* представлены тремя генерациями, к которым отнесены: 1) относительно высококальцевые ( $An_{50-52}$ ) ядра кристаллов (рис. 8, а, рис. 10); 2) ситовидные зональные кристаллы (рис. 8, в, з, рис. 10); 3) каймы среднего и кислого состава ( $An_{25-49}$ ) (рис. 10, табл. 5). Зональность плагиоклаза проявлена в крупных и средних кристаллах в виде резкого уменьшения анортитового минала от центра к краю (от 52 до 24%). В ситовидных плагиоклазах (рис. 8, в, з) включения выполнены преимущественно магнетитом, биотитом, роговой обманкой. Плагиоклаз также содержит включения биотита, калиевого полевого шпата, апатита, рудных минералов (Петракова, Терентьев, 2018).

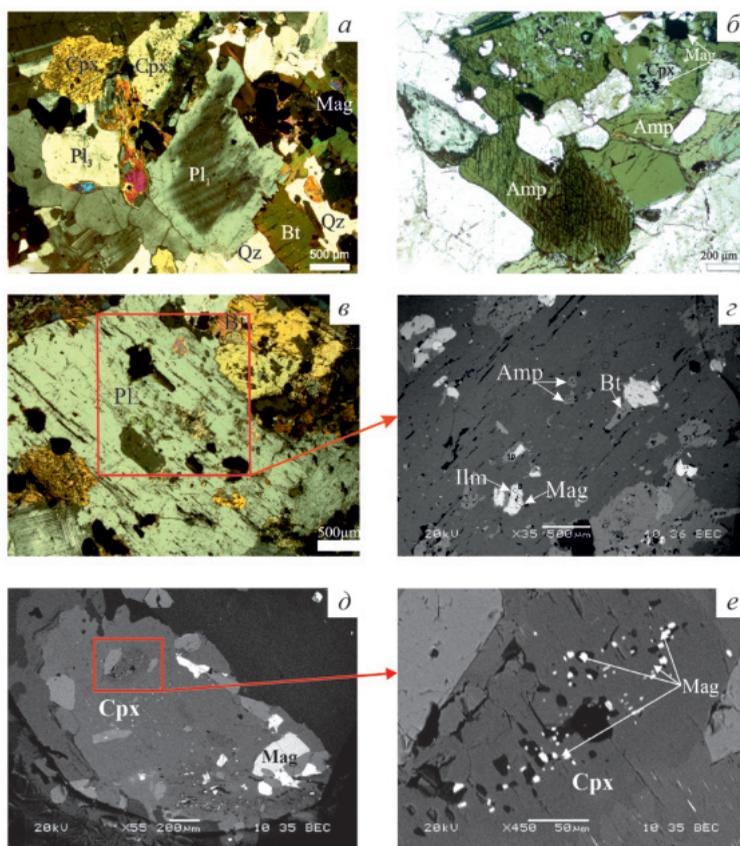


**Рис. 7.** Зональные плагиоклазы кааламского комплекса. Изображения в отраженных электронах.

*а* – две генерации плагиоклаза в анортитовом габбро (обр. 324), *б* – две генерации плагиоклаза в габбродиорите (обр. 325), *в* – осцилляторно-зональный плагиоклаз (обр. 318), *з* – две генерации плагиоклаза в тоналите (обр. 318).

**Fig. 7.** Zonal plagioclases in the Kaalamo complex. BSE images.

*a* – two generations of plagioclase in anorthite gabbro (sample 324), *b* – two generations of plagioclase in gabbrodiorite (sample 325), *v* – oscillatory-zonal plagioclase (sample 318), *z* – two generations of plagioclase in tonalite (sample 318).



**Рис. 8.** Микрофотографии прозрачно-полированных шлифов пород потуданского комплекса. *a* – зональный плагиоклаз с высококальциевым ядром ( $Pl_1$ ), клинопироксен с включениями роговой обманки и магнетита, плагиоклаз третьей генерации ( $Pl_3$ ); *b* – клинопироксен с включениями магнетита и ксеноморфной каймой амфибола; *в, z* – ситовидный плагиоклаз с включениями в проходящем свете и в режиме отраженных электронов; *д, e* – ситовидный клинопироксен с многочисленными включениями зерен магнетита (изображения в отраженных электронах).

**Fig. 8.** Microphotographs of transparent polished thin sections of rocks in the Potudan complex. *a* – zoned plagioclase with a Ca-rich core ( $Pl_1$ ), clinopyroxene with inclusions of hornblende and magnetite, third generation plagioclase ( $Pl_3$ ); *b* – clinopyroxene with magnetite inclusions and with a xenomorphic amphibole rim; *в, z* – sieve-like plagioclase with inclusions, image in transmitted light and BSE image; *д, e* – sieve-like clinopyroxene with numerous inclusions of magnetite grains, BSE images.

## КРИТЕРИИ РАЗДЕЛЕНИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ И МЕТАМОРФИЧЕСКИХ МИНЕРАЛОВ

**Морфогенетические критерии.** Большинство темноцветных минералов массива Кааламо незональные или слабо зональные. Однако в некоторых зернах клинопироксена (обр. 556) наблюдается осцилляторная зональность, вызванная субмикронными включениями (рис. 11, *a*). Осцилляторную зональность имеют также плагиоклазы (рис. 7, *б, в*; рис. 11, *б*). Существует ряд гипотез образования осцилляторной зональности, но чаще исследователи склоняются к ее магматической природе (L'Heureux, Fowler, 1994; Shcherbakov et al., 2010; Terpley et al., 2020). Мы также предполагаем

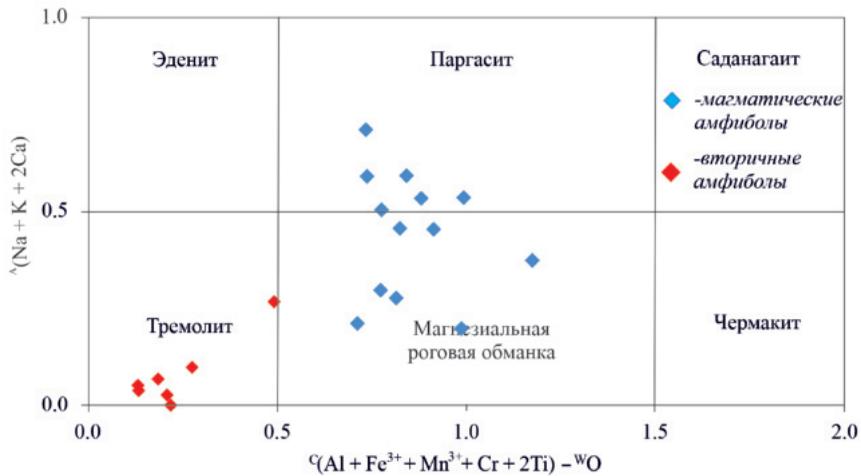


Рис. 9. Составы амфиболов потуданского комплекса.  
 Fig. 9. Compositions of amphiboles of the Potudan complex.

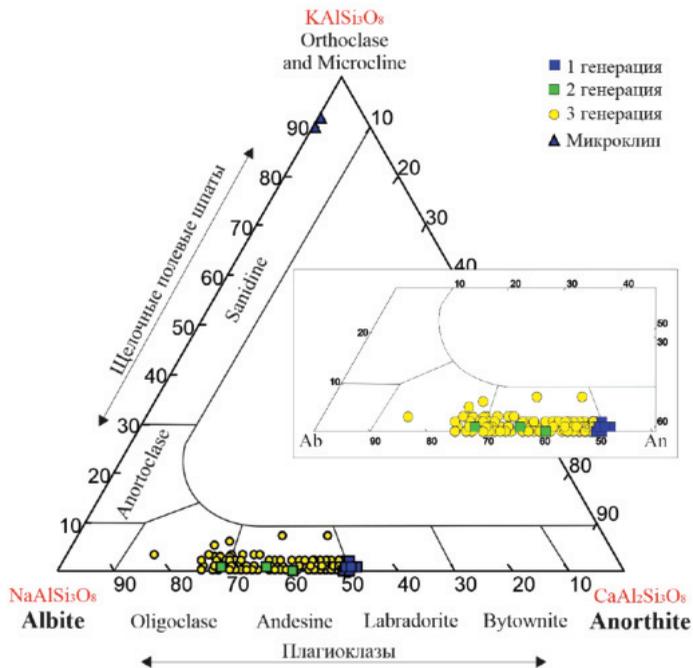


Рис. 10. Диаграмма Ab–Or–An (Deer et al., 1992) с фигуративными точками составов полевых шпатов пород потуданского комплекса.  
 Fig. 10. Ab–Or–An diagram (Deer et al., 1992) with compositions of feldspar in the Potudan complex rocks.

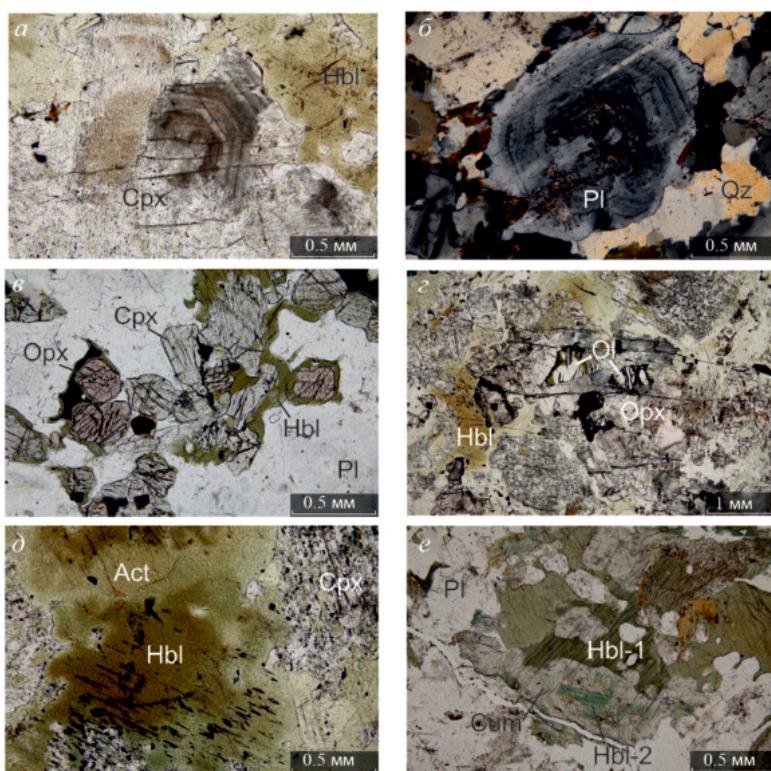
**Таблица 5.** Химические составы плагиоклазов, клинопироксенов и амфиболов из кварцевого монцогаббро-гранодиоритового массива Потудань**Table 5.** Chemical compositions of plagioclase, clinopyroxene and amphibole from the quartz monzogabbro-granodiorite massive Potudan

Образец	6418/ 62.5	6418/ 62.5	6416/ 62	6416/ 62	6416/ 62	6418/ 62.5	6418/ 66	6418/ 66	8003/ 400	6418/ 62.5	6418/ 62.5	6418/ 62.5	6418/ 62.5
Минерал	Pl	Pl	Pl	Pl	Pl	Cpx	Cpx	Cpx	Cpx	Hbl	Hbl	Hbl	Hbl
Номер анализа	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
SiO <sub>2</sub>	58.50	56.92	60.22	55.17	61.59	52.69	52.91	52.26	51.51	44.80	45.57	48.77	45.43
TiO <sub>2</sub>	—	—	—	—	—	0.38	—	0.10	0.37	2.05	1.82	0.25	1.83
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	26.54	27.55	24.52	28.06	24.14	0.82	1.00	0.94	2.10	8.02	7.89	6.15	8.15
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	—	—	—	—	0.06	0.06	0.10	—	—	—	—	—
FeO	0.23	0.02	—	—	0.38	10.91	9.74	10.21	10.60	17.03	16.61	17.22	17.08
MnO	—	—	—	—	—	0.50	0.44	0.43	0.42	0.32	0.25	0.30	0.41
MgO	—	—	—	—	—	12.08	12.61	13.45	13.25	11.77	11.56	12.37	11.15
CaO	7.93	9.09	6.57	9.73	5.28	22.17	22.64	21.43	19.89	10.96	11.43	11.76	11.53
Na <sub>2</sub> O	6.67	6.20	7.79	5.88	8.45	0.26	0.77	0.71	0.55	1.93	1.71	0.71	1.22
K <sub>2</sub> O	0.23	0.05	—	—	0.46	—	—	0.03	—	1.11	1.15	0.47	1.20
Сумма	100.10	99.83	99.10	98.84	100.30	99.87	100.17	99.66	98.69	97.99	97.99	98.00	98.00
Коэффициенты в формулах													
Si <sup>4+</sup>	2.62	2.56	2.71	2.51	2.73	1.99	1.97	1.96	1.95	6.63	6.77	7.10	6.74
Ti <sup>4+</sup>	—	—	—	—	—	0.01	—	0.00	0.01	0.23	0.20	0.03	0.20
Al <sup>3+</sup>	1.40	1.46	1.30	1.50	1.26	0.04	0.04	0.04	0.09	1.40	1.38	1.06	1.42
Cr <sup>3+</sup>	—	—	—	—	—	0.00	0.00	0.00	—	—	—	—	—
Fe <sup>2+</sup>	0.01	0.00	—	—	0.00	0.35	0.24	0.23	0.31	1.46	1.72	1.36	1.67
Fe <sup>3+</sup>	0.00	0.00	—	—	0.01	0.00	0.06	0.09	0.02	0.65	0.34	0.74	0.45
Mn <sup>2+</sup>	—	—	—	—	—	0.02	0.01	0.01	0.01	0.04	0.03	0.04	0.05
Mg <sup>2+</sup>	—	—	—	—	—	0.68	0.70	0.75	0.75	2.60	2.56	2.68	2.47
Ca <sup>2+</sup>	0.38	0.44	0.32	0.47	0.25	0.90	0.91	0.86	0.81	1.74	1.82	1.83	1.83
Na <sup>+</sup>	0.58	0.54	0.68	0.52	0.73	0.02	0.06	0.05	0.04	0.55	0.49	0.20	0.35
K <sup>+</sup>	0.01	0.00	—	—	0.03	—	—	0.00	—	0.21	0.22	0.09	0.23
Сумма	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	4.00	4.00	4.00	4.00	15.50	15.53	15.12	15.41
An	0.40	0.45	0.32	0.48	0.26								
En						0.35	0.38	0.41	0.40				
Fs						0.18	0.13	0.12	0.17				
Wo						0.47	0.49	0.47	0.43				

Примечание. Формулы рассчитаны на 5 катионов (плагиоклаз), 4 катиона (пироксен), 13 катионов (амфибол).

магматическое происхождение тех пироксенов и плагиоклазов, которые не имеют осцилляторной зональности, но по своему химическому составу сходны с осцилляторно-зональными кристаллами и относятся с ними к одной генерации.

Ортопироксены пород первой и второй фазы внедрения однозначно являются магматическими минералами, поскольку  $P$ – $T$  параметры метаморфизма пород кааламского комплекса были слишком низкими для образования этого минерала метаморфическим путем (Саранчина, 1949; Геология..., 2000; Ладожская..., 2020). Магматическими также можно считать и клинопироксены габброноритов второй фазы внедрения, т. к. они находятся в одном парагенезисе с ортопироксенами (рис. 11, в). Такой вывод нельзя сделать для клинопироксенов первой фазы внедрения из-за сильной измененности пород, которая затушевывает первичные взаимоотношения минералов.



**Рис. 11.** Особенности взаимоотношений минералов кааламского комплекса.

*a* – осцилляторно-зональный клинопироксен (оливиновый вебстерит, первая фаза); *б* – осцилляторно-зональный плагиоклаз (тоналит, третья фаза); *в* – парагенные орто- и клинопироксены (габбродиорит, вторая фаза); *г* – включения оливина в ортопироксене (оливиновый вебстерит, первая фаза); *д* – две генерации амфибола (оливиновый вебстерит, первая фаза); *е* – две группы амфибола (габбродиорит, вторая фаза). Изображения в проходящем свете без анализатора (*a*, *в–е*), с анализатором (*б*).

**Fig. 11.** Character of relationships between minerals of the Kaalamo complex.

*a* – oscillatory-zonal clinopyroxene (olivine websterite, first phase); *b* – oscillatory-zonal plagioclase (tonalite, third phase); *v* – paragenetic ortho- and clinopyroxenes (gabbrodiorite, second phase); *г* – olivine inclusions in orthopyroxene (olivine websterite, first phase); *д* – two generations of amphibole (olivine websterite, first phase); *e* – two groups of amphibole (gabbrodiorite, second phase). Transmitted light without analyzer (*a*, *v–e*), with analyzer (*b*).

**Таблица 6.** Температуры кристаллизации минералов массива Кааламо**Table 6.** Crystallization temperatures of minerals from the Kaalamo massif

Минеральные термобарометры			Ol-Cpx	Cpx-Orpx			Hbl-Pl					
Калибровки			Loucks, 1996	Wells, 1977	Putirka, 2008		Holland, Blundy, 1994			Holland, Blundy, 1994		
					(Mg# Cpx > 0.75)	(Mg# Cpx < 0.75)	(без кварца)			(с кварцем)		
							An <sub>30</sub>	An <sub>40</sub>	An <sub>50</sub>	An <sub>30</sub>	An <sub>40</sub>	An <sub>50</sub>
<i>Магматический этап</i>												
1 фаза	Обр. 555	Оливиновый клинопи-роксенит	870–990	–	–	–	–	–	–	–	–	–
	Обр. 556	Оливиновый вебстерит	900–980	840–860	810–840	–	–	–	–	–	–	–
	Обр. 557	Оливиновый клинопи-роксенит	840–960	–	–	–	–	–	–	–	–	–
	Обр. 079-58	Оливиновый клинопи-роксенит	860–1110	785–975	770–1000	–	–	–	–	–	–	–
2 фаза	Обр. 325	Габбродио-рит	–	800–930	–	800–870	–	–	–	–	–	820–825
	Обр. 470	Габбродио-рит	–	790–920	–	800–880	–	–	–	–	–	–
	Обр. 472-1	Габбродио-рит	–	810–920	–	800–880	–	–	–	–	–	835–855
	Обр. 343	Габбродио-рит	–	–	–	–	–	–	–	–	–	820–825
<i>Постмагматический этап</i>												
1 фаза	Обр. 556	Оливиновый вебстерит	–	750–785	660–760	–	–	–	–	–	–	–
	Обр. 079-58	Оливиновый клинопи-роксенит	–	685–770	690–750	–	–	–	–	–	–	–
2 фаза	Обр. 325	Габбродио-рит	–	770–800	–	740–800	–	–	–	–	–	730–805
	Обр. 470	Габбродио-рит	–	720–800	–	710–800	–	–	–	–	–	–
	Обр. 472-1	Габбродио-рит	–	–	–	780–800	–	–	–	–	–	715–795
	Обр. 343	Габбродио-рит	–	–	–	–	–	–	–	–	–	670–780
3 фаза	Обр. 318	Тоналит	–	–	–	–	–	–	535–680	550–710	565–740	–
<i>Метаморфический этап</i>												
1 фаза	Обр. 556	Оливиновый вебстерит	–	620–690	600–620	–	–	–	–	–	–	–
	Обр. 079-58	Оливиновый клинопи-роксенит	–	540–635	600–670	–	–	–	–	–	–	–
	Обр. 337	Габбро	–	–	–	–	550–625	580–660	610–690	–	–	–
	Обр. 324	Анортитовое габбро	–	–	–	–	555–610	585–645	610–680	–	–	–

Таблица 6. Окончание

Минеральные термобарометры			Ol-Cpx	Cpx-Orx			Hbl-Pl					
Калибровки			Loucks, 1996	Wells, 1977	Putirka, 2008		Holland, Blundy, 1994			Holland, Blundy, 1994		
					(Mg# Cpx > 0.75)	(Mg# Cpx < 0.75)	(без кварца)			(с кварцем)		
					An <sub>30</sub>	An <sub>40</sub>	An <sub>50</sub>	An <sub>30</sub>	An <sub>40</sub>	An <sub>50</sub>		
2 фаза	Обр. 325	Габбродиорит	—	690–710	—	645–665	—	—	—	—	—	—
	Обр. 470	Габбродиорит	—	590–600	—	610–630	—	—	—	—	—	—
	Обр. 343	Габбродиорит	—	—	—	—	—	—	—	—	—	470–640

В породах первой фазы внедрения наблюдается оливин, образующий включения в ортопироксене (обр. 556) (рис. 11, *з*). Поскольку ортопироксен по происхождению может быть только магматическим, то и подобные включения в нем можно было бы считать магматическими. Однако такому выводу противоречат эмпирические и расчетные данные: существенно железистые оливины нельзя получить в ходе кристаллизации из расплавов, из которых возникли породы кааламского комплекса (см. ниже раздел «Критерии соответствия реальных составов минералов модельным»). Кроме того, оливин такого состава не равновесен с клинопироксенами, что следует из заниженных оценок температуры его кристаллизации (см. ниже раздел «Термобарометрические критерии»).

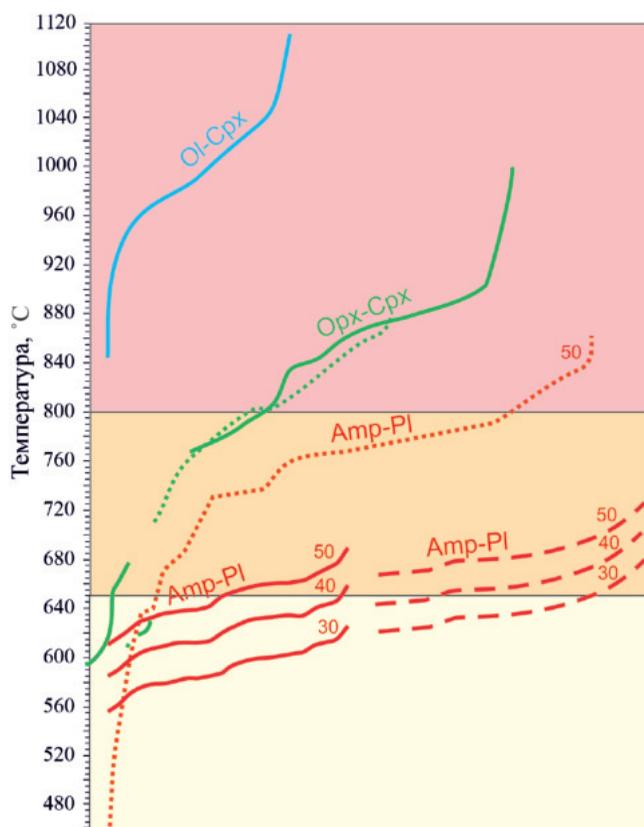
Некоторые минералы пород кааламского комплекса можно уверенно считать метаморфическими. К ним относятся поздние генерации амфиболов в породах первой и второй фазы внедрения (рис. 11, *д, е*). Амфиболы второй генерации первой фазы внедрения представлены актинолитом. Актинолит неустойчив при высокой температуре, поэтому не может быть магматическим минералом (Jenkins, Vozhilov, 2003). Амфиболы второй группы второй фазы внедрения представлены железистой роговой обманкой, актинолитом и куммингтонитом. Они образуют волокнистые агрегаты, развивающиеся по кристаллам ортопироксена и клинопироксена. Подобная морфология указывает на кристаллизацию амфиболов на постмагматической стадии. Метаморфическое происхождение имеет и плаггиоклаз второй генерации третьей фазы внедрения, представленный олигоклазом-альбитом An<sub>30–5</sub> (рис. 7, *з*). Об этом свидетельствует его принадлежность к единому парагенезису с наложенным эпидотом и клиноцоизитом.

Порфириовидная, неравномерно зернистая структура пород Потуданской интрузии предполагает кристаллизацию расплава в малоглубинных условиях, что способствует относительно быстрому остыванию магмы. Последнее определяет появление вышеописанных структурно-текстурных особенностей пород (рис. 8).

**Термобарометрические критерии.** Расчет температурного профиля остывания фаз внедрения пород кааламского комплекса показал, что скорости остывания заметно различаются. У первой и третьей фазы снижение температуры от ликвидусных значений до значений, характерных для метаморфизма, происходило примерно за 100–200 тысяч лет, тогда как у второй фазы — за 400–500 тысяч лет. Эти оценки соответствуют объемам, занимаемым породами разных фаз: чем больше объем породы, тем медленнее скорость охлаждения. Не исключено, что отсутствие структур распада в клинопироксенах первой фазы и их наличие в клинопироксенах второй фазы связано с разной скоростью остывания.

Оливин-клинопироксеновый геотермометр (Loucks, 1996) выявил самые высокие температуры (до 1100 °С) (табл. 6, рис. 12). Большинство температур попало в интервал 900–950 °С, что позволяет сделать вывод либо о кристаллизации оливина на поздних стадиях магматического этапа, либо об отсутствии равновесия между оливином и клинопироксеном.

Большинство температур, рассчитанных с помощью двупироксенового геотермометра для пород первой фазы, попали в интервал 750–850 °С. Максимальная температура составила 1000 °С. Для пород второй фазы рассчитанные температуры соста-



**Рис. 12.** Результаты термометрии пород кааламского комплекса.

Термобарометры: Ol-Cpx (Loucks, 1996), Opx-Cpx (Putirka, 2008), Amp-Pl (Holland, Blundy, 1994). Сплошными линиями показаны температуры, полученные для пород первой фазы, коротким пунктиром – для пород второй фазы, длинным пунктиром – третьей. Красное поле соответствует температуре магматического этапа формирования минеральных парагенезисов, оранжевое – постмагматического, желтое – метаморфического. Номера соответствуют номеру плагиоклаза, используемого в расчетах (объяснения в тексте).

**Fig. 12.** Results of mineral thermometry for the rocks of the Kaalamo complex.

Geothermometers: Ol-Cpx (Loucks, 1996), Opx-Cpx (Putirka, 2008), Amp-Pl (Holland, Blundy, 1994). Solid lines show temperatures obtained for rocks of the first phase, short dotted lines show temperatures obtained for rocks of the second phase, long dotted lines show temperatures obtained for rocks of the third phase. Red field, temperatures of the magmatic stage, orange field, temperatures of the post-magmatic stage, yellow field, temperatures of the metamorphic stage. Numbers correspond to the compositions of plagioclase used in calculations (see text for explanation).

вили 770–870 °С. Эти температуры интерпретируются как магматические. Для пород обеих фаз были получены и более низкие температуры (600–650 °С), соответствующие метаморфическому процессу.

Расчет температур с помощью геотермометров «оливин-расплав» и «ортопироксен-расплав» (Putirka, 2008) показал, что равновесие между минералами и гипотетическим расплавом (состав которого определялся по валовому составу породы) отсутствует, что можно объяснить образованием пород в ходе фракционной, а не равновесной кристаллизации.

Для оценки температуры с помощью амфибол-плагиоклазового геотермометра (табл. 6) для кварцсодержащих и для бескварцевых пород были использованы три возможных состава плагиоклаза:  $An_{50}$ ,  $An_{40}$  и  $An_{30}$ . На основе расчетов были построены температурные кривые (рис. 12). В породах первой фазы внедрения затруднительно определить, с каким именно плагиоклазом сосуществует амфибол. В образце 324 он, вероятнее всего, находился в парагенезисе с каймами зональных кристаллов (ядра –  $An_{90-80}$ , каймы –  $An_{50-40}$ ). В образце 337 он мог сосуществовать как с  $An_{50-40}$ , так и с  $An_{30}$ . Полученные температуры, за редким исключением, не превышают 670 °С, что в целом соответствует температуре регионального метаморфизма амфиболитовой фации.

В породах второй фазы амфибол, образующий обрастания вокруг кристаллов ортопироксена и клинопироксена, сосуществует с плагиоклазом  $An_{50}$ . Мы можем предполагать это достаточно уверенно, поскольку в наименее измененных породах, не содержащих амфиболов второй генерации, плагиоклаза кислее  $An_{50}$  не встречено. Полученный диапазон температур (720–850 °С) позволяет предположить позднемагматическую природу этих амфиболов. Амфиболы второй генерации, образующие волокнистые агрегаты, развивающиеся по кристаллам пироксенов, исходя из петрографических наблюдений, имеют явно вторичную, постмагматическую или метаморфическую природу.

В породах третьей фазы внедрения амфиболы, если предполагать их магматическую природу, должны сосуществовать с плагиоклазом  $An_{50-40}$  (магматический плагиоклаз с осцилляторной зональностью). В таком случае температуры кристаллизации этих амфиболов (640–720 °С) оказываются достаточно низкими, чтобы быть магматическими. Если предполагать метаморфическую природу этих амфиболов, то они должны сосуществовать с плагиоклазом  $An_{30}$  и ниже. Тогда рассчитанная температура их кристаллизации составит 620–650 °С, что отвечает условиям регионального метаморфизма.

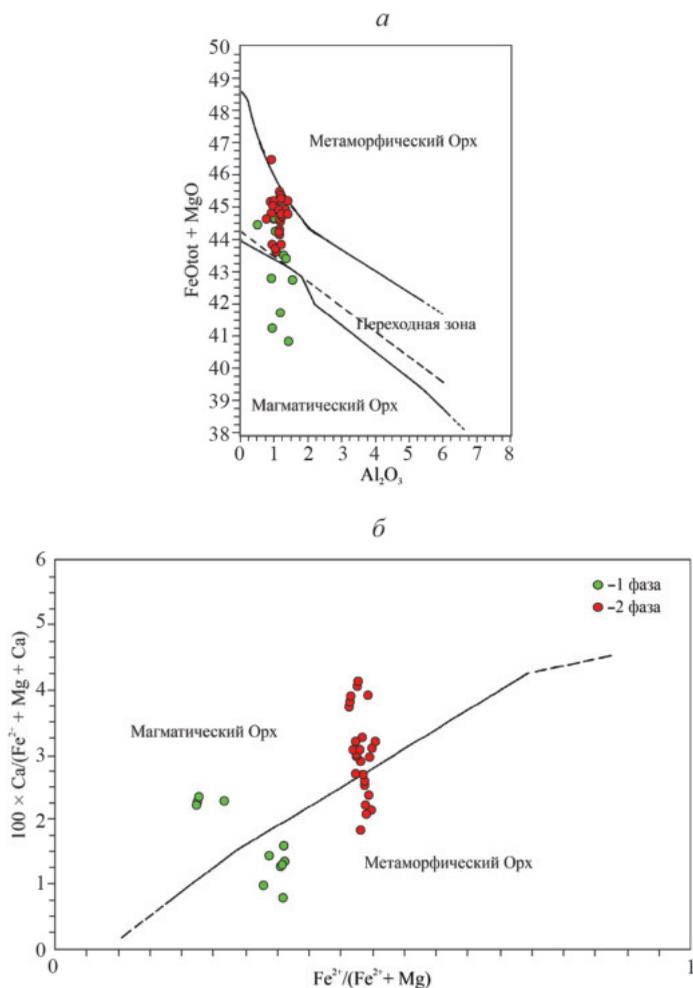
Температуры ликвидуса для пород массива Потудань оценены по геотермометру клинопироксен-расплав (Putirka, 2008) в диапазоне ~ 1050–1150 °С. Составы центральных частей кристаллов клинопироксена показывают температуру кристаллизации 1047–1154 °С, а краевые части – 1076–1114 °С. Оценки температур по амфибол-плагиоклазовому геотермометру показывают субликвидусные значения в пределах 700–850 °С. При этом фиксируется снижение температуры по составам амфибола от центра к краю кристаллов от 850 °С до 715 °С.

**Геохимические критерии.** По химическому составу оливина можно определить его магматическую или метаморфическую природу. Состав магматического оливина, как правило, достаточно магнезиальный. Метаморфический же оливин может быть как магнезиальным, так и железистым. Железистый состав оливина массива Кааламо (табл. 2, рис. 3) отражает его метаморфическую природу.

С. Бхаттачарья (Bhattacharyya, 1971) предложил диаграмму  $MgO + FeO + Fe_2O_3$  (Орх) –  $Al_2O_3$  (Орх) для разделения ортопироксенов на магматические и метаморфические. Позднее эта диаграмма была пересмотрена Ф. Ритмайером (Rietmeijer, 1983), выделившим на ней переходную зону. Он также предложил диаграмму

$(Fe_2 + / (Mg + Fe^{2+}) - 100Ca / (Ca + Mg + Fe^{2+}))$ , более точно разделяющую составы ортопироксенов, сосуществующих с богатым Са клинопироксеном.

Нами составы ортопироксенов кааламского комплекса были нанесены на обе диаграммы (рис. 13). Примерно половина точек составов ортопироксенов легла в область магматических, половина – в переходную зону. На диаграмме, предложенной Ф. Ритмайером, составы пироксенов также разделились примерно пополам по двум полям (рис. 13). Этот факт идет вразрез с нашими представлениями о том, что все ортопироксены кааламского комплекса магматические. Однако сам Ф. Ритмайер отмечает, что субсолидусные реакции в магматических ортопироксенах могут сдвигать их составы в область метаморфических (Rietmeijer, 1983). О том, что такое переуравновешивание имело место, могут свидетельствовать относительно низкие температуры (850–650 °С), полученные с помощью двупироксенового геотермометра.



**Рис. 13.** Диаграммы для разделения магматического и метаморфического ортопироксена (*a* – по Bhattacharyya, 1971; *б* – по Rietmeijer, 1983).

**Fig. 13.** Discrimination plot of magmatic and metamorphic orthopyroxene (*a*, after Bhattacharyya, 1971; *b*, after Rietmeijer, 1983).

**Критерии соответствия реальных составов минералов модельным.** С помощью численного моделирования процессов магматического минералообразования можно определить, какие составы минералов можно ожидать в породе при кристаллизации из расплава с известным (или предполагаемым) составом. Совпадение модельных составов с составами реально наблюдаемых минералов в породе будет дополнительным критерием в пользу магматической природы таких минералов.

*Оливин.* Для моделирования кристаллизации этого минерала были взяты четыре состава оливинсодержащих пород первой фазы массива Кааламо (перидотит – обр. 079-307, оливиновые клинопироксениты – обр. 079-58 и 555, оливиновый вебстерит – обр. 556), а также усредненный состав пород первой фазы (23 анализа) по ранее опубликованным данным (табл. 1).

При моделировании состава оливина ( $Fo_{95-78}$ ) он совпадает с реальным составом ( $Fo_{84-82}$ ) для перидотита (обр. 079-307). Но для других составов расплавов реальные составы оливина оказываются более железистыми по сравнению с теми, которые получаются в модельных расчетах. Так, при моделировании кристаллизации оливинового клинопироксенита (обр. 079-58) модельный состав оливина отвечает  $Fo_{92-76}$ , тогда как реальный оливин имеет состав  $Fo_{73-64}$ . Из расплава с составом оливинового клинопироксенита (обр. 555) кристаллизуется оливин с  $Fo_{92-72}$  при реальном составе  $Fo_{65-63}$ , а из оливинового вебстерита (обр. 556) –  $Fo_{84-79}$ , тогда как реальный оливин содержит  $Fo_{58-56}$ . Аналогичным образом при моделировании усредненного состава пород первой фазы модельный состав оливина отвечает  $Fo_{90-81}$  и близок к реальным составам оливина из перидотита (обр. 079-307), хотя обычно состав оливина из пироксенитов кааламского комплекса более железистый.

Увеличение в модельных системах содержания воды в расплаве (до 4%), а также давления (до 8–10 кбар) и фугитивности кислорода (до буфера NNO) не приводит к появлению железистого оливина. Полученный результат свидетельствует о метаморфической природе оливина в пироксенитах массива Кааламо. Можно предположить, что магматический оливин сохранился только в наиболее магнезиальных породах массива (перидотитах).

Содержания основных компонентов оливина – фаялита и форстерита – варьируют в очень широких пределах. В работе (Плечов и др., 2018) анализируются условия появления оливина с  $X_{Mg} > 0.96$ . Появление такого оливина в магматических породах объясняется окислением пород или низкотемпературным переуравновешиванием минеральных фаз. По данным разных авторов, окисление оливина происходит при температурах 400–500 °C (Del Moro et al., 2013) или 650 °C (Blondes et al., 2012). Экстремально магнезиальный оливин из хромититов образуется при температуре 625–650 °C (Плечов и др., 2018). Такие данные на первый взгляд противоречат существующим представлениям об увеличении магнезиальности оливина в магматических породах с ростом температуры. Однако следует иметь в виду, что для большинства проявлений экстремально магнезиального оливина в магматических породах характерна его перекристаллизация или переуравновешивание при низкой температуре (Плечов и др., 2018). При этом, чем ниже температура перекристаллизации, тем более магнезиальный оливин образуется. Важно то, что высокомагнезиальный оливин появляется в результате десерпентинизации породы. Поскольку в результате серпентинизации первичного оливина часто образуется магнетит, метаморфический оливин, возникший в процессе десерпентинизации, становится более магнезиальным. Таким образом, железистый оливин массива Кааламо образовался, вероятно, в результате перекристаллизации высокомагнезиального магматического оливина на метаморфическом этапе, при этом серпентинизация оливина не происходила.

Возникает вопрос: почему оливин, образующий включения в ортопироксене (обр. 556), тоже подвергся перекристаллизации (так как имеет железистый состав), в то время как ортопироксен сохранил свою магматическую природу? Возможно это

связано с тем, что ортопироксен является достаточно инертным минералом и сохраняет состав, отвечающий высокой температуре, в то время как оливин часто бывает подвержен перекристаллизации (Dohmen et al., 2016). Мы предполагаем, что оливин из включений в ортопироксене изменил свой состав в результате обмена феррическими компонентами с ортопироксеном, тогда как последний сохранил свой первично-магматический состав.

*Пироксен.* Для термодинамического моделирования были взяты три состава пироксеносодержащих пород первой фазы Кааламо (оливиновые клинопироксениты – обр. 079-58 и 555, оливиновый вебстерит – обр. 556) и один состав породы второй фазы (габбродиорит – обр. 325).

По расчетам, в оливиновом клинопироксените (обр. 079-58) магнезиальность клинопироксена  $X_{Mg}$  варьирует в пределах 0.95–0.66. Наблюдаемые значения  $X_{Mg}$  заключены в интервале 0.92–0.82. В оливиновом клинопироксените (обр. 555) модельные и наблюдаемые значения  $X_{Mg}$  равны 0.94–0.73 и 0.88–0.83 соответственно. В оливиновом вебстерите (обр. 556) – 0.94–0.75 и 0.83–0.78 соответственно. Модельный состав ортопироксена в этом образце более магнезиальный ( $X_{Mg}$  0.90–0.71), чем реальный ( $X_{Mg}$  0.67–0.64).

При расчете кристаллизации габбродиорита второй фазы внедрения (обр. 325) моделируется только появление клинопироксена, хотя в породе также присутствует ортопироксен. Наиболее приближенный к реальному составу клинопироксен ( $X_{Mg}$  0.74–0.63) получается при фракционной кристаллизации 50% расплава. В этом случае рассчитанное значение  $X_{Mg}$  составляет 0.80–0.62.

Таким образом, модельные составы пироксенов в целом совпадают с составами, наблюдаемыми в породах. Это позволяет предположить, что большинство пироксенов в породах кааламского комплекса имеет магматическую природу.

*Плагиоклаз.* Для моделирования кристаллизации плагиоклаза были взяты два состава пород первой фазы внедрения интрузии Кааламо (габбро – обр. 337, анортитовое габбро – обр. 324) и один из второй фазы (габбродиорит – обр. 325).

В габбро (обр. 337) наблюдается две генерации плагиоклаза ( $An_{70-60}$  и  $An_{20}$ ). Модельный состав плагиоклаза из этого образца ( $An_{88-67}$ ) близок к составу плагиоклаза первой генерации. Можно предположить, что первая генерация плагиоклаза в этой породе имеет магматическую природу, а вторая – метаморфическую.

В анортитовом габбро (обр. 324) также наблюдаются две генерации плагиоклаза: ядра зональных кристаллов ( $An_{90-85}$ ) и каймы ( $An_{65-45}$ ). Модельный состав плагиоклаза соответствует  $An_{93-59}$ . Таким образом, первая генерация плагиоклаза имеет магматическую природу, о происхождении второй генерации по результатам моделирования судить затруднительно. Возможно, кристаллизация первой генерации (основного плагиоклаза) происходила в некоей промежуточной камере, затем эти кристаллы были перемещены в основную камеру, где в результате взаимодействия с более кислым расплавом образовались каймы, относящиеся ко второй генерации.

В габбродиорите второй фазы внедрения (обр. 325) также наблюдается две генерации плагиоклаза. К первой генерации относятся ядра зональных кристаллов  $An_{80}$ , ко второй – каймы  $An_{60-50}$  с осцилляторной зональностью и незональные кристаллы  $An_{50}$ . В ходе моделирования при ликвидусных температурах были получены кристаллы состава  $An_{88}$ , что отвечает плагиоклазу первой генерации. При условии кристаллизации 50% расплава наиболее поздний плагиоклаз отвечает составу  $An_{53}$ , что соответствует плагиоклазу второй генерации. Таким образом, можно считать, что обе генерации плагиоклаза имеют магматическое происхождение. Можно также предположить, что образование зональных кристаллов в этой породе происходило по той же схеме, что и в анортитовом габбро (обр. 324).

**Таблица 7.** Сводная таблица критериев выделения магматических и метаморфических минералов  
**Table 7.** Table with list of criteria for discrimination metamorphic and magmatic minerals

Минерал	Критерии	Магматический генезис	Метаморфический генезис	Оценка эффективности критериев	Примечание
оливин	морфогенетические	+	?	Ошибочные результаты	Ошибочен без учета состава минерала
	геохимические	+	+	Эффективен	Железистый оливин – признак метаморфического генезиса
	термобарометрические	+	-	Ошибочные результаты	Магматические температуры
	термодинамические	+	+	Эффективен	Составы оливина отвечают магматическим только в перидотитах
ортопироксен	морфогенетические	+	-	Эффективен	Метаморфизм ниже $P-T$ условий образования этого минерала
	геохимические	?	?	Трудно интерпретируемые результаты	Составы в полях как магматических, так и метаморфических минералов
	термобарометрические	+	+	Метаморфические температуры ошибочны	Широкий разброс значений температур образования
	термодинамические	?	?	Трудно интерпретируемые результаты	Моделируются более магнезиальные ортопироксены
клинопироксен	морфогенетические	+	?	Работает для некоторых зерен	Осцилляционная зональность – признак магматического генезиса
	геохимические			Не использовался	
	термобарометрические	+	+	Эффективен	Широкий разброс значений температур образования
	термодинамические	+	?	Работает для магматических составов	Соответствие расчетным температурам, реальным составам
плагиоклаз	морфогенетические	+	?	Работает для некоторых зерен	Осцилляционная зональность – признак магматического генезиса
	геохимические			Не использовался	
	термобарометрические	+	+	Эффективен	Широкий разброс значений температур образования
	термодинамические	+	+	Эффективен	Соответствие реальным составов модельным. Плагиоклазы $An < 30$ не моделируются – метаморфическая природа
амфибол	морфогенетические	?	+	Работает для некоторых зерен	Актинолит – метаморфический минерал
	геохимические	?	?	Трудно интерпретируемые результаты	Составы в полях как магматических, так и метаморфических минералов
	термобарометрические	+	+	Эффективен	Широкий разброс значений температур образования
	термодинамические			Не использовался	

Примечание. Знаком "+" показано наличие минералов магматического/метаморфического генезиса, знаком "-" – их отсутствие. Знаком "?" показан неоднозначный результат применения критерия, пустая клетка – отсутствие данных по данному критерию.

Поскольку метаморфические преобразования магматических пород широко проявлены, особенно в докембрийских комплексах, вопросу разделения минералов на группы магматических и метаморфических уделяется достаточно много внимания (Bard 1986; Chen et al., 1988; Keeditse et al., 2016; Fan et al., 2021). Отметим, что амфиболы из массива Кааламо на диаграмме Si–Ti (Fan et al., 2021) чаще попадают на границы полей магматических и метаморфических пород. Это еще раз указывает на то, что для подобного разделения одних только геохимических данных о составах минералов недостаточно, но требуется набор критериев (табл. 7).

## ВЫВОДЫ

Для выделения групп магматических и метаморфических минералов в метаинтрузивных породах перспективными критериями для определения природы минералов могут быть морфогенетические, геохимические, термобарометрические и критерии соответствия реальных составов минералов модельным. В породах кааламского комплекса совместное применение вышеназванных критериев позволило выявить группы как магматических, так и метаморфических минералов, в числе которых оливин, пироксены, амфиболы и плагиоклазы.

Согласно расчетам, в магматических породах первой фазы внедрения из расплавов с пониженным содержанием  $\text{SiO}_2$  кристаллизовался высокомагнезиальный оливин ( $\text{Fo}_{95-70}$ ), клинопироксен и в подчиненном количестве ортопироксен. Из более кислых расплавов, наряду с клинопироксеном, образовался высококальциевый плагиоклаз (до  $\text{An}_{90}$ ). Дальнейшая эволюция состава магмы привела к появлению кайм более кислого плагиоклаза ( $\text{An}_{65-45}$ ). На постмагматическом этапе при остывании массива имело место переуравновешивание составов магматических минералов (оливина, пироксенов). При метаморфизме оливинсодержащих пород образовался существенно железистый оливин (до  $\text{Fo}_{55}$ ), а амфибол как метаморфический минерал замещал магматические темноцветные минералы.

В породах второй фазы внедрения на магматическом этапе кристаллизовались клинопироксен, ортопироксен, плагиоклаз. При этом на ранних стадиях формировался высококальциевый плагиоклаз  $\text{An}_{80}$ , а на поздних – более натровый плагиоклаз  $\text{An}_{50}$ . На поздней стадии магматического этапа образовалась бурая роговая обманка, которая обрастает кристаллы орто- и клинопироксена. На постмагматическом этапе происходило переуравновешивание состава магматических минералов. В результате метаморфизма возникли вторичные амфиболы (сине-зеленая роговая обманка, куммингтонит, актинолит), а также хлорит, образующие псевдоморфозы по кристаллам орто- и клинопироксена и иногда замещающие магматический амфибол.

В породах третьей фазы внедрения на магматическом этапе происходила кристаллизация плагиоклаза ( $\text{An}_{50-40}$ ), кварца и не сохранившегося темноцветного минерала, вероятно, амфибола. На постмагматическом – метаморфическом этапе произошло замещение магматического темноцветного минерала сине-зеленым амфиболом и формирование более кислого плагиоклаза ( $\text{An}_{30-5}$ ).

Магматические породы, подвергшиеся метаморфическим преобразованиям, содержат минералы разного генезиса, которые возникли на различных стадиях формирования пород. Знание природы этих минералов важно не только для понимания истории эволюции изучаемых пород, но и необходимо при использовании породообразующих минералов для изотопного датирования.

Авторы сердечно благодарят А.Б. Вревского (ИГГД РАН, Санкт-Петербург) и анонимного рецензента за исключительно доброжелательные и конструктивные предложения по улучшению первоначальной версии статьи.

Работа выполнена в рамках темы НИР ИГГД РАН (№ FMUW-2022-0002) Мин-обнауки России.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Анисимов Р.Л., Кириллова П.А., Балтыбаев Ш.К., Галанкина О.Л. Зональность плагиоклазов клинопироксенит-габбронорит-диоритового массива Кааламо (Северное Приладожье, Россия) // Труды Карельского научного центра РАН. **2022**. № 2. С. 50–69.
- Богачев В.А., Иваников В.В., Козырева И.В., Конопелько Д.Л., Левченков О.А., Шульдинер В.И. U–Pb цирконовое датирование синорогенных габбро-диоритовых и гранитоидных интрузий Северного Приладожья // Вестник СПбГУ. **1999а**. № 3. С. 23–31.
- Великославинский Д.А. Сравнительная характеристика регионального метаморфизма умеренных и низких давлений. Л.: Наука, **1972**. 190 с.
- Геологическое развитие глубинных зон подвижных поясов (Северное Приладожье) / Ред. Д.А. Великославинский. Л.: Наука, **1970**. 227 с.
- Геология и петрология свекофеннид Приладожья / Ред. В.А. Глебовицкий. СПб: Изд-во СПбГУ, **2000**. 200 с.
- Иващенко В.И., Голубев А.И. Золото и платина Карелии: формационно-генетические типы оруденения и перспективы. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, **2011**. 369 с.
- Кицул В.И. Петрология карбонатных пород ладожской формации. М.: Изд-во АН СССР, **1963**. 171 с.
- Лавров О.Б., Кулешевич Л.В. Перспективы поисков платиноидов в массивах Кааламского дифференцированного комплекса (Северное Приладожье, Карелия) // Отечественная геология. **2016**. № 3. С. 46–56.
- Ладожская протерозойская структура (геология, глубинное строение и минерагения) / Ред. Н.В. Шаров. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, **2020**. 435 с.
- Нагайцев Ю.В. Петрология метаморфических пород ладожского и беломорского комплексов. Л.: Изд-во Ленингр. ун-та, **1974**. 160 с.
- Петракова М.Е., Терентьев Р.А. Петрографические и минералогические признаки взаимодействия гранитоидных и габброидных магм плутона Потудань, Воронежский кристаллический массив. Вестник ВГУ. Серия: Геология. **2018**. № 1. С. 32–45.
- Петракова М.Е., Терентьев Р.А., Юрченко А.В., Савко К.А. Геохимия и геохронология палеопротерозойских кварцевых монцогаббро-монцодиорит-гранодиоритов плутона Потудань, Волго-Донской ороген // Вестник СПбГУ: Науки о Земле. **2022**. Т. 67(1). С. 74–96.
- Плечов П.Ю., Щербаков В.Д., Некрылов Н.А. Экстремально магнезиальный оливин в магматических породах // Геология и геофизика. 2018. Т. 59. № 2. С. 2129–2147.
- Саранчина Г.М. Петрология Кааламской интрузии (юго-западная Карелия) // Изв. Карело-Финск. научн.-иссл. базы АН СССР. **1949**. № 2. С. 57–80.

### Igneous and Metamorphic Rock-Forming Minerals in Metagabbro of the Northern Ladoga Area and Criteria for Their Discrimination

R. L. Anisimov<sup>a,\*</sup>, M. E. Petrakova<sup>a</sup>, S. K. Baltybaev<sup>a,b</sup>, O. L. Galankina<sup>a</sup>

<sup>a</sup>Institute of Precambrian geology and geochronology RAS, Saint Petersburg, Russia

<sup>b</sup>Saint Petersburg State University, Saint Petersburg, Russia

\*e-mail: romjulleoanis@mail.ru

Morphology and compositions of minerals in metamorphized Early Proterozoic gabbroids of the Northern Ladoga area were studied with the purpose to identify criteria of their magmatic or metamorphic origin. These rock-forming minerals of the Kaalamsky complex are stable in the wide range of temperatures and pressure. To solve the problem, together with comparison with minerals from non-metamorphized rocks of the Potudan intrusion (Volga-Don orogen), there were used the data of petrographic study in as well as the data of mineral compositions and thermodynamic modeling. It was concluded that it is possible to distinguish groups of magmatic and metamorphic rock-forming minerals with help of morphogenetic, geochemical, and thermobarometric criteria, as well as criteria based on revealing the concordance between observed and modeled mineral compositions. Combined application of these criteria has allowed determining that rocks of Kaalamsky complex contain olivine, clinopyroxenes, amphiboles, plagioclases of magmatic origin, and also their metamorphic analogues.

**Keywords:** gabbroids, Northern Ladoga, genesis, olivine, pyroxenes, amphiboles, plagioclase, magmatic crystallization, metamorphism

## REFERENCES

- Anderson J.L., Smith D.R. The effects of temperature and  $fO_2$  on the Al-in-hornblende barometer. *Amer. Miner.* **1995**. Vol. 80. P. 549–559.
- Anisimov R.L., Kirillova P.A., Baltybaev S.K., Galankina O.L. Plagioclase zonation of clinopyroxenite-gabbro-norite-diorite Kaalamo massif (Northern Ladoga area, Russia). *Proc. Karelian Res. Centre RAS*. **2022**. N 2. P. 50–69 (in Russian).
- Ariskin A.A., Barmina G.S. COMAGMAT: Development of a magma crystallization model and its petrological applications. *Geochem. Int.* **2004**. Vol. 42. P. 1–157.
- Bard J.P. Microtextures of igneous and metamorphic rocks. Reidel: Dordrecht, **1986**. 261 p.
- Bhattacharyya C. An evaluation of the chemical distinctions between igneous and metamorphic orthopyroxenes. *Amer. Miner.* **1971**. Vol. 56. P. 499–506.
- Blondes M.S., Brandon M.T., Reiners P.W., Page F.Z., Kita N.T. Generation of forsteritic olivine ( $FO_{99.8}$ ) by subsolidus oxidation in basaltic flows. *J. Petrol.* **2012**. Vol. 53. N 5. P. 971–984.
- Bogachev V.A., Ivanikov V.V., Kozyreva I.V., Konopelko D.L., Levchenkov O.A., Shuldiner V.I. U-Pb zircon dating of synorogenic gabbro-diorite and granitoid intrusions of the Northern Ladoga area. *Vestnik Saint Petersburg State University*. **1999a**. N 3. P. 23–31 (in Russian).
- Bottinga Y., Kudo A., Weill D. Some observations on oscillatory zoning and crystallization of magmatic plagioclase. *Amer. Miner.* **1966**. Vol. 51. P. 792–806.
- Chen G.Y., Sun D.S., Yin H.A. Genetic mineralogy and prospecting mineralogy. Chongqiong: Chongqiong Press, **1988**. 874 p. (in Chinese).
- Condie K.C., Pisarevsky S.A., Puetz S.J. LIPs, orogens and supercontinents: The ongoing saga. *Gondwana Research*. **2021**. Vol. 96. P. 105–121.
- Deer W.A., Howie R.A., Zussman J. An introduction to the rock forming minerals (second edition). Essex: Longman Scientific and Technical. New York: Wiley, **1992**. 696 p.
- Del Moro S., Renzulli A., Landi P., La Felice S., Rosi M. Unusual lapilli tuff ejecta erupted at Stromboliduring the 15 March 2007 explosion shed light on the nature and thermal state of rocks forming the crater system of the volcano. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* **2013**. Vol. 254. P. 37–52.
- Dohmen R., Heege J.H.T., Becker H.-W., Chakraborty S. Fe-Mg interdiffusion in orthopyroxene. *Amer. Miner.* **2016**. Vol. 101. P. 2210–2221.
- Fan S., Jin B., Yue W., Dang L., Wang M., Kong Q. Type and genesis of amphibole in the Huanghe River and Changjiang River estuaries and significance of its provenance. *Geosci. J.* **2021**. Vol. 25. P. 575–587.
- Faure G. Principles of isotope geology. New York: Wiley, **1977**. 464 p.
- Geological development of deep zones of mobile belts (Northern Ladoga region). Ed. by Velikoslavinsky D.A. Leningrad: Nauka, **1970**. 227 p. (in Russian).
- Geology and petrology of svecofennids in the Ladoga area. Ed. by Glebovitsky V.A. Saint Petersburg: Saint Petersburg State University Press, **2000**. 200 p. (in Russian).
- Goldstein S.J., Jacobsen S.B. Nd and Sr isotopic systematics of river water suspended material: implications for crustal evolution. *Earth Planet. Sci. Lett.* **1988**. Vol. 87. P. 249–265.
- Haase C.S., Chadam J., Feinn D., Ortoleva P. Oscillatory zoning in plagioclase feldspar. *Science*. **1980**. Vol. 209. P. 272–274.
- Harloff C. Zonal structures in plagioclases. *Leidsche Geol. Mededeel.* **1927**. Vol. 2. P. 99–174.
- Hawthorne F.C., Oberti R., George E.H., Walter V.M., Robert F.M., John C. Schumacher, Mark D. Welch. Nomenclature of the amphibole supergroup. *Amer. Miner.* **2012**. Vol. 97. P. 2031–2048.
- Holland T., Blundy J. Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry. *Contrib. Miner. Petrol.* **1994**. Vol. 116. N 4. P. 433–447.
- Ivaschenko V.I., Golubev A.I. Gold and platinum of Karelia: genetic types of mineralization and prospects. Petrozavodsk: Karelian Research Centre RAS, **2011**. 369 p. (in Russian).
- Jenkins D.M., Bozhilov K.N. Stability and thermodynamic properties of ferro-actinolite: A re-investigation. *Amer. J. Sci.* **2003**. Vol. 303(8). P. 723–752.
- Keeditse M., Hariharan R., Belyanin G., Fukuyama M., Tsunogae T. Primary magmatic amphibole in Archaean meta-pyroxenite from the Central Zone of the Limpopo Complex, South Africa. *South African J. Geol.* **2016**. Vol. 119. P. 607–622.
- Kitsul V.I. Petrology of carbonate rocks of the Ladoga formation. Moscow: USSR Academy of Sciences Press, **1963**. 171 p. (in Russian).
- L'Heureux I., Fowler A.D. A nonlinear dynamical model of oscillatory zoning in plagioclase. *Amer. Miner.* **1994**. Vol. 79. P. 885–891.
- Lavrov O.B., Kuleshevich L.V. Platinoid prospecting in the massifs of the Kaalamo differentiated complex (Northern Priladozhye, Karelia). *Domestic Geology*. **2016**. N 3. P. 46–56 (in Russian).
- Locock A.J. An Excel spreadsheet to classify chemical analyses of amphiboles following the IMA 2012 recommendations. *Comput. Geosci.* **2014**. Vol. 62. P. 1–11.

- Loecks R.R. A precise olivine-augite Mg-Fe-exchange geothermometer. *Contrib. Miner. Petrol.* **1996**. Vol. 125(2–3). P. 140–150.
- Meert J.G. What's in a name? The Columbia (Paleopangaea/Nuna) supercontinent. *Gondwana Research*. **2012**. Vol. 21. N 4. P. 987–993.
- Morimoto N., Fabries J., Ferguson A.K., Ginzburg I.V., Ross M., Seifert F.A., Zussman J., Aoki K., Gottardi G. Nomenclature of pyroxenes. *Amer. Miner.* **1988**. Vol. 73. P. 1123–1133.
- Mutch E.J.F., Blundy J.D., Tattitch B.C., Cooper F.J., Brooker R.A. An experimental study of amphibole stability in low-pressure granitic magmas and a revised Al-in-hornblende geobarometer. *Contrib. Miner. Petrol.* **2016**. Vol. 171. N 85. 27 p.
- Nagaytsev Yu. V. Petrology of metamorphic rocks of the Ladoga and White Sea complexes. Leningrad: Leningrad University Press, **1974**. 160 p. (*in Russian*).
- Petrakova M.E., Terentiev R.A. Petrographic and mineralogical evidence of felsic and mafic magmas interaction in the Potudan pluton, Voronezh crystalline massif. *Vestnik VSU. Ser. Geology*. **2018**. N 1. P. 32–45 (*in Russian*).
- Petrakova M.E., Terentiev R.A., Yurchenko A.B., Savko K.A. Geochemistry and geochronology of quartzmonzogabbro-monzodiorite-granodiorites of the Potudan pluton (Volga-Don orogen). *Vestnik Saint Petersburg State University. Earth Sci.* **2022**. Vol. 67(1). P. 74–96 (*in Russian*).
- Plechov P.Yu., Shcherbakov V.D., Nekrylov N.A. Extremely magnesian olivine in igneous rocks. *Russian Geol. Geophys.* **2018**. Vol. 59. P. 1702–1717.
- Poldervaart A., Hess H.H. Pyroxenes in the crystallization of basaltic magma. *J. Geol.* **1951**. Vol. 59(5) P. 472–489.
- Proterozoic Ladoga structure (geology, deep structure and mineral genesis). Ed. by Sharov N.V. Petrozavodsk: Karelian Research Centre RAS, **202**. 435 p. (*in Russian*).
- Putirka K. Thermometers and barometers for volcanic systems. *Rev. Miner. Geochem.* **2008**. Vol. 69 (1). P. 61–120.
- Rietmeijer F.J.M. Chemical distinction between igneous and metamorphic orthopyroxenes especially those coexisting with Ca-rich clinopyroxenes: a re-evaluation. *Miner. Mag.* **1983**. Vol. 47. P. 143–151.
- Saranchina G.M. Petrology of the Kaalamo intrusion (southwestern Karelia). *Proc. Karelo-Fin. Sci. Research Bases USSR Acad. Sci.* **1949**. N 2. P. 57–80 (*in Russian*).
- Shcherbakov V.D., Plechov P.Yu., Izbekov P.E., Shipman J.S. Plagioclase zoning as an indicator of magma processes at Bezymianny Volcano, Kamchatka. *Contrib. Miner. Petrol.* **2010**. Vol. 162. P. 83–99.
- Tepley F.J., Davidson J.P., Tilling R.I., Arth J.G. Magma mixing, recharge and eruption histories recorded in plagioclase phenocrysts from El Chichon volcano, Mexico. *J. Petrol.* **2000**. Vol. 41. N. 9. P. 1397–1411.
- Terentiev R.A., Savko K.A., Petrakova M.E., Santosh M., Korish E.H. Paleoproterozoic granitoids of the Don terrane, East-Sarmatian Orogen: age, magma source and tectonic implications. *Precambrian Research*. **2020**. Vol. 346. P. 1–24.
- Velikoslavinsky D.A. Comparative characteristics of regional metamorphism of moderate and low pressures. Leningrad: Nauka, **1972**. 190 p. (*in Russian*).
- Wells P.A. Pyroxene thermometry in simple and complex systems. *Contrib. Miner. Petrol.* **1977**. Vol. 62. P. 129–139.
- Whitney D.L., Evans B.W. Abbreviations for names of rock-forming minerals. *Amer. Miner.* **2010**. Vol. 95. P. 185–187.
- Wohletz K., Heiken G. Volcanology and Geothermal Energy. University of California Press, **1991**. 432 p.