

Природа амфиболов в породах клинопироксенит-габбронорит-диоритового кааламского комплекса (Северное Приладожье)

Р. Л. Анисимов¹, Ш. К. Балтыбаев^{1,2}, О. Л. Галанкина¹, Д. В. Доливо-Добровольский¹

¹Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, 190034, г. Санкт Петербург, наб. Макарова, 2, e-mail: romjulleoanis@mail.ru

²Санкт-Петербургский государственный университет – Институт наук о Земле, 199034, г. Санкт Петербург, Университетская наб., 7/9

Поступила в редакцию 16.12.2025 г., принята к печати 13.04.2026 г.

Объект исследования. Изучены амфиболы пород метаморфизованного многофазного клинопироксенит-габбронорит-диоритового кааламского комплекса в Северном Приладожье. **Цель.** Выяснение генезиса амфиболов всех типов пород данного комплекса. **Методы.** Анализ морфологии амфиболов методами оптической (Olimpus BX53) и электронной микроскопии (JEOL JSM-6510LA) и химического состава минералов на энергодисперсионном спектрометре JEOL JED-2200. Моделирование минеральных парагенезисов методом минимизации энергии Гиббса с помощью программы MAGEMin. **Результаты.** В породах кааламского комплекса выделены амфиболы магматического и метаморфического генезиса. Показано наличие магматических амфиболов (магнезиогастингситов и магнезиоферригорнблендитов) в пироксенитах 1-й фазы и в габбродиоритах 2-й фазы внедрения, которые отличаются повышенным содержанием титана и имеют температуры кристаллизации, выше температуры регионального метаморфизма. Часть амфиболов в пироксенитах, габбро и габбродиоритах, а также все амфиболы в диоритах и тоналитах 3-й фазы имеют метаморфическую природу. Образование этих амфиболов могло происходить как за счет замещения пироксенов, так и за счет более раннего магматического амфибола. Дискриминационные диаграммы с проекциями петрохимических параметров амфиболов (содержание титана, магнезиальность и др.) пригодны для предварительной оценки их природы, однако полностью полагаться только на них не следует в силу перекрытия составов минералов разного генезиса. **Выводы.** В метаморфизованных породах массива Кааламо и его спателлитов встречаются не только метаморфогенные амфиболы, но и магматические, что указывает на высокую водонасыщенность родоначальной магмы.

Ключевые слова: амфиболы, габброиды, метаморфизм, расплав, химический состав, моделирование

Источник финансирования

Работа выполнена в рамках темы НИР ИГГД РАН (№ FMUW-2026-0006) Минобрнауки России

Nature of amphiboles from the rocks of the clinopyroxenite-gabbronorite-diorite Kaalamo complex (Northern Ladoga)

Roman L. Anisimov¹, Shauket K. Baltybaev^{1,2}, Olga L. Galankina¹, Dmitry V. Dolivo-Dobrovolsky¹

¹Institute of the Precambrian Geology and Geochronology, RAS, 2 Makarova emb., St. Petersburg 199034, Russia, e-mail: romjulleoanis@mail.ru

²Saint-Petersburg State University – Institute of Earth Sciences, University emb., 7/9 St. Petersburg 199034, Russia

Received 16.12.2025, accepted 13.04.2026

Research subject. Amphiboles from the Kaalamo metamorphosed multiphase clinopyroxenite-gabbronorite-diorite complex in the Northern Ladoga region. **Aim.** To elucidate the genesis of all amphibole rock types in the complex. **Methods.** Amphibole morphology was analyzed using optical (Olimpus BX53) and electron microscopy (JEOL JSM-6510LA). The chemical composition of minerals was analyzed using a JEOL JED-2200 energy-dispersive spec-

Для цитирования: Анисимов Р.Л., Балтыбаев Ш.К., Галанкина О.Л., Доливо-Добровольский Д.В. (2026) Природа амфиболов в породах клинопироксенит-габбронорит-диоритового кааламского комплекса (Северное Приладожье). *Литосфера*, 26(3), 716-744. <https://doi.org/10.24930/2500-302X-2026-26-3-716-744>. EDN: BNZYTS

For citation: Anisimov R.L., Baltybaev Sh.K., Galankina O.L., Dolivo-Dobrovolsky D.V. (2026) Nature of amphiboles from the rocks of the clinopyroxenite-gabbronorite-diorite Kaalamo complex (Northern Ladoga). *Lithosphere (Russia)*, 26(3), 716-744. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/2500-302X-2026-26-3-716-744>. EDN: BNZYTS

trometer. Mineral parageneses were modeled by Gibbs energy minimization using the MAGEMin software. *Results.* In the rocks of the Kaalamo complex, amphiboles of igneous and metamorphic origin were identified. The presence of magmatic amphiboles (magnesiostastingsites and magnesioferrigorblendites) in phase 1 pyroxenites and phase 2 gabbrodiorites was revealed. These amphiboles are characterized by elevated titanium contents and crystallization temperatures higher than the regional metamorphic temperature. Some of the amphiboles in the pyroxenites gabbro, and gabbrodiorites, as well as all the amphiboles in phase 3 diorites and tonalites, are metamorphic and could have formed either through the replacement of pyroxenes or from earlier magmatic amphibole. Discrimination diagrams with projections of the petrochemical parameters of amphiboles (content of titanium, magnesium number et al.) are suitable for a preliminary assessment of their nature; however, they should not be relied upon solely due to the overlapping compositions of minerals of different origins. *Conclusions.* The metamorphosed rocks of the Kaalamo complex contain not only metamorphic but also igneous amphiboles, indicating the saturation of the parental magma with water.

Keywords: *amphiboles, gabbroids, metamorphism, melt, chemical composition, modeling*

Funding information

This work was supported by ongoing institutional funding under project FMUW-2026-0006 from the Ministry of Education and Science of the Russian Federation

Acknowledgements

The work was carried out using the equipment of the AIRIZ Collective Use Center (IGGD RAS, St. Petersburg). The authors are grateful to the anonymous reviewers for their careful review of our work and their recommendations for its improvement, which were taken into account when preparing this version of the article.

ВВЕДЕНИЕ

Амфиболы – одни из наиболее распространенных породообразующих минералов в магматических и метаморфических породах среднего и основного состава. Кальциевые амфиболы, которые, согласно (Hawthorne, Oberti, 2007; Hawthorne et al., 2012), могут быть названы роговыми обманками, могут кристаллизоваться непосредственно из расплава или возникать при метаморфической переработке ранее существовавших минералов, например, пироксенов. В случае метаморфизма габброидов, которые могли содержать ранние магматические амфиболы, возникает проблема отделения их от более поздних – имеющих метаморфическое происхождение. Такая неоднозначная трактовка происхождения амфиболов остается на сегодняшний день при изучении метаморфизованной габброидной интрузии Кааламо, и ее спутников, объединенных в кааламский комплекс, расположенный на территории Северного Приладожья (Саранчина, 1949; Иващенко, Ручьев, 2020; Анисимов и др., 2024). На ранних этапах изучения генезиса амфиболов в метагабброидах Кааламо не вызывал сомнений, так как большинство исследователей склонны были считать их метаморфическими (Саранчина, 1949; Макарова, 1971, Богачев и др., 1999б). Однако, в последние годы появились минералогическо-петрографические данные, указыва-

ющие на магматическую природу по крайней мере части роговых обманок в породах 1-й и 2-й фаз (неопубликованные данные В.И. Иващенко, Институт геологии, Карельский ФИЦ, г. Петрозаводск). Минеральная (амфибол-плагиоклазовая) термометрия пород рассматриваемого комплекса в ряде случаев выявила высокие (>750–800°C) температуры, заметно превышающие температуры метаморфизма амфиболитовой фации, проявленного в данном регионе (600–650°C), что может также указывать на магматическую природу амфиболосодержащих парагенезисов в габброидах (Анисимов и др., 2024).

При определении природы минералов, которые могут иметь как магматический, так и метаморфический генезис, ранее (Анисимов и др., 2024) было предложено применять комплексные критерии проверки. В частности, в цитируемой работе были использованы морфогенетический, геохимический и термобарометрический критерии, а также критерий, основанный на установлении соответствия реальных составов минералов модельным. Применительно к выявлению природы амфиболов, предложенные критерии не всегда дают однозначный результат в силу сложного геохимического состава этой надгруппы минералов, а также их морфологического и парагенетического разнообразия.

В последние годы активное развитие получило термодинамическое моделирование минерало-

образующих процессов, которое применимо для магматических и метаморфических пород (Riel et al., 2022). Учитывая это обстоятельство, в данной работе предпринята попытка подойти к решению вопроса о природе амфиболов из метагабброидов на основе термодинамического моделирования с целью подтверждения или опровержения возможности кристаллизации амфибола из магматических расплавов при различных вариациях внешних параметров (температуры, давления) и геохимических особенностей среды минералообразования (составов исходного расплава, содержания воды в магме, при разных окислительно-восстановительных условиях и т. п.).

Таким образом, целью данной работы является определение генезиса амфиболов из метаморфизованных габброидов кааламского комплекса. Для ее достижения анализируются геохимические особенности амфиболов, позволяющие судить об их природе с учетом результатов “классической” термобарометрии, а также термодинамического моделирования магматического и метаморфического минералообразования.

КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МЕТАМОРФИЗОВАННЫХ ГАББРОИДОВ СЕВЕРНОГО ПРИЛАДОЖЬЯ

Регион Северного Приладожья относится к юго-восточному окончанию Раахе-Ладужской зоны сочленения архейского Карельского кратона и протерозойского Свекофеннского подвижного пояса. В данном регионе магматизм ультраосновного-основного состава был широко проявлен на раннем этапе свекофеннского орогенеза и представлен интрузиями кааламского и велимякского магматических комплексов (Богачев и др., 1999б). Раахе-Ладужская зона в региональном плане является юго-восточным фрагментом крупной шовной структуры, которая на территории Финляндии рассматривается как раннепротерозойская активная окраина (Балтыбаев и др., 2013).

Массив Кааламо (рис. 1) – наиболее крупный (на современной эрозионной поверхности) интрузив в составе одноименного кааламского магматического комплекса, занимающий площадь около 80 км². В плане массив имеет форму неправильного овала северо-восточного простирания (12.5 × 6.5 км). Кроме массива Кааламо, в состав этого комплекса входит ряд более мелких тел-сателлитов (Араминлампи, Сури-Суо, Кеккоселька, Нинимяки, Ихаланваара и др.), наибольшее количество которых расположено к западу от массива.

Расположение Кааламского массива контролируется разломами северо-восточного направления, а мелкие массивы приурочены к разрывным нарушениям северо-западного – субмеридионального простирания. Согласно геофизическим дан-

ным, подошва Кааламского интрузива расположена на глубинах от 2.5 км в восточной части до 5.0 км в западной (Богачев и др., 1999б).

Вмещающими породами являются слюдитые сланцы и гнейсы ладожской серии, протолитом которых являются турбидитные отложения (Мыскова, Львов, 2020). На северо-востоке массив граничит с амфиболитами сортавальской серии, образовавшимися по континентальным толлитам (Светов, Свириденко, 1992). Западный и восточный контакты массива интрузивные, секущие или субсогласные. Они выражены зонами эруптивных брекчий, иногда четкими, секущими вмещающие породы поверхностями, а также в виде субпараллельных пластовых тел-апофиз, согласных со слоистостью и сланцеватостью гнейсов и сланцев, смятых в изоклинальные складки. Северный контакт закрыт четвертичными отложениями, а южный тектонизирован на всем протяжении (Богачев и др., 1999б).

Массив Кааламо и сопутствующие ему тела-сателлиты сложены широким спектром пород: от основных до кислых. По мнению большинства исследователей, массив Кааламо имеет трехфазное строение (Саранчина, 1949; Богачев и др., 1999б; Степанов и др., 2004; Иващенко, Ручьев, 2020), однако разные исследователи по-разному подходили к выделению фаз в составе массива. В настоящей работе мы придерживаемся деления, предложенного в работах (Степанов и др., 2004; Иващенко, Ручьев, 2020). Согласно этой точке зрения, к 1-й фазе массива относятся перидотиты, клинопироксениты и габбро, в том числе анортитовые; 2-я фаза представлена габброноритами и габбродиоритами; 3-я фаза сложена диоритами и тоналитами. Между породами 1-й и 2-й фазы повсеместно устанавливаются интрузивные, брекчиевидные контакты (Саранчина, 1949, Степанов и др., 2004). Между породами 2-й и 3-й фазы, устанавливаются, по всей видимости, как секущие взаимоотношения (Степанов и др., 2004), так и постепенные переходы (Саранчина, 1949; Богачев и др., 1999б).

Породы массива и его сателлитов совместно с вмещающими породами были метаморфизованы в условиях амфиболитовой фации во время свекофеннской орогении. По данным минеральной термобарометрии пород рамы температура метаморфизма составляла 600–650°C, давление – 400–500 МПа (Балтыбаев и др., 2000).

Возраст массива Кааламо, определенный U-Pb методом по циркону для диоритов 3-й фазы составляет 1888 ± 5 млн лет (Богачев и др., 1999а, б).

Оценки возраста метаморфизма в данном регионе позволяют выделить два этапа: 1.88 – 1.87 и 1.80 – 1.79 млрд лет назад (U-Pb ID TIMS датирование монацита из гнейсов ладожской серии и SIMS датирование цирконов из мигматитовых лейкосом в гнейсах) (Балтыбаев, 2020).

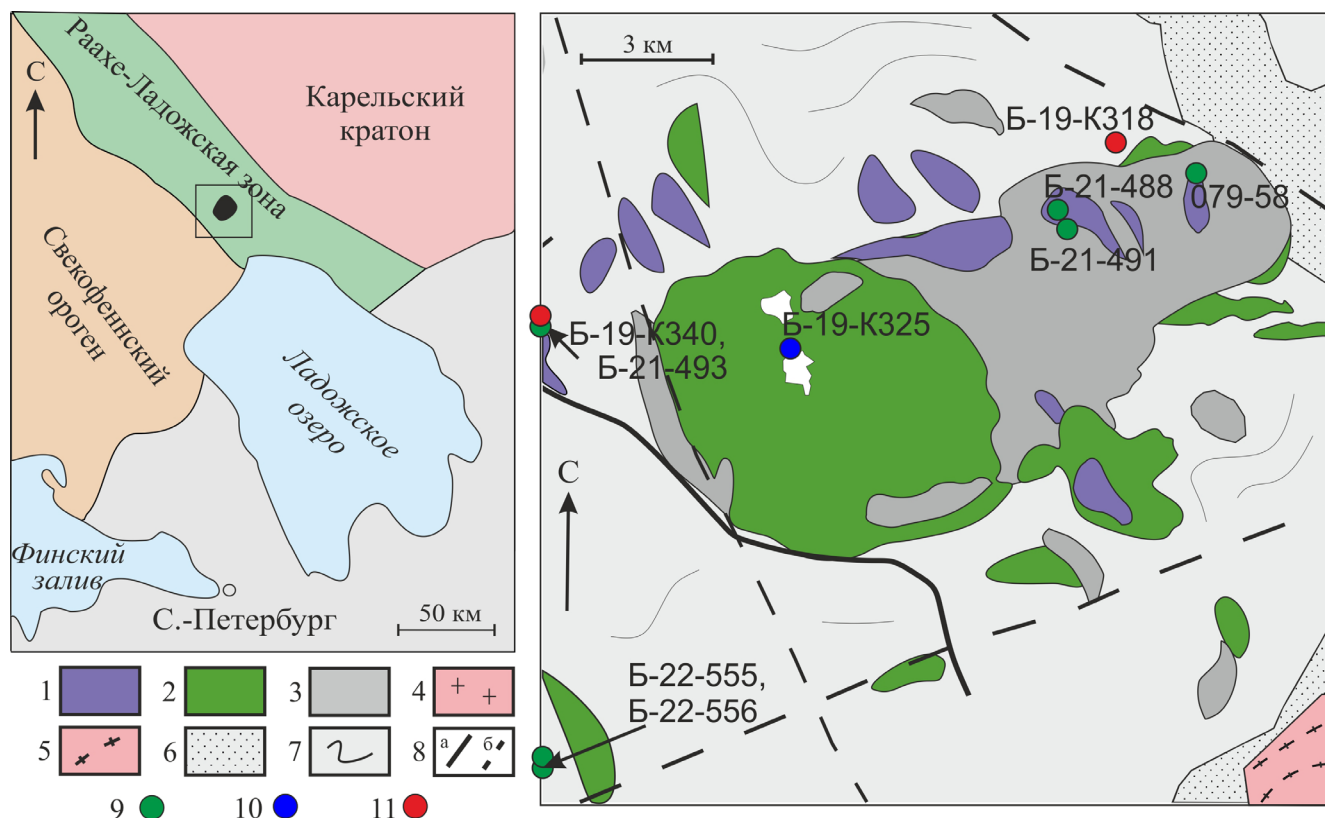


Рис. 1. Схема геологического строения массива Кааламо по опубликованным данным (Степанов и др., 2004; Иващенко, Ручьев, 2020) с изменениями.

1 – клинопироксениты и габбро 1-й фазы внедрения; 2 – габбронориты и габбродиориты 2-й фазы; 3 – диориты и тоналиты 3-й фазы; 4 – позднеорогенные калиевые граниты нерасчлененные; 5 – гранито-гнейсы Кирьявалахтинского купола; 6 – породы сортавальской серии; 7 – породы ладожской серии; 8 – дизъюнктивные нарушения: а – достоверные, б – предполагаемые; 9–11 – точки отбора образцов пород 1-й, 2-й и 3-й фазы соответственно. Слева – схема основных тектонических блоков региона и положение массива Кааламо.

Fig. 1. Geological scheme of the Kaalamo massif (after Stepanov et al., 2004; Ivashchenko, Ruch'ev, 2020) with modifications.

1 – clinopyroxenites and gabbro of the first phase of intrusion; 2 – gabbronorites and gabbrodiorites of the second phase of intrusion; 3 – diorites and tonalities of the third phase of intrusion; 4 – late orogenic K-granites, undifferentiated; 5 – granitogneisses of the Kiryavalakhta dome; 6 – rocks of the Sortavala series; 7 – rocks of the Ladoga series; 8 – disjunctive violations: a – reliable, b – alleged; 9–11 – sampling localities and numbers (first, second and third phase, respectively). Left – scheme of the main tectonic blocks of the region and position of the Kaalamo massif.

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЯ

Рентгеноспектральный флуоресцентный анализ пород выполнен в лаборатории Института Карпинского (г. Санкт-Петербург) на рентгеновском спектрометре ARL 9800 (Швейцария). Для проведения анализа пробы смешивались с флюсом (50% метабората лития и 50% тетрабората лития) в отношении 1:9; прессовались в таблетки и плавилась в золото-платиновых тиглях. Определяемые концентрации оксидов от 0.01–0.05 мас. % в зависимости от измеряемого компонента.

Исследования состава пороодообразующих минералов (рентгеноспектральный микроана-

лиз – РСМА) проводились на сканирующем электронном микроскопе JEOL JSM-6510LA, оснащенном энергодисперсионным спектрометром JEOL JED-2200 в ИГГД РАН (г. Санкт-Петербург, аналитик О.Л. Галанкина). В качестве стандартов использовался набор образцов из простых соединений и чистых металлов и применялись следующие условия анализа: ускоряющее напряжение 20 кВ, ток зонда 1 нА, время набора спектра 35 с. Поправки на матричные эффекты рассчитывались методом ZAF из программного обеспечения прибора.

Фотографии шлифов (10–40X) сделаны цифровой фотокамерой, связанной с микроскопом Olympus BX53 и персональным компьютером.

Результаты рентгеноспектрального микроанализа обрабатывались в программе MINAL (Доливо-Добровольский, 2025), предназначенной для работы с химическими анализами минералов. Подробности вычисления формул амфиболов приведены ниже в разделе “Особенности расчета составов амфиболов и минеральная термобарометрия”.

Минеральная термобарометрия применялась для расчета температуры и давления образования амфиболов. Был использован амфибол-плагноклазовый термометр Т. Холланда и Дж. Бланди (Holland, Blundy, 1994), основанный на равновесии кальциевого амфибола с плагноклазом (уравнение $Ed + Ab = Rct + An^1$ для бескварцевой ассоциации и $Ed + 4*Qz = Tr + Ab$ для кварцевой ассоциации). Уравнение указанной обменной реакции пригодно для широкого диапазона составов амфибола и плагноклаза в интервале P и T : 100–1500 МПа и 400–1000°C, соответственно. Также для амфибол-содержащих парагенезисов применялся амфибол-плагноклазовый термометр (Molina et al., 2021). Он основан на обменной $NaSi-CaAl$ реакции между амфиболом и плагноклазом: $Ts + Ab = Gln + An$ и предназначен для широкого диапазона составов амфибола и плагноклаза магматических и высокотемпературных метаморфических пород. Давление минералообразования оценивалось по перераспределению Al и Si в тетраэдрической позиции амфиболов и плагноклазов, для чего использовался амфибол-плагноклазовый барометр (Molina et al., 2015), откалиброванный для магматических и метаморфических пород в диапазоне T и P : 650–1050°C, 100–1500 МПа, соответственно.

Термодинамические расчеты параметров минералообразования производились в программе MAGEMin – Mineral Assemblage Gibbs Energy Minimizer (Riel et al., 2022). В основе данной программы лежит метод поиска минимума энергии Гиббса для определения наиболее устойчивой минеральной ассоциации и сосуществующего с ней расплава при заданных химическом составе породы, температуре и давлении. Учитываются также фугитивность кислорода, количество воды в системе, возможность ассимиляции и фракционирования расплава. Важным отличием MAGEMin от других подобных программ для построения псевдосечений является возможность вычисления фазовых равновесий не только в метаморфических, но и в магматических системах. При расчетах магматического минералообразования была использована термодинамическая база (Holland et al., 2018) с обновлением (Green et al., 2025). Данная база применима для широкого диапазона составов (от перидотита до гранита), давлений (0.1–7000 МПа) и температур (от 650°C и выше до температуры лик-

видуса перидотита) в системе $K_2O-Na_2O-CaO-FeO-MgO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O-TiO_2-Fe_2O_3-Cr_2O_3$. Расчет метаморфических преобразований производился с использованием данных базы (Green et al., 2016), которая откалибрована для метабазитов и применима в системе $Na_2O-CaO-K_2O-FeO-MgO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O-TiO_2-Fe_2O_3$ для давлений не выше 1300 МПа.

Модельные составы амфиболов, полученные в результате расчетов в программе MAGEMin, обрабатывались также в программе MINAL (Доливо-Добровольский, 2025).

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ ИЗУЧЕННЫХ ОБРАЗЦОВ

1-я фаза: метапироксениты. Обр. Б-22-555 и Б-22-556 отобраны в пределах сателлита Арамин-лампы, к юго-западу от массива Кааламо. Обнажения представлены коренными выходами 2×3 м на возвышенности в лесу, расположены в 30 м друг от друга. Сложены крупнозернистыми массивными пироксенитами зелено-черного цвета.

Обр. 079-58 отобран из керна скважины, пробуренной на северо-востоке массива Кааламо, глубина 58 м. Порода представлена среднезернистым массивным пироксенитом темно-зеленого цвета.

1-я фаза: метагаббро. Обр. Б-21-488 отобран на северо-востоке массива Кааламо. Обнажение представлено скальным уступом в лесу, примерно 2×6 м. Наблюдается контакт порфириобластического метагаббро с диоритом. Метагаббро серо-зеленое, массивное. Наблюдаются кристаллы амфибола около 1.0–1.5 см и мелкозернистая основная масса белого или светло-зеленого цвета. По мере приближения к контакту кристаллы амфибола уменьшаются, вплоть до того, что порода становится равномернозернистой. Непосредственно на контакте с диоритами наблюдаются мономинеральные амфиболовые оторочки мощностью около 3 см, черного цвета. Сами диориты светло-серые, среднезернистые, образуют шпилы. Образец отобран на удалении от контакта.

Обр. Б-21-491 отобран неподалеку от обр. Б-21-488. Обнажение представлено протяженной каменной грядой. Обнажаются порфириобластические метагаббро. Породы неоднородные, встречаются прослой с более крупными кристаллами амфибола и с более мелкими, с белой основной массой (Pl), и с зеленой ($Cpx + Pl$). Образец представлен среднезернистой породой с зеленой основной массой.

Обр. Б-21-493 отобран в пределах сателлита Кархолонмяки к западу от массива Кааламо. Обнажение представлено протяженным скальным выходом на склоне горы, сложено темно-серыми порфириобластическими метагаббро.

2-я фаза: метагаббродиориты. Обр. Б-19-K325 отобран в пределах небольшого заброшенного ка-

¹ Здесь и далее аббревиатуры минералов приведены по (Whitney, Evans, 2010).

рьера на западе массива Кааламо. Стенки карьера сложены габбродиоритами серого цвета, среднезернистыми, массивными. В породе отмечаются ксенолиты мелкозернистых габбро более светлого оттенка и бесформенные шпировидные выделения, сложенные крупнозернистым амфиболом. Образец отобран из однородных габбродиоритов.

3-я фаза: метадiorиты и метатоналиты. Обр. Б-19-К340 отобран в пределах сателлита Кархонмьяки к западу от массива Кааламо. обнажение представлено скальным выходом достаточно меланократовых диоритов серого цвета, крупно-, среднезернистых, неявно директивных. Порода рассланцована, аз. пр. сланцеватости 120°.

Обр. Б-19-К318 отобран в пределах северо-восточной оконечности массива Кааламо. Наблюдается выход (5 × 5 м) светло-серых, среднезернистых тоналитов. В породах обнаружена линейность, обусловленная направленностью кристаллов амфибола, аз. пр. 160–180°. В тоналитах отмечаются фрагменты деформированных даек микрогаббро мощностью до 15 см.

МИНЕРАЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД

1-я фаза: оливин-амфиболовые метаклинопироксениты и метавебстериты (обр. Б-22-555, Б-22-556, 079-58). Породы (рис. 2а, б) преимущественно сложены оливином (5–25%, здесь и далее в разделе даны об. %), клинопироксеном (около 40–30%), иногда ортопироксеном (0–10%) и роговой обманкой (около 35%). Структура породы blastopseudomorphous, иногда с элементами пойкилитовой. Второстепенные минералы представлены магнетитом и биотитом.

Оливин встречается в виде самостоятельных кристаллов или в виде включений в ортопироксене. Зерна ксеноморфные, в целом изометричные. Оливин может быть полностью замещен коричневым илдингситом, по трещинам наблюдаются высыпки магнетита. Магнезиальность оливина $mg\# = 73–56$ ($mg\# = Mg^{2+}/(Mg^{2+} + Fe^{2+} + Fe^{3+}) \cdot 100$).

Ортопироксен встречается в виде резко ксеноморфных выделений, может включать в себя зерна оливина. Ортопироксен бесцветный или сероватый из-за мелких включений хромита. Ортопироксен представлен энстатитом, $mg\# = 76–64$.

Клинопироксен образует удлиненно-призматические зерна, которые, однако, имеют неровные границы и частично резорбированы. Чистый клинопироксен бесцветен, но многие зерна имеют буроватую окраску за счет мелких включений хромита. Эти включения подчеркивают в некоторых зернах тонкую осцилляторную зональность, которая наблюдалась в них до выделения хромита в самостоятельную фазу. Клинопироксен представлен диопсидом, $mg\# = 92–79$.

Роговая обманка образует ксеноморфные выделения, выполняющие пространство между зернами орто- и клинопироксена. В образце 079-58 наблюдается пойкилитовая структура: крупные ойки-окристаллы роговой обманки включают в себя небольшие округлые зерна оливина и клинопироксена. Окраска амфибола зональная: центральные части плеохроируют от желтоватого до зеленовато-бурого, краевые части бесцветные (рис. 3а). Границы между зонами плавные, постепенные. В некоторых зернах наблюдаются тонкие ламели распада, сложенные ильменитом (см. рис. 3а). По данным РСМА, роговые обманки образуют единый тренд (от центра к краю): магнезиогастингсит (паргасит) – магнезиоферригорнблендит (магнезиогорнблендит) – актинолит (табл. 1, рис. 4). Устанавливается постоянная примесь титана (содержание TiO_2 до 2 мас. % ~ 0.2 аф² Ti, в среднем 0.8 мас. % ~ 0.09 аф Ti без учета актинолита); хрома (содержание Cr_2O_3 до 0.97 мас. % ~ 0.1 аф Cr, в среднем 0.35 мас. % ~ 0.04 аф Cr), иногда присутствует незначительная примесь марганца. В некоторых роговых обманках обнаруживается незначительная примесь хлора (0.05–0.2 мас. %), в актинолитах примесь хлора отсутствует.

1-я фаза: метагаббро (обр. Б-21-488, Б-21-491, Б-21-493) сложены (рис. 2в, г) крупными кристаллами роговой обманки (вкрапленниками или порфиробластами, в зависимости от интерпретации) размерами до 1–2 см (30–40%), пространство между которыми заполнено агрегатом клинопироксена (около 30%), плагиоклаза (5–35%) и более мелкой роговой обманки (5–25%) (рис. 3б). В некоторых случаях клинопироксен может отсутствовать, а плагиоклаз может быть замещенным клиноцоизитом. Структура породы порфировидная (порфиробластовая?).

Роговая обманка образует идиоморфные или гипидиоморфные зерна. Плеохроирует от практически бесцветного до буровато-зеленого цвета. По морфологии, окраске и составу роговая обманка в крупных порфиробластах/вкрапленниках и более мелких кристаллах не различается. По данным РСМА, амфибол представлен магнезиогорнблендитом и магнезиоферригорнблендитом. Актинолит встречается в виде пятен в кристаллах роговой обманки (см. табл. 1, рис. 4). Переходы между роговой обманкой и актинолитом постепенные, а границы вкрапленников амфибола и минералов основной массы – неровные, резорбированные (см. рис. 3б). Устанавливается примесь титана (содержание TiO_2 до 1 мас. % ~ 0.1 аф Ti, в среднем 0.6 мас. % ~ 0.07 аф Ti без учета актинолита), хрома (содержание Cr_2O_3 до 0.78 мас. % ~ 0.09 аф Cr, в среднем 0.2 мас. % ~ 0.02 аф Cr), марганца (содержание MnO до 0.4 мас. % ~ 0.05 аф Mn, в среднем 0.2 мас. % ~ 0.02 аф Mn).

² Атомов на формулу.

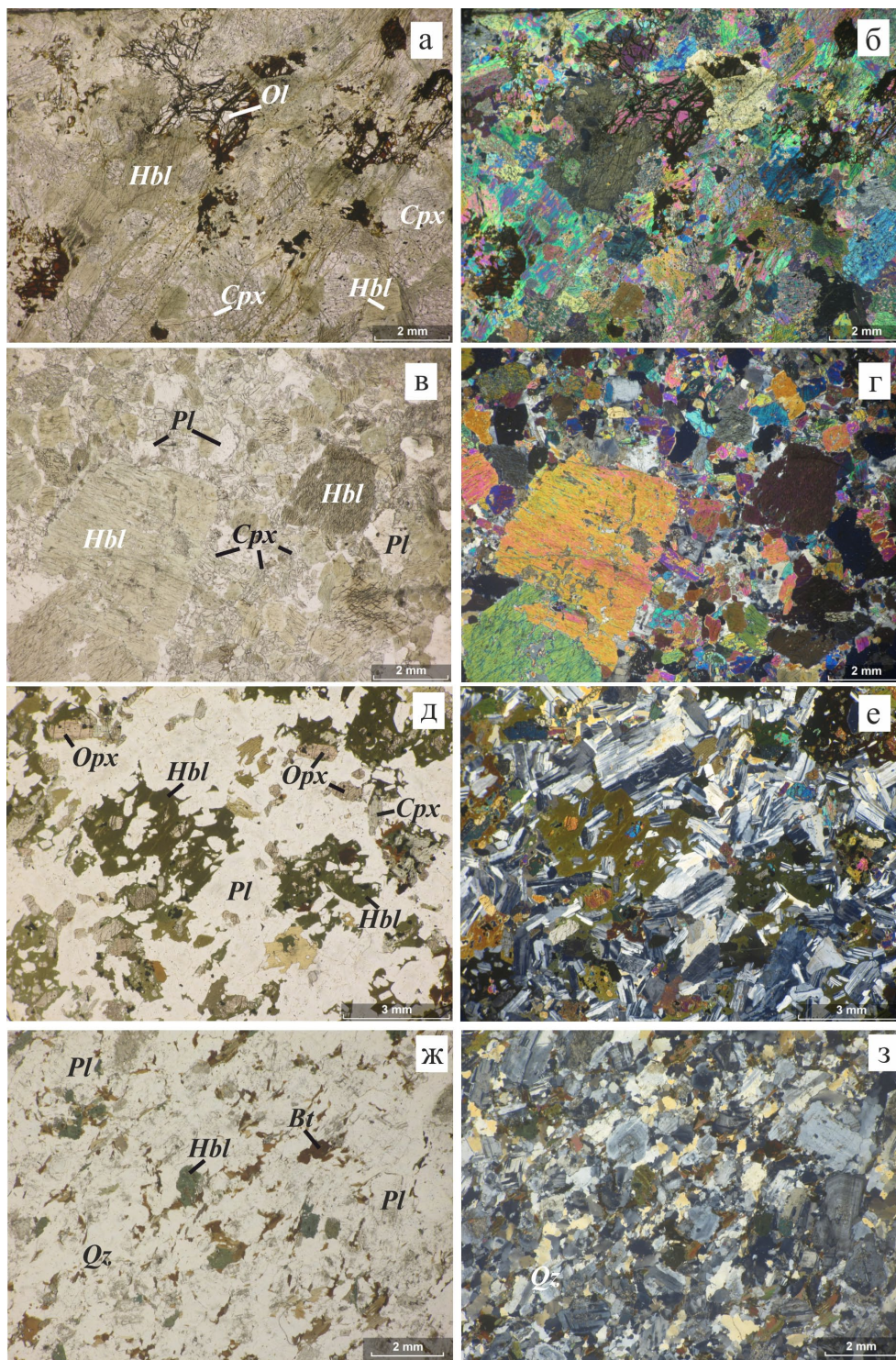


Рис. 2. Фотографии шлифов основных типов пород массива Кааламо.

а–г – 1-я фаза внедрения; д, е – 2-я фаза; ж, з – 3-я фаза. а, б – оливин-амфиболовый метаклинопироксенит (обр. Б-22-555); в, г – метагаббро (обр. Б-21-488); д, е – метагаббродiorит (обр. Б-19-К325); ж, з – метатоналит (обр. Б-19-К318). Фотографии шлифов (а, в, д, ж) сделаны без анализатора, (б, г, е, з) – с анализатором.

Fig. 2. Thin section microphotographs of the main rock types of the Kaalamo massif.

а–г – first phase of intrusion; д, е – second phase; ж, з – third phase. (а, б) – olivine-amphibole metaclinopyroxenite (sample Б-22-555); (в, г) – metagabbro (sample Б-21-488); (д, е) – metagabbrodiorite (sample Б-19-К325); (ж, з) – metatonalite (sample Б-19-К318). Photographs of thin sections (а, в, д, ж) were taken without analyzer and (б, г, е, з) – with the analyzer.

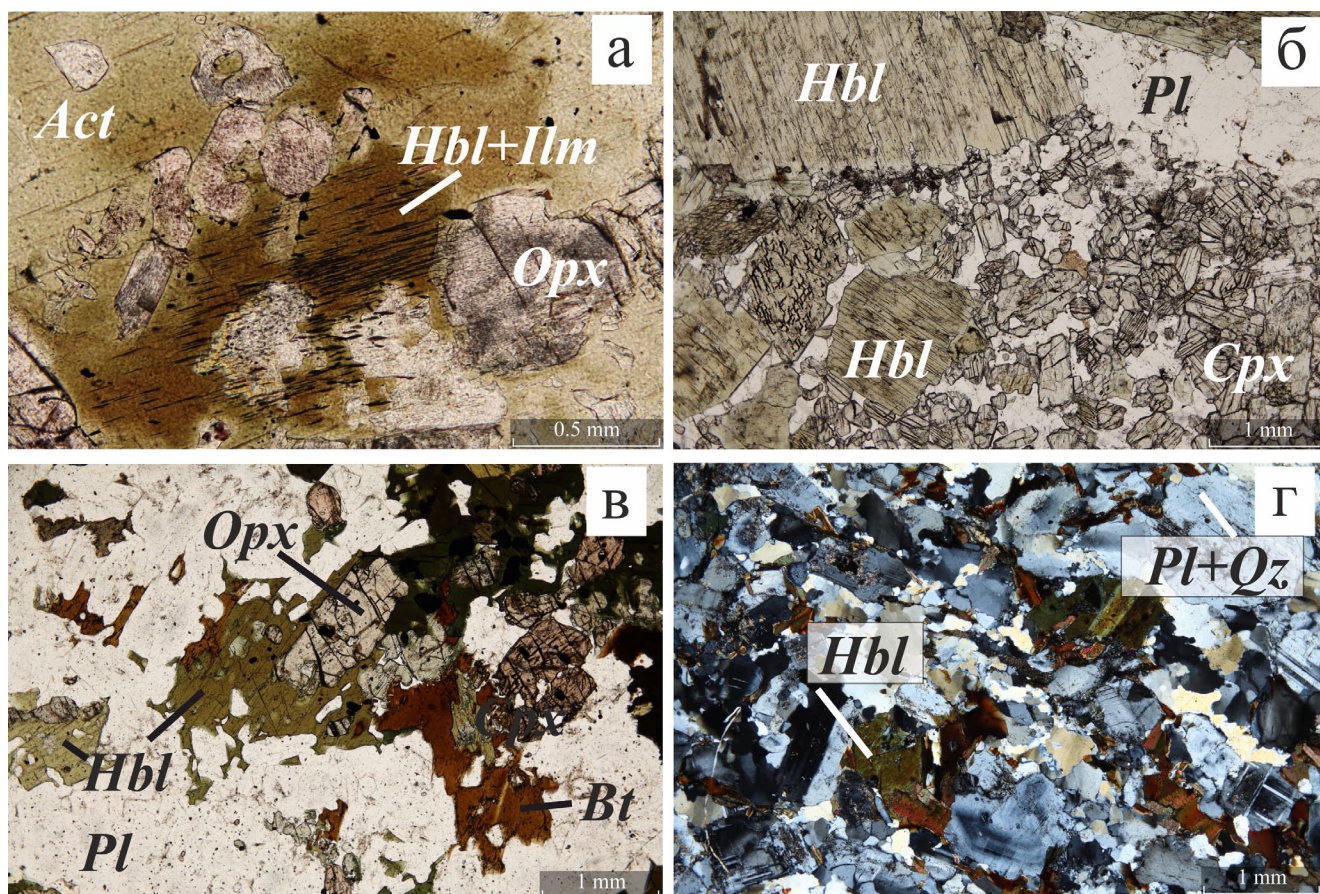


Рис. 3. Особенности взаимоотношений амфиболов с другими минералами в породах кааламского комплекса.

а – бурая роговая обманка с ламеллями ильменита (оливин-амфиболовый метавебстерит, Б-22-556); б – вкрапленники роговой обманки в клинопироксен-плагиоклазовой основной массе (метагаббро, Б-21-488); бурая роговая обманка и биотит, обрастающие кристаллы ортопироксена (метагаббродiorит, Б-19-К325); основная ткань, сложенная роговой обманкой, плагиоклазом и кварцем, внизу виден фрагмент магматического плагиоклаза с осцилляторной зональностью (метатоналит, Б-19-К318). Фотографии шлифов (а, б, в) сделаны без анализатора, (г) – с анализатором.

Fig. 3. Relationships between amphiboles and other minerals in rocks of the Kaalamo complex.

а – brown hornblende with ilmenite lamellae (olivine-amphibole metawebsterite, B-22-556); б – hornblende phenocrysts in clinopyroxene-plagioclase groundmass (metagabbro, B-21-488); brown hornblende and biotite overgrowing crystals of orthopyroxene (metagabbrodiorite, B-19-K325); groundmass composed of hornblende, plagioclase and quartz, a fragment of magmatic plagioclase with oscillatory zoning is visible at the bottom (metatonalite, B-19-K318). Photographs of thin sections (a, б, в) were taken without analyzer and (г) – with the analyzer.

Клинопироксен формирует мелкие гипидиоморфные короткостолбчатые зерна, но иногда может образовывать и более крупные длиннопризматические кристаллы. Клинопироксен представлен диопсидом, $mg\# = 87-77$.

Плагиоклаз формирует гипидиоморфные или ксеноморфные зерна, выполняющие пространство между зернами роговой обманки и клинопироксена. По составу плагиоклаз отвечает андезину-олигоклазу (An_{45-28}).

2-я фаза: метагаббродiorиты (обр. Б-19-К325). Породы сложены (рис. 2д, е) преимущественно плагиоклазом (50–70%), роговой обманкой (до 30%), ортопироксеном (до 20%), клинопироксе-

ном (до 5%), биотитом (до 10%), магнетитом и ильменитом (суммарно около 3%). Структура породы габброофитовая.

Плагиоклаз образует гипидиоморфные лейстовидные зерна. Кристаллы обычно незональные, по составу отвечают лабрадору (An_{60-50}), но в некоторых зернах отмечается слабая осцилляторная зональность и ядра более основного (An_{80}) плагиоклаза.

Роговая обманка формирует резко ксеноморфные выделения, включающие в себя в качестве пойкилитовых вкрапленников кристаллы орто- и клинопироксена, плагиоклаза (рис. 3в). Плеохроирует от бурого до грязно-зеленого. По данным РСМА,

Таблица 1. Представительные анализы амфиболов пород кааламского комплекса, мас. %
Table 1. Representative analyses of amphiboles from rocks of the Kaalamo complex, wt %

№ п. п.	Порода	Обр.	Минерал	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Cl	Total
1	px	555	M-Fhb	45.60	1.05	10.92	0.31	8.36	He обн.	16.40	12.16	1.28	1.07	He обн.	97.15
2	px	556	M-Fhb	45.91	2.16	11.07	0.38	10.58	He обн.	15.84	11.51	1.76	0.98	He обн.	100.19
3	px	556	Mhs	46.17	1.53	12.09	0.24	10.57	He обн.	15.69	12.04	1.93	0.99	He обн.	101.25
4	px	555	Prg	47.12	0.64	10.30	0.30	7.61	He обн.	16.8	12.66	1.52	0.68	He обн.	97.63
5	px	556	M-Fhb	51.43	0.39	5.70	0.10	8.62	He обн.	18.66	11.53	0.81	0.32	He обн.	97.56
6	px	556	M-Fhb	51.95	0.44	7.06	0.40	8.41	0.12	18.15	11.89	1.14	0.44	He обн.	100.00
7	px	556	Act	54.47	0.11	2.38	He обн.	7.22	He обн.	19.55	11.39	0.27	0.10	He обн.	95.49
8	px	556	Act	56.33	0.21	2.33	0.15	7.00	He обн.	21.37	12.06	0.46	0.09	He обн.	100.00
9	gab	491	Prg	44.73	0.92	12.09	0.28	10.56	0.20	13.02	12.40	1.50	0.60	He обн.	96.30
10	gab	491	Mhb	45.89	0.73	11.34	0.26	10.8	0.15	13.62	12.47	1.20	0.58	He обн.	97.04
11	gab	491	Mhb	47.47	0.9	9.51	0.22	11.71	0.13	13.12	12.54	1.15	0.42	He обн.	97.17
12	gab	488	Mhb	49.21	0.65	6.61	0.20	10.14	He обн.	15.24	12.38	0.63	0.43	He обн.	95.49
13	gab	488	Mhb	50.11	0.5	6.90	0.13	9.86	0.28	15.93	12.25	0.79	0.47	He обн.	97.22
14	gab	491	Mhb	51.79	0.66	7.49	0.11	11.27	0.16	15.62	12.77	0.77	0.17	He обн.	100.81
15	gab	488	Act	52.28	0.30	3.60	0.26	8.83	0.25	16.45	12.42	0.44	0.19	He обн.	95.02
16	gab	491	Act	55.77	He обн.	2.27	He обн.	9.51	0.32	18.14	12.95	He обн.	0.14	He обн.	99.10
17	gd	472	Mhs	39.97	2.23	9.37	He обн.	16.25	0.20	9.46	11.47	1.34	1.03	0.20	91.52
18	gd	328	M-Fhb	42.07	2.48	10.11	He обн.	15.88	0.12	10.05	11.01	1.09	1.27	0.21	94.29
19	gd	325	M-Fhb	42.69	1.41	10.04	He обн.	17.73	0.38	10.30	12.17	0.58	1.26	He обн.	96.56
20	gd	472	Mhs	43.61	2.12	10.97	He обн.	17.64	0.14	9.88	12.03	1.43	1.46	0.18	99.46
21	gd	325	K-Mhs	44.25	1.86	11.54	He обн.	16.86	0.3	11.10	11.22	1.34	1.53	He обн.	100.00
22	gd	325	M-Fhb	44.78	1.29	10.85	He обн.	17.42	0.38	10.51	12.09	0.88	1.12	0.08	99.40
23	gd	328	M-Fhb	45.61	0.92	11.38	He обн.	16.57	0.12	11.78	11.41	1.04	1.08	0.08	99.99
24	dior	340	Mhb	49.28	0.79	8.91	He обн.	16.52	0.25	12.02	12.04	1.24	0.82	He обн.	101.87
25	dior	340	Mhb	49.79	0.72	7.90	He обн.	16.9	0.40	11.65	12.28	0.97	0.85	He обн.	101.46
26	dior	340	Mhb	52.47	0.38	5.58	He обн.	15.64	0.31	13.39	12.56	0.27	0.36	He обн.	100.96
27	ton	318	M-Fhb	43.52	0.58	10.05	He обн.	19.10	0.45	8.75	11.17	0.78	1.11	He обн.	95.51
28	ton	318	M-Fhb	45.00	0.56	9.48	He обн.	18.56	0.93	9.18	11.55	0.66	0.88	He обн.	96.80

Таблица 1. Окончание
 Table 1. Ending

№ п. п.	¹ Si	¹ Al	² Ti	³ Al	⁴ Cr	⁵ Fe ³⁺	⁶ Mg	⁷ Fe ²⁺	⁸ Mn	⁹ Mn	¹⁰ Fe ²⁺	¹¹ Ca	¹² Na	¹³ Na	¹⁴ K	¹⁵ Cl	¹⁶ O	¹⁷ OH
Формульные коэффициенты (O = 24)																		
1	6.55	1.45	0.11	0.40	0.04	0.61	3.51	0.34	0.00	0.00	0.06	1.87	0.07	0.29	0.20	0.00	0.23	1.77
2	6.46	1.54	0.23	0.29	0.04	0.82	3.32	0.29	0.00	0.00	0.13	1.73	0.13	0.35	0.18	0.00	0.46	1.54
3	6.43	1.57	0.16	0.42	0.03	0.65	3.26	0.49	0.00	0.00	0.09	1.80	0.11	0.41	0.18	0.00	0.32	1.68
4	6.72	1.28	0.07	0.45	0.03	0.33	3.57	0.55	0.00	0.00	0.03	1.93	0.04	0.39	0.12	0.00	0.14	1.86
5	7.23	0.77	0.04	0.18	0.01	0.52	3.91	0.34	0.00	0.00	0.15	1.74	0.11	0.11	0.06	0.00	0.08	1.92
6	7.16	0.84	0.05	0.31	0.04	0.38	3.73	0.50	0.00	0.01	0.09	1.76	0.14	0.17	0.08	0.00	0.09	1.91
7	7.77	0.23	0.01	0.17	0.00	0.07	4.16	0.59	0.00	0.00	0.21	1.74	0.05	0.02	0.02	0.00	0.02	1.98
8	7.66	0.34	0.02	0.03	0.02	0.27	4.33	0.34	0.00	0.00	0.19	1.76	0.05	0.07	0.02	0.00	0.04	1.96
9	6.59	1.41	0.10	0.70	0.03	0.18	2.86	1.12	0.01	0.02	0.00	1.96	0.02	0.41	0.11	0.00	0.20	1.80
10	6.68	1.32	0.08	0.63	0.03	0.28	2.96	1.03	0.00	0.02	0.01	1.95	0.03	0.31	0.11	0.00	0.16	1.84
11	6.94	1.06	0.10	0.58	0.03	0.08	2.86	1.35	0.00	0.02	0.00	1.97	0.02	0.31	0.08	0.00	0.20	1.80
12	7.21	0.79	0.07	0.36	0.02	0.21	3.33	1.01	0.00	0.00	0.03	1.94	0.03	0.15	0.08	0.00	0.14	1.86
13	7.19	0.81	0.05	0.36	0.01	0.25	3.41	0.91	0.00	0.03	0.02	1.88	0.06	0.16	0.09	0.00	0.11	1.89
14	7.19	0.82	0.07	0.41	0.01	0.27	3.23	1.01	0.00	0.02	0.03	1.90	0.05	0.15	0.03	0.00	0.14	1.86
15	7.63	0.37	0.03	0.25	0.03	0.02	3.58	1.06	0.02	0.01	0.00	1.94	0.05	0.07	0.04	0.00	0.07	1.93
16	7.78	0.22	0.00	0.15	0.00	0.05	3.77	1.03	0.00	0.04	0.03	1.93	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	2.00
17	6.45	1.55	0.27	0.24	0.00	0.70	2.28	1.49	0.02	0.01	0.00	1.98	0.01	0.41	0.21	0.05	0.54	1.40
18	6.53	1.47	0.29	0.38	0.00	0.69	2.33	1.31	0.00	0.02	0.06	1.83	0.09	0.24	0.25	0.06	0.58	1.37
19	6.45	1.55	0.16	0.24	0.00	0.93	2.32	1.31	0.04	0.01	0.00	1.97	0.02	0.15	0.24	0.00	0.32	1.68
20	6.48	1.52	0.24	0.40	0.00	0.52	2.19	1.65	0.00	0.02	0.02	1.92	0.05	0.37	0.28	0.05	0.47	1.48
21	6.44	1.56	0.20	0.42	0.00	0.75	2.41	1.22	0.00	0.04	0.08	1.75	0.13	0.24	0.28	0.00	0.41	1.59
22	6.56	1.44	0.14	0.43	0.00	0.67	2.29	1.47	0.00	0.05	0.00	1.90	0.06	0.19	0.21	0.02	0.28	1.70
23	6.56	1.44	0.10	0.48	0.00	0.73	2.52	1.16	0.00	0.01	0.10	1.76	0.13	0.16	0.20	0.02	0.20	1.78
24	6.98	1.02	0.08	0.47	0.00	0.26	2.54	1.65	0.00	0.03	0.04	1.83	0.10	0.24	0.15	0.00	0.17	1.83
25	7.10	0.90	0.08	0.43	0.00	0.18	2.48	1.83	0.00	0.05	0.00	1.88	0.07	0.20	0.15	0.00	0.15	1.85
26	7.40	0.60	0.04	0.33	0.00	0.21	2.82	1.61	0.00	0.04	0.03	1.90	0.04	0.04	0.06	0.00	0.08	1.92
27	6.68	1.32	0.07	0.50	0.00	0.55	2.00	1.88	0.00	0.06	0.02	1.84	0.09	0.15	0.22	0.00	0.13	1.87
28	6.79	1.21	0.06	0.47	0.00	0.52	2.06	1.82	0.06	0.06	0.00	1.87	0.07	0.12	0.17	0.00	0.13	1.87

Примечание. Породы: pt – пироксенит, gabb – габбро, gd – габбродиорит, dior – диорит, ton – тоналит. Амфиболы: Prg – паргасит, Mhs – магнезиогастингсит, K-Mhs – калиевый магнезиогастингсит, Mhb – магнезиогорнблендит, M-Fhb – магнезоферригорнблендит, Act – актинолит.

Note. Rocks: pt – pyroxenite, gabb – gabbro, gd – gabbrodiortite, dior – diorite, ton – tonalite. Amphiboles: Prg – pargasite, Mhs – magnesio-hastingsite, K-Mhs – potassium magnesio-hastingsite, Mhb – magnesio-hornblende, M-Fhb – magnesio-ferri-hornblende, Act – actinolite.

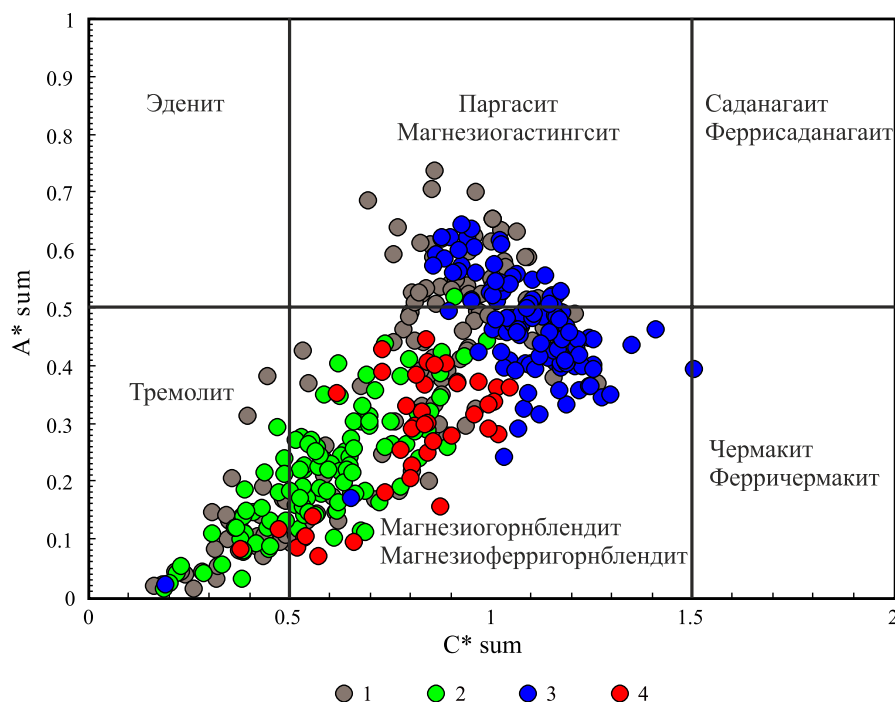


Рис. 4. Составы изученных амфиболов на классификационной диаграмме по (Hawthorne et al., 2012)³.

Цветными кружками обозначены составы амфиболов: 1 – метапироксенитов 1-й фазы внедрения, 2 – метагаббро 1-й фазы, 3 – метагабброноритов и метагаббродiorитов 2-й фазы, 4 – метадiorитов и метатоналитов 3-й фазы.

Fig. 4. Compositions of the studied amphiboles on the classification diagram according to (Hawthorne et al., 2012).

The colored circles indicate the compositions of amphiboles: 1 – metapyroxenites of the first phase of intrusion, 2 – metagabbro of the first phase, 3 – metagabbronorites and metagabbrodiorites of the second phase, 4 – metadiorites and metatonalites of the third phase.

роговая обманка представлена магнезиогастингситом, паргаситом, магнезиоферригорнблендитом и магнезиогорнблендитом (см. табл. 1, рис. 4). Устанавливаются относительно высокие содержания титана (содержание TiO_2 до 2.5 мас. % ~ 0.3 аф Ti, в среднем 1.7 мас. % ~ 0.2 аф Ti), отмечается примесь марганца (содержание MnO до 0.5 мас. % ~ 0.06 аф Mn, в среднем 0.15 мас. % ~ 0.02 аф Mn). Практически во всех анализах устанавливается наличие хлора (до 0.3 мас. %, в среднем 0.1 мас. %).

Клинопироксен формирует удлиненно-призматические кристаллы, границы зерен сглаженные. Окраска слабо зеленоватая. Иногда наблюдается двойникование. Клинопироксен представлен диопсидом, $\text{mg\#} = 74\text{--}63$. В зернах наблюдаются тонкие ламели распада, сложенные ортопироксеном (рис. 5а).

Ортопироксен также образует удлиненно-призматические кристаллы. Плеохроирует от розоватого до зеленоватого. Представлен гиперстеном, $\text{mg\#} = 54\text{--}49$. В кристаллах встречаются каплеобразные структуры распада, сложенные клинопироксеном (рис. 5б).

Биотит образует ксеноморфные зерна, которые выглядят как кристаллизующиеся совместно с кристаллами роговой обманки (см. рис. 3в). Плеохроирует от коричневатого-желтого до темно-бурого. Магнезиальность биотитов $\text{mg\#} = 45\text{--}50$, что характеризует их как антиты.

Магнетит формирует мелкие округлые или ксеноморфные выделения, приуроченные к скоплениям темноцветных минералов. Ильменит образует либо ламели распада в магнетите, либо каплеобразные сращения с ним.

3-я фаза: метадiorиты и метатоналиты (обр. Б-19-К340, Б-19-К318). Породы (рис. 2ж, з) сложены плагиоклазом (55–60%), кварцем (15–30%), биотитом (10–15%), роговой обманкой (3–15%). Второстепенные и акцессорные минералы представлены калиевым полевым шпатом, цирконом, апатитом, эпидотом. Структура пород blastogranitovaya.

Плагиоклаз образует гипидиоморфные, нередко удлиненные кристаллы. Границы зерен неровные, по краям наблюдается грануляция – образо-

³ $A^*\text{sum} = \text{Li} + \text{Na} + \text{K} + 2 \times (\text{Ca} + \text{Pb})$ в позиции А, $C^*\text{sum} = \text{Al} + \text{Fe}^{3+} + \text{Mn}^{3+} + \text{Cr} + \text{V} + \text{Sc} + 2 \times (\text{Ti} + \text{Zr}) - \text{O} - \text{Li}$ в позиции С, вслед за (Locock, 2014).

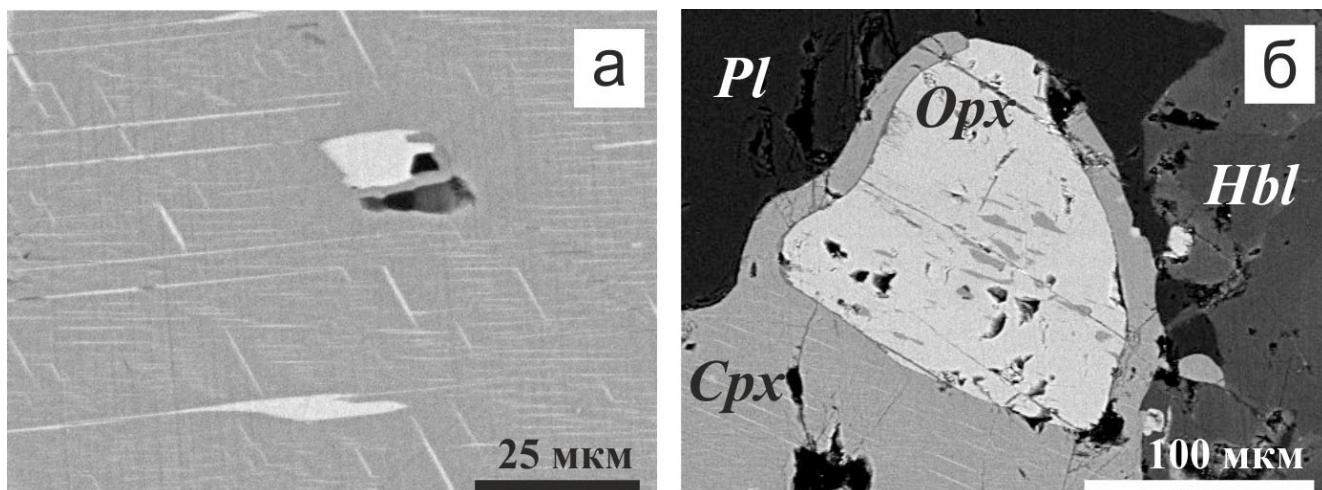


Рис. 5. BSE изображения структур распада пироксенов в метагаббродiorитах 2-й фазы.

а – ламели ортопироксена в клинопироксене, б – ламели клинопироксена в ортопироксене.

Fig. 5. BSE images of pyroxene exsolution textures in metagabbrodiorites, second phase of intrusion.

а – orthopyroxene lamellae in clinopyroxene, б – clinopyroxene lamellae in orthopyroxene.

вание более мелких изометричных зерен. В некоторых кристаллах отмечается осцилляторная зональность. Состав плагиоклаза соответствует лабрадору–андезину (An_{58-30}). Нередко наблюдаются вторичные изменения с развитием эпидота, клиноцоизита, более кислого плагиоклаза (до An_{18}).

Кварц образует ксеноморфные зерна с неровными, извилистыми границами, по краям которых также наблюдается грануляция.

Роговая обманка образует гипидиоморфные или ксеноморфные короткопризматические кристаллы синевато-зеленого цвета, сходные по морфологии с изометричными зернами гранулированного плагиоклаза (рис. 3г). По составу она отвечает магнезиогорнблендиту и феррогорнблендиту, реже ферропаргаситу, магнезиоферригорнблендиту и актинолиту (см. табл. 1, рис. 4). Отмечается примесь титана (содержание TiO_2 до 0.9 мас. % ~ 0.1 аф Ti в среднем 0.5 мас. % ~ 0.06 аф Ti), марганца (содержание MnO до 0.9 мас. % ~ 0.1 аф Mn, в среднем 0.5 мас. % ~ 0.06 аф Mn).

Биотит представлен гипидиоморфными, реже идиоморфными кристаллами светло-коричневого, бурого цвета. Магнезиальность биотита в породах этой фазы находится в диапазоне 40–50, что характеризуют их как анниты.

ОСОБЕННОСТИ РАСЧЕТА СОСТАВОВ АМФИБОЛОВ И МИНЕРАЛЬНАЯ ТЕРМОБАРОМЕТРИЯ

Следует отметить, что положение фигуративных точек составов амфибола по результатам од-

них только микрозондовых анализов (без определения содержаний воды и отношения Fe^{3+}/Fe^{2+}), в частности, на приведенном выше рис. 3, может значительно меняться в зависимости от предположений об основных параметрах вычисления формулы минерала.

В работе (Hawthorne et al., 2012) для микрозондовых анализов Са-амфиболов рекомендуется считать Ti входящим по схеме оксотитанового замещения $M^{2+} + 2(OH)^- = Ti^{4+} + 2O^{2-}$ и, таким образом, рассчитывать формулы не на $23O$, а на $24(O, OH, Cl, F)$ с оценкой $(OH, F, Cl) = 2 - 2Ti$. В программе MINAL (Доливо-Добровольский, 2025), вычисляющей формулы только по зарядам и по атомам (обычно по катионам), это осуществляется с помощью коррекции зарядов, производимой на этапе вычисления атомных количеств: на каждый атом Ti стандартное число зарядов в формуле (46) увеличивается на 2. Вместе с тем, в модели твердого раствора амфибола, принятой в работе (Green et al., 2016) и использованной при термодинамическом моделировании, вхождение Ti описывается компонентом $Ca_2Mg_3Ti_2Si_6Al_2O_{22}$, сочетающим два замещения в равных пропорциях: вышеприведенное оксотитановое и $M^{2+} + 2Si^{4+} = Ti^{4+} + 2Al^{3+}$. Таким образом, если предполагается сопоставлять реальные составы с модельными, то для строгого соответствия этой модели при расчете формул амфиболов для Ti надо использовать другое значение коррекции зарядов, равное 1.

Однако, наибольшее влияние на кристаллохимическую формулу оказывает принятое отношение Fe^{3+}/Fe^{2+} . Кристаллохимические особенно-

сти минерала приводят к тому, что при измеренном суммарном Fe^{2+} получается некоторый, зачастую значительный диапазон этого отношения, в пределах которого формула минерала строго отвечает стехиометрическим соотношениям. В работе (Hawthorne et al., 2012) предлагается использовать середину этого диапазона – как наиболее вероятную, если нет обоснованных предположений о другом. Мы также последовали этой рекомендации и использовали модифицированный способ расчета формул амфиболов, предложенный в работе (Holland, Blundy, 1994). В этот алгоритм, ориентированный в значительной степени на решение частной геотермобарометрической задачи, были включены недостающие химические элементы, а также произведен учет необходимой доли оксотитанового замещения. Одной из особенностей алгоритма является обнаружение и отбраковка таких составов, с которыми без исправления исходных данных получить строго стехиометричные формулы невозможно при любых параметрах вычислений.

Составы амфиболов, получаемые в ходе термодинамического моделирования за счет смешения заданных компонентов, неизбежно являются стехиометричными и полностью определенными (т. е. с точными содержаниями как Fe^{2+} и Fe^{3+} , так и кислорода с ОН-группами в позиции W). Поэтому при расчете их формул использовался стандартный метод по зарядам с учетом той доли оксотитанового замещения, которая заложена в модель твердого раствора (критерием корректности вычислений при этом является строгое соответствие стехиометрии минерала).

Анализ вариационных диаграмм (рис. 6) позволяет выявить ряд закономерностей в реальных составах исследуемых амфиболов. Отчетливо выделяются два тренда эволюции составов. К первому (I) относятся составы наименее кремнеземистых и наиболее титанистых амфиболов из пироксенитов 1-й фазы и все составы амфиболов габброноритов 2-й фазы. Для этого тренда характерно слабое, почти незаметное увеличение содержания Si^{4+} на фоне резкого уменьшения Ti^{4+} , Fe^{3+} , суммы Na^+ и K^+ и возрастания $^{\text{c}}\text{Al}^{3+}$ (см. рис. 6а–г). Ко второму тренду (II) относятся прочие составы амфиболов пироксенитов 1-й фазы, все составы амфиболов габбро 1-й фазы, а также диоритов и тоналитов 3-й фазы. Здесь характерно значительное увеличение содержания тетраэдрического Si^{4+} на фоне уменьшения содержания $^{\text{c}}\text{Al}^{3+}$, Ti^{4+} , Fe^{3+} , суммы Na^+ и K^+ и увеличения содержания Mg^{2+} при неизменном или слабом уменьшении Fe^{2+} (см. рис. 6а–г). Если первый тренд (“чермакит-паргаситовый”, I) характеризует изменения составов амфиболов от магнезиогастингсита (паргасита) до магнезиоферригорнблендита (магнезиогорнблендита) и сводится к увеличению содержания чермакитового компонента, то второй тренд (“актинолитовый”, II) отра-

жает переход от магнезиоферригорнблендита (или магнезиогорнблендита) к актинолиту.

Амфиболы пород, образовавшихся на разных стадиях фракционирования (отличающихся разным содержанием SiO_2 , MgO и принадлежащих к разным фазам внедрения) хорошо отличаются друг от друга по их магнезиальности $\text{mg\#} = \text{Mg}^{2+} / (\text{Mg}^{2+} + \text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+}) \cdot 100$ (см. рис. 6д). От 1-й фазы внедрения к 3-й магнезиальность амфиболов уменьшается от 85 до 45. При этом, в пределах одного типа породы по мере увеличения содержания Si^{4+} магнезиальность амфиболов отчетливо увеличивается.

Для пироксенитов 1-й фазы внедрения и габброноритов 2-й фазы характерны повышенные содержания Ti^{4+} (до 0.3 аф), в то время как для габбро 1-й фазы и диоритов, и тоналитов 3-й фазы – пониженные (до 0.1 аф) (см. рис. 6е).

Значение коэффициента $X^{\text{c}}\text{Fe}^{3+} = ^{\text{c}}[\text{Fe}^{3+} / (\text{Fe}^{3+} + \text{Al}^{3+})]$ в пироксенитах и габбро 1-й фазы внедрения варьирует в широких пределах: от 0 до 1. Это соответствует наличию в этих породах как паргасита и магнезиогорнблендита, так и магнезиогастингсита и магнезиоферригорнблендита. В породах 2-й фазы внедрения преобладают амфиболы с коэффициентом $X^{\text{c}}\text{Fe}^{3+}$ выше 0.5, что отвечает доминированию магнезиогастингсита и магнезиоферригорнблендита, а в породах 3-й фазы $X^{\text{c}}\text{Fe}^{3+}$ преимущественно ниже 0.5, что выражается в преобладании магнезиогорнблендита и феррогорнблендита.

Термобарометрия амфиболсодержащих парагенезисов в породах кааламского комплекса на основе инструментов (Holland, Blundy, 1994; Molina et al., 2015; 2021) выявила широкий диапазон значений температур их формирования.

Оценка давления осуществлялась по амфибол-плагиоклазовому барометру (Molina et al., 2015). Для всех пород наблюдается широкий разброс значений – от 100 до 700 МПа, не позволяющий однозначно судить о реальном давлении, как на момент внедрения интрузии, так и на стадии метаморфизма. Вместе с тем, надо отметить слабую зависимость используемых геотермометров от давления. Рассчитанные по различным уравнениям зависимости “состав-температура”, значения температур для среднего давления 400 МПа приведены на рис. 7.

В породах 1-й фазы внедрения определить температуру образования амфибола удалось только в габбро, т. к. пироксениты не содержат плагиоклаза, необходимого для биминеральной термометрии. Полученные для метагаббро температуры находятся в интервале 630–680°C, что, в целом, соответствует оценкам температур метаморфизма во вмещающих породах 600–650°C (Балтыбаев и др., 2000). В породах присутствует некоторое количество кварца, образование которого, происходило, вероятно, синхронно с формированием кис-

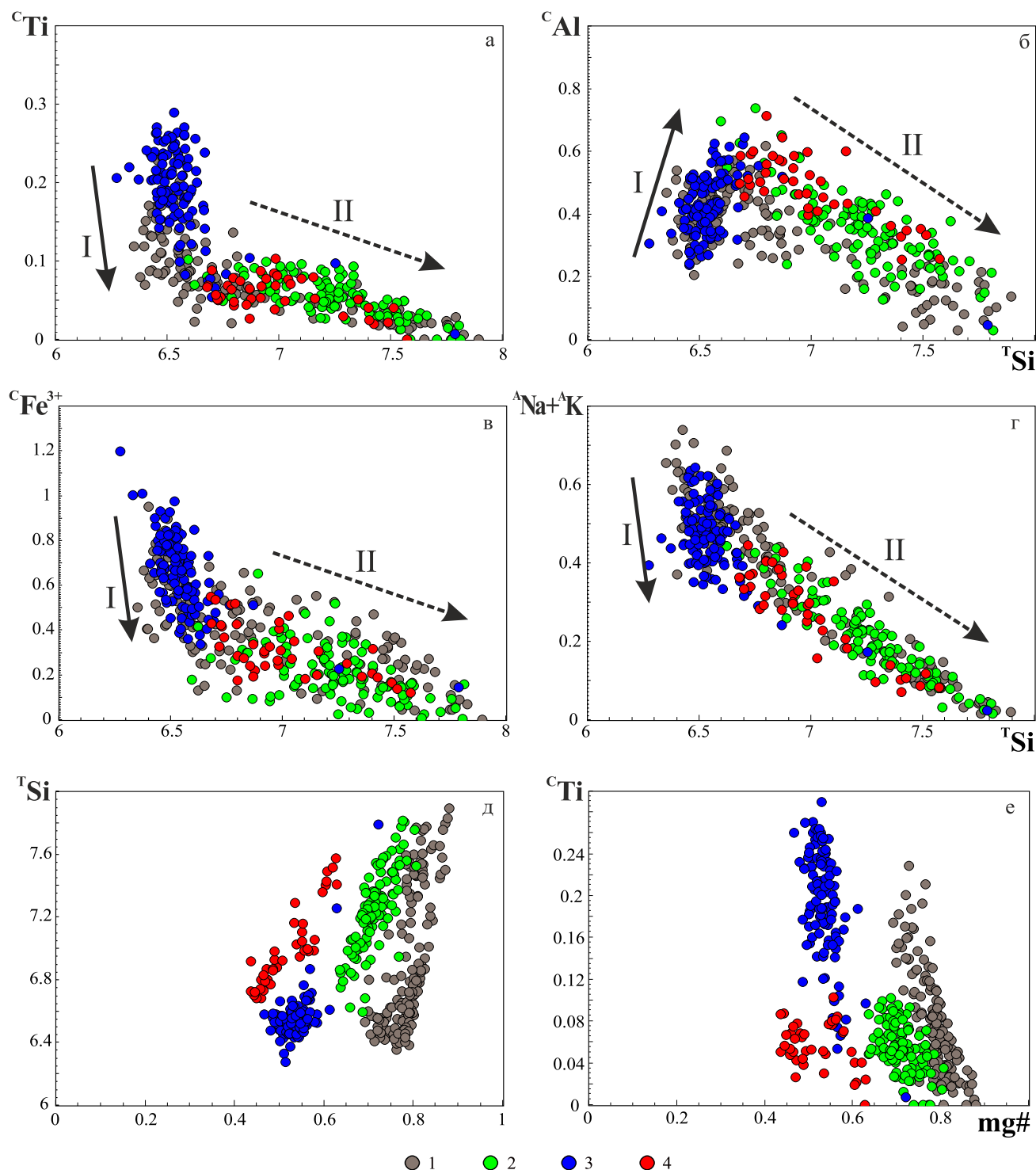


Рис. 6. Диаграммы с составами амфиболов пород кааламского комплекса с двумя трендами их изменения.

Цветными кружками обозначены составы амфиболов: 1 – метапироксенитов 1-й фазы внедрения, 2 – метагаббро 1-й фазы, 3 – метагабброноритов и метагаббродиоритов 2-й фазы, 4 – метадiorитов и метатоналитов 3-й фазы. Римскими цифрами обозначены два тренда эволюции составов амфиболов – “чермакит-паргаситовый” и “актинолитовый” (подробнее см. в тексте).

Fig. 6. Diagrams of amphibole compositions in the rocks of the Kaalamo complex, showing two trends of their evolution.

The colored circles indicate the compositions of amphiboles: 1 – metapyroxenites of the first phase of intrusion, 2 – metagabbro of the first phase, 3 – metagabbro-norites and metagabbrodiorites of the second phase, 4 – metadiorites and metatonalites of the third phase. Roman numerals indicate two trends of the evolution of amphibole compositions – “tschermakite-pargasite” and “actinolite” (see text for details).

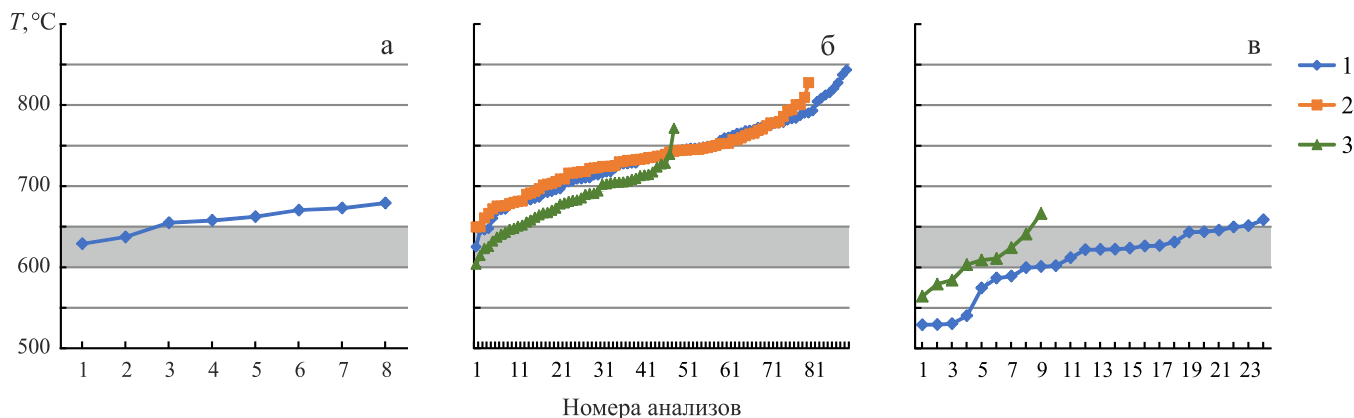


Рис. 7. Результаты амфибол-плагиоклазовой термометрии пород кааламского комплекса.

а – габбро 1-й фазы, б – габбродiorиты 2-й фазы, в – диориты и тоналиты 3-й фазы. 1 – термометр (Holland, Blundy, 1994) для кварцсодержащей ассоциации, 2 – термометр (Holland, Blundy, 1994) для бескварцевой ассоциации, 3 – термометр (Molina et al., 2021). Температуры рассчитаны для давления 400 МПа. Графики представляют собой отдельные оценки, отсортированные по значениям температуры. Серой полосой показан интервал температур регионального метаморфизма вмещающих интрузию супракrustальных пород (Балтыбаев и др., 2000).

Fig. 7. Results of amphibole-plagioclase thermometry of rocks of the Kaalamocomplex.

а – gabbro of the first phase, б – gabbrodiorite of the second phase, в – diorites and tonalites of the third phase. 1 – thermometer (Holland, Blundy, 1994) for quartz-bearing association, 2 – thermometer (Holland, Blundy, 1994) for quartz-free association, 3 – thermometer (Molina et al., 2021). Temperatures are calculated for a pressure of 400 MPa. The graphs represent individual estimates sorted by temperature values. The gray bar shows the temperature range of regional metamorphism of supracrustal rocks hosting the intrusion (Baltybaev et al., 2000).

лого плагиоклаза (до An_{28}). Это обстоятельство является дополнительным аргументом его метаморфической природы. По этой причине для расчета использовалась калибровка термометра с кварцевой ассоциацией.

В габбродiorитах 2-й фазы отмечается широкий диапазон температур – от 650 до 830 °C (среднее – 730 °C), полученный по термометру (Holland, Blundy, 1994) и от 600 до 770 °C (среднее – 680 °C) – по термометру (Molina et al., 2021). Приведенные максимальные значения превышают температуру регионального метаморфизма, что позволяет предположить магматическую природу данных амфиболов. Амфиболы, для которых отмечаются минимальные температуры, вероятно являются метаморфическими. Стоит отметить, что в породах 2-й фазы внедрения присутствует некоторое количество кварца, однако его происхождение, вероятно, метаморфическое. По этой причине был произведен расчет температур, как для кварцевой, так и для бескварцевой ассоциации (см. рис. 7). Вне зависимости от инструмента, рассчитанные температуры оказываются повышенными по сравнению с температурами метаморфизма.

В диоритах и тоналитах 3-й фазы отмечаются самые низкие температуры равновесия роговой обманки и плагиоклаза: 530–660 °C по термометру (Holland, Blundy, 1994, кварцсодержащая ассоциация) и 560–670 °C по термометру (Molina et al.,

2021). Полученные температуры совпадают с температурами регионального метаморфизма.

ТЕРМОДИНАМИЧЕСКИЕ РАСЧЕТЫ МОДЕЛЬНЫХ СОСТАВОВ АМФИБОЛОВ

Термодинамическое моделирование выявило обширное поле устойчивости амфибола при широком диапазоне содержания воды в системе (от 0 мас. % и выше для пород 1-й фазы, от 0.2 мас. % и выше для пород 2-й фазы, от 0.5 мас. % и выше для пород 3-й фазы) (рис. 8). Верхняя температурная граница появления амфибола в магмах разного состава (~850–1000 °C) значительно выше температуры регионального метаморфизма, а также, в большинстве случаев, выше линии солидуса. Это означает, что, согласно модельным построениям, позднематический амфибол возможен в породах кааламского комплекса. Необходимо отметить, что данный факт говорит лишь о возможном существовании магматического амфибола в изученных породах, но не доказывает природу реальных амфиболов, составы которых могли измениться в ходе субсолидусного остывания и последующего метаморфизма. Также существует вероятность, что на магматическом этапе условия были достаточно “сухие” и кристаллизация амфиболов не происходила, а затем, на метаморфическом этапе, содержание воды в системе возросло, что привело к появ-

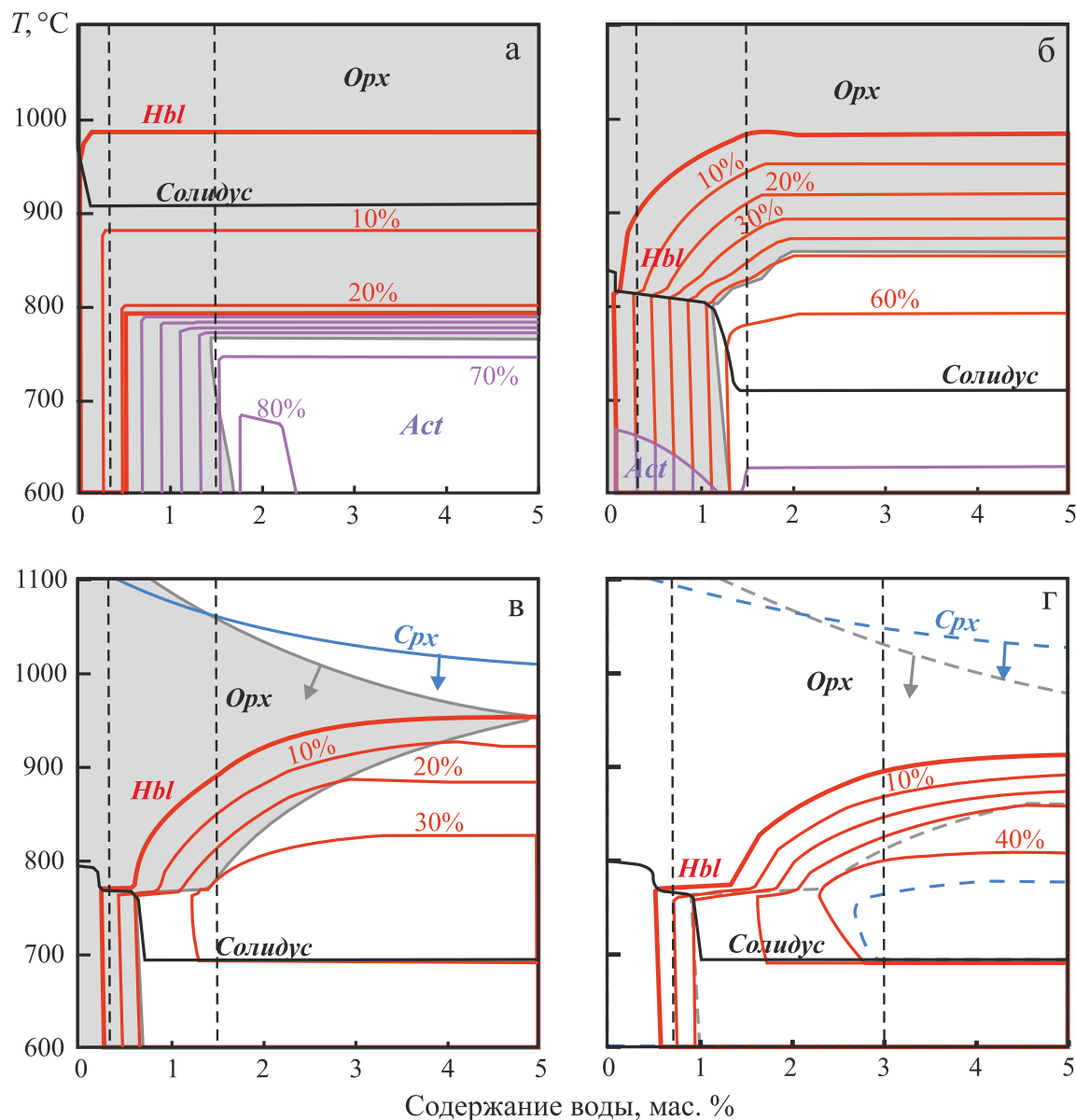


Рис. 8. Расчетные диаграммы “температура – содержание воды в системе” с полями устойчивости Fe-Mg минералов в породах кааламского комплекса.

а – 1-я фаза, пироксенит (обр. 556); реальный минеральный состав: *Ol*, *Cpx*, *Opx*, *Hbl*, *Act*; б – 1-я фаза, габбро (обр. 491); реальный минеральный состав: *Hbl*, *Cpx*, *Pl*; в – 2-я фаза, габбродиорит (обр. 325); реальный минеральный состав: *Pl*, *Cpx*, *Opx*, *Hbl*, *Bt*; г – 3-я фаза, диорит (обр. 340); реальный минеральный состав: *Pl*, *Hbl*, *Bt*, *Qz*. Красное поле – область существования роговой обманки, фиолетовое – актинолита. Цветные изолинии показывают модальное содержание роговой обманки и актинолита. Пунктирными линиями для пород 3-й фазы показаны области существования пироксенов, модельное содержание которых в поле устойчивости амфибола не превышает 10 мас. %. Вертикальными пунктирами отмечены содержания воды в системе, для которых производилось моделирование составов амфиболов (см. рис. 9–12).

Fig. 8. Diagrams “temperature – water content in the system” with stability fields of Fe-Mg minerals in the rock of the Kaalamo complex.

а – First phase, pyroxenite (sample 556); real mineral composition: *Ol*, *Cpx*, *Opx*, *Hbl*, *Act*; б – First phase, gabbro (sample 491); real mineral composition: *Hbl*, *Cpx*, *Pl*; в – Second phase, gabbrodiorite (sample 325); real mineral composition: *Pl*, *Cpx*, *Opx*, *Hbl*, *Bt*; г – Third phase, diorite (sample 340); real mineral composition: *Pl*, *Hbl*, *Bt*, *Qz*. The red field is the area of hornblende existence and the purple field is the area of actinolite existence. Colored isolines show the modal contents of hornblende and actinolite. The dotted lines for rocks of the third phase indicate the areas of pyroxene existence, the model content in the amphibole stability field does not exceed 10 wt %. The vertical dotted lines indicate the water contents in the system for which the amphibole compositions were modeled (see Figs. 9–12).

лению метаморфического амфибола. Для проверки данного предположения было произведено сравнение модельных составов с реальными, о которых будет сказано ниже.

Необходимо отметить достаточно низкие содержания воды, при которых моделируется магматический амфибол в изученных породах. В действительности, при низком содержании воды в системе и модалные содержания амфибола небольшие, однако уже при 0.2 мас. % воды вблизи солидуса моделируется около 10 мас. % амфибола (см. рис. 8б). Но нужно уточнить, что содержание воды 0.2 мас. % относится к системе в целом, при этом содержание воды в расплаве, сосуществующем с данным амфиболом, составляет 4–5 мас. %. Этого содержания воды уже достаточно для кристаллизации амфибола из расплава (Holloway, 1973; Cawthorn, O'Hara, 1976).

Интересные выводы можно сделать, если сравнивать составы амфиболов, полученные при моделировании, с наблюдаемыми в породах каждой фазы внедрения кааламского комплекса (рис. 9–12). Для данного моделирования содержание воды в системе подбиралось исходя из топологии поля устойчивости амфибола и линии солидуса (см. вертикальные штриховые линии на рис. 8). Так, для пироксенита 1-й фазы при содержании воды в системе 0.3 мас. % моделируется роговая обманка на всем температурном интервале, а при 1.5 мас. % при низких температурах моделируется актинолит. Для габбро 1-й фазы используемые значения (также 0.3 и 1.5 мас. %) отвечают областям с повышенными температурами солидуса и с пониженными, соответственно. Для габбродиорита 2-й фазы при 0.3 мас. % воды амфибол начинает образовываться непосредственно на солидусе, а при 1.5 мас. % – существенно выше его. Содержания воды в системе для диорита 3-й фазы (0.7 и 3 мас. %) подбирались таким же образом, как для 2-й фазы. При заданных содержаниях воды в системе, давление и фугитивность кислорода изменялись в широком диапазоне: давление 200, 400, 600 МПа; кислородные буферы QFM, QFM + 1, QFM + 2.

Для пироксенитов 1-й фазы наблюдается достаточно хорошее совпадение модельных траекторий для всех рассчитанных значений давления и фугитивности кислорода QFM и QFM + 1 (см. рис. 9). При этом, высокотемпературный отрезок совпадает с реальными составами при любых рассчитанных содержаниях воды в системе, а низкотемпературный (метаморфический) – только при водонасыщенных условиях (1.5 мас. % H₂O). Необходимо отметить, что “чермакит-паргаситовый” тренд реальных составов совпадает с модельными трендами для титана, и не моделируется в отношении алюминия. “Актинолитовый” тренд совпадает с расчетными траекториями.

Для габбро 1-й фазы результаты в целом не сильно отличаются от пироксенитов 1-й фазы (см. рис. 10). Наблюдается наилучшее совпадение модельных кривых с реальными составами для давления 200–400 МПа, фугитивности, заданной буферами QFM и QFM + 1 как при 0.3, так и при 1.5 мас. % воды в системе. При этом реальные составы совпадают как с метаморфическими и постмагматическими, так и с магматическими отрезками модельных трендов.

Моделирование составов амфиболов габбродиоритов 2-й фазы привело к затруднениям. Реальные составы амфиболов этих пород образуют только “чермакит-паргаситовый” тренд, который, как и в случае с пироксенитами 1-й фазы, совпадает с расчетными траекториями в отношении титана и общей магнезиальности, и не совпадает в отношении алюминия и щелочей (см. рис. 11). Если ориентироваться на отношение титана к кремнию, то реальные составы совпадают с расчетными высокотемпературными (магматическими) составами амфиболов. При этом, наиболее хорошее совпадение наблюдается при содержании воды в системе 1.5 мас.%, давлении 200–400 МПа, кислородном буфере QFM и QFM + 1.

Для диоритов 3-й фазы наблюдается хорошее совпадение реальных составов с модельными в области низкотемпературных (метаморфических) составов. При этом, наилучшее совпадение наблюдается при давлении 400 МПа и буфере QFM (см. рис. 12).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ И ОПРЕДЕЛЕНИЕ ГЕНЕЗИСА АМФИБОЛА НА ОСНОВАНИИ АНАЛИТИЧЕСКИХ И ЧИСЛЕННЫХ ДАННЫХ

На основании проведенных выше расчетов можно сделать некоторые выводы о природе амфиболов всех трех фаз кааламского комплекса.

В пироксенитах 1-й фазы на контакте орто- и клинопироксенов с амфиболами наблюдаются неровные, резорбированные границы, что может свидетельствовать о реакционных взаимоотношениях. Однако, в рассматриваемых породах пироксены непосредственно соприкасаются с краевыми областями выделений амфибола, которые сложены актинолитом. Определить температуру кристаллизации бурых, наиболее титанистых амфиболов из пироксенитов методами “классической” термобарометрии не удалось из-за отсутствия в породах плагиоклаза. Оценка, произведенная мономинеральным роговообманковым термометром (Ridolfi, 2021) для наиболее титанистых амфиболов данных пород, выявила высокие (магматические) температуры их образования. Результаты термодинамического моделирования позволяют сделать вывод, что в пироксенитах существует как высокотемпературный магматический амфибол (магне-

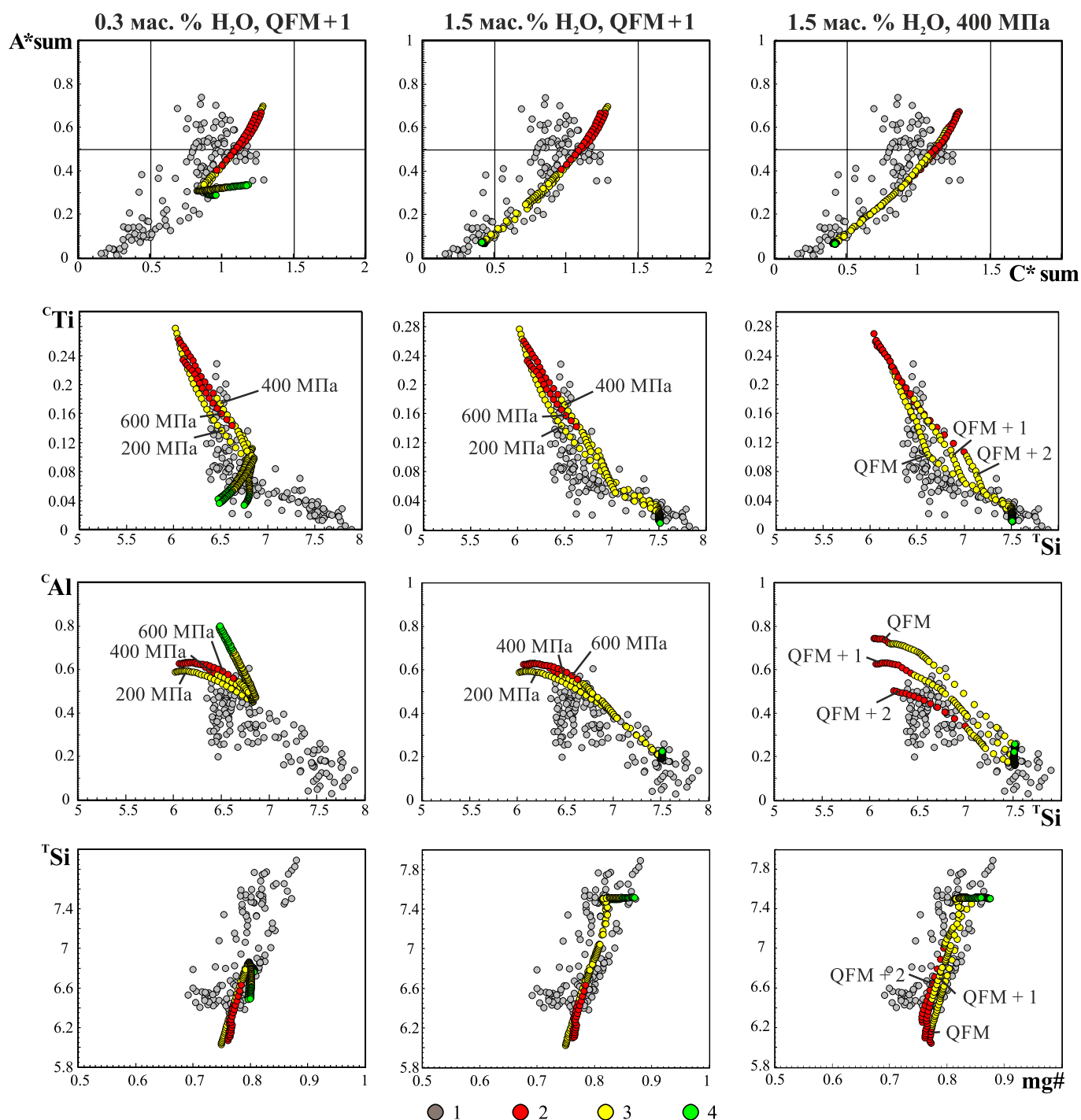


Рис. 9. Сравнение реальных и модельных (рассчитанных с помощью программы MAGEMin) составов амфиболов для пироксенита 1-й фазы кааламского комплекса (обр. 556).

Кружками серого цвета показаны реальные составы амфиболов пироксенитов, а цветными – изменение модельных составов при равновесной кристаллизации: красные – магматические (модельный амфибол сосуществует с расплавом), желтые – постмагматические (ниже солидуса, но выше 650°C), а зеленые – метаморфические (<650°C) составы.

Fig. 9. Comparison of real and model (calculated using the MAGEMin program) amphibole compositions for pyroxenite of the first phase of the Kaalamo complex (sample 556).

The gray circles indicate real amphibole compositions of pyroxenites, and the colored circles indicate model compositions at equilibrium crystallization: red circles indicate magmatic (model amphibole coexists with melt), yellow circles indicate postmagmatic (subsidiolus but above 650°C), and green circles indicate metamorphic (<650°C) compositions.

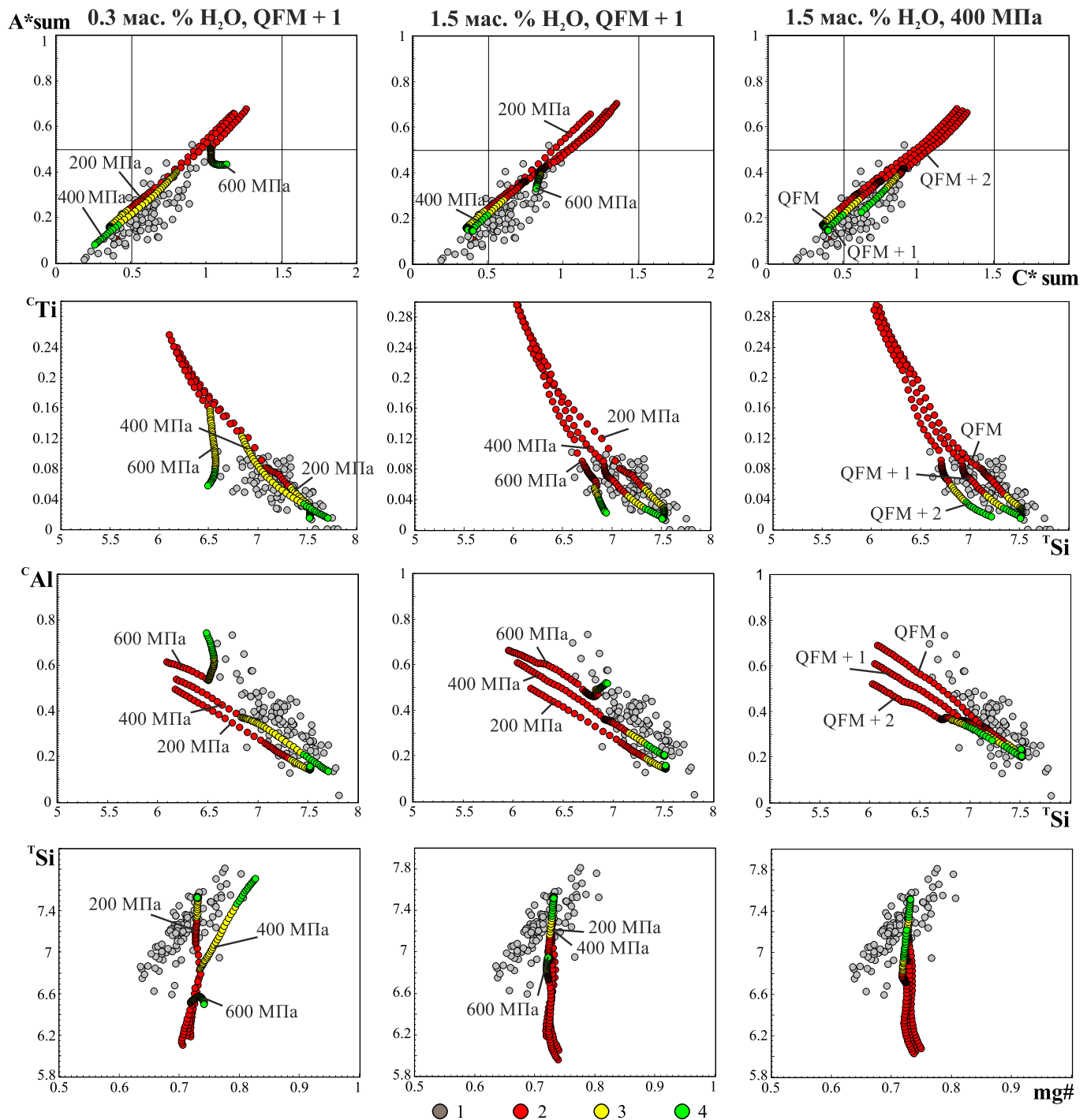


Рис. 10. Сравнение реальных и модельных, рассчитанных с помощью программы MAgEMin, составов амфиболов для габбро 1-й фазы кааламского комплекса (обр. 491).

Кружками серого цвета показаны реальные составы амфиболов габбро, а цветными – изменение модельных составов при равновесной кристаллизации: красные – магматические (модельный амфибол сосуществует с расплавом), желтые – постмагматические (ниже солидуса, но выше 650°C), а зеленые – метаморфические (<650°C) составы.

Fig. 10. Comparison of real and model (calculated using the MAgEMin program) amphibole compositions for gabbro of the first phase of the Kaalamo complex (sample 491).

The gray circles indicate real amphibole compositions of gabbro, and the colored circles indicate model compositions at equilibrium crystallization: red circles indicate magmatic (model amphibole coexists with melt), yellow circles indicate postmagmatic (subsidiolus but above 650°C), and green circles indicate metamorphic (<650°C) compositions.

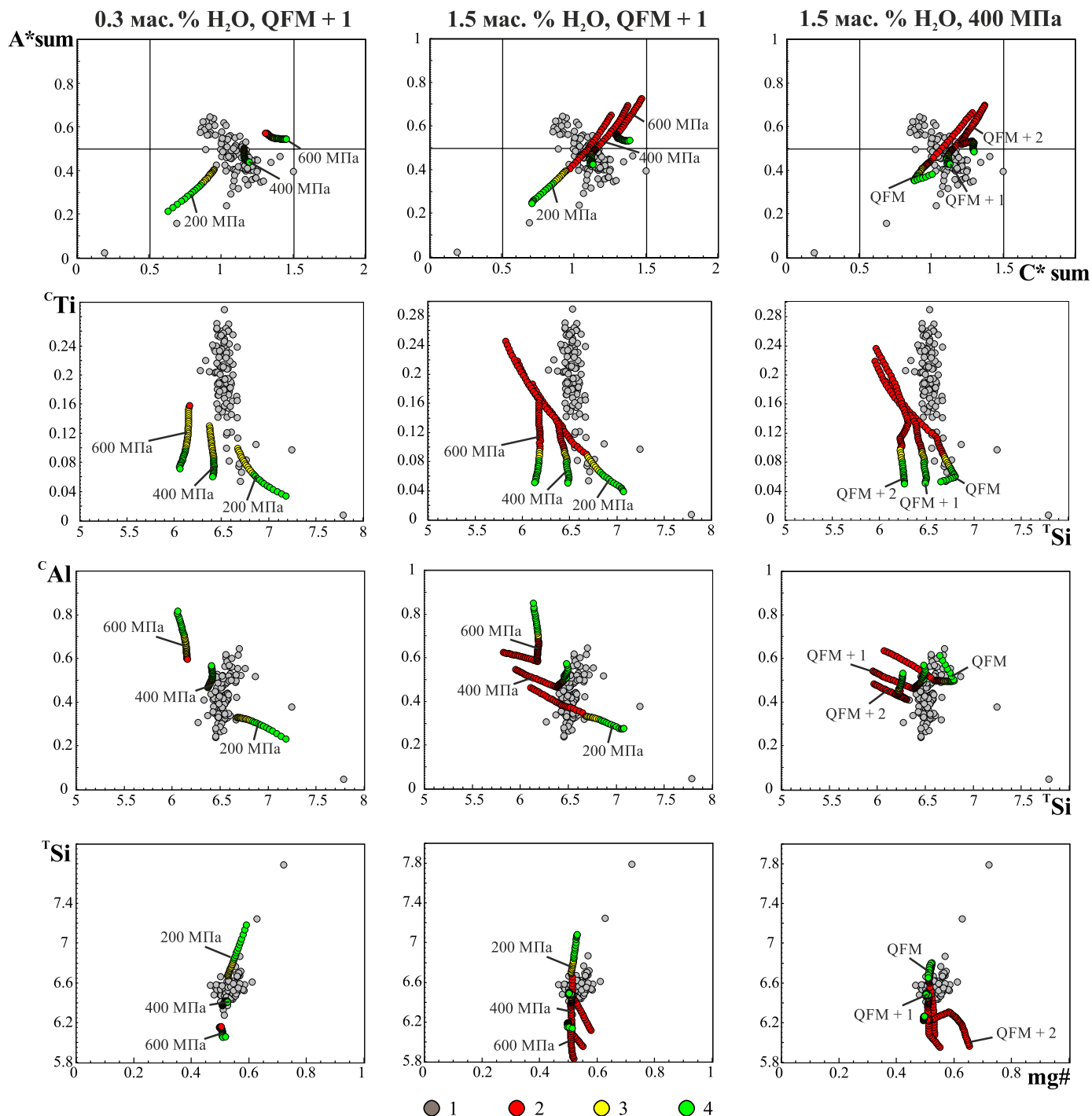


Рис. 11. Сравнение реальных и модельных, рассчитанных с помощью программы MAGEMin, составов амфиболов для габбродиорита 2-й фазы кааламского комплекса (обр. 325).

Кружками серого цвета показаны реальные составы амфиболов габбродиоритов, а цветными – изменение модельных составов при равновесной кристаллизации: красные – магматические (модельный амфибол сосуществует с расплавом), желтые – постмагматические (ниже солидуса, но выше 650°C), а зеленые – метаморфические (<650°C) составы.

Fig. 11. Comparison of real and model (calculated using the MAGEMin program) amphibole compositions for gabbrodiorite of the second phase of the Kaalam complex (sample 325).

The gray circles indicate real amphibole compositions of gabbrodiorites, and the colored circles indicate model compositions at equilibrium crystallization: red circles indicate magmatic (model amphibole coexists with melt), yellow circles indicate postmagmatic (subsidiary but above 650°C), and green circles indicate metamorphic (<650°C) compositions.

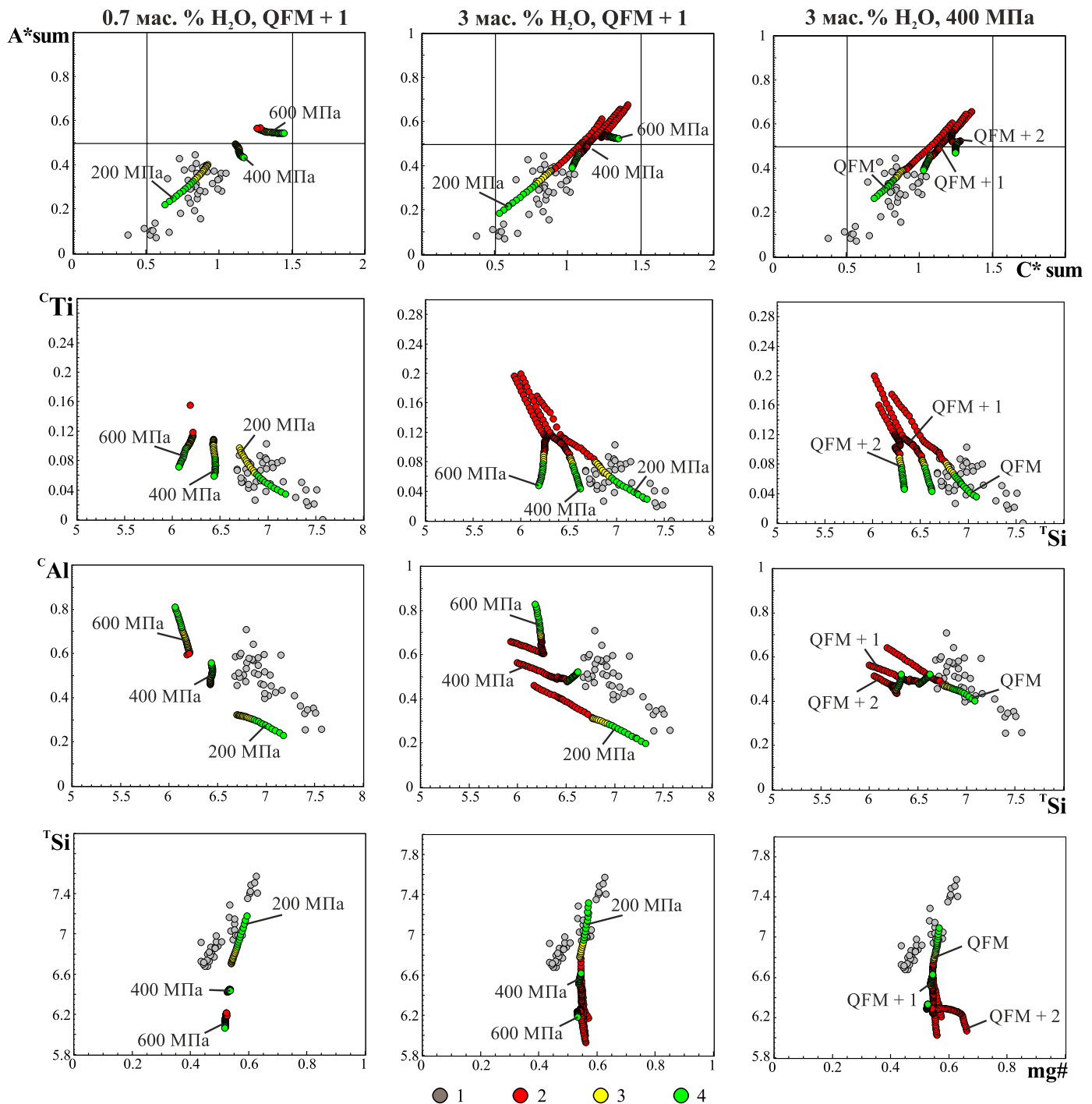


Рис. 12. Сравнение реальных и модельных, рассчитанных с помощью программы MAGEMin, составов амфиболов для диорита 3-й фазы кааламского комплекса (обр. 340).

Кружками серого цвета показаны реальные составы амфиболов диоритов, а цветными – изменение модельных составов при равновесной кристаллизации: красные – магматические (модельный амфибол сосуществует с расплавом), желтые – постмагматические (ниже солидуса, но выше 650°C), а зеленые – метаморфические (<650°C) составы.

Fig. 12. Comparison of real and model (calculated using the MAGEMin program) amphibole compositions for diorite of the third phase of the Kaalamo complex (sample 340).

The gray circles indicate real amphibole compositions of diorites, and the colored circles indicate model compositions at equilibrium crystallization: red circles indicate magmatic (model amphibole coexists with melt), yellow circles indicate postmagmatic (subsidiary but above 650°C), and green circles indicate metamorphic (<650°C) compositions.

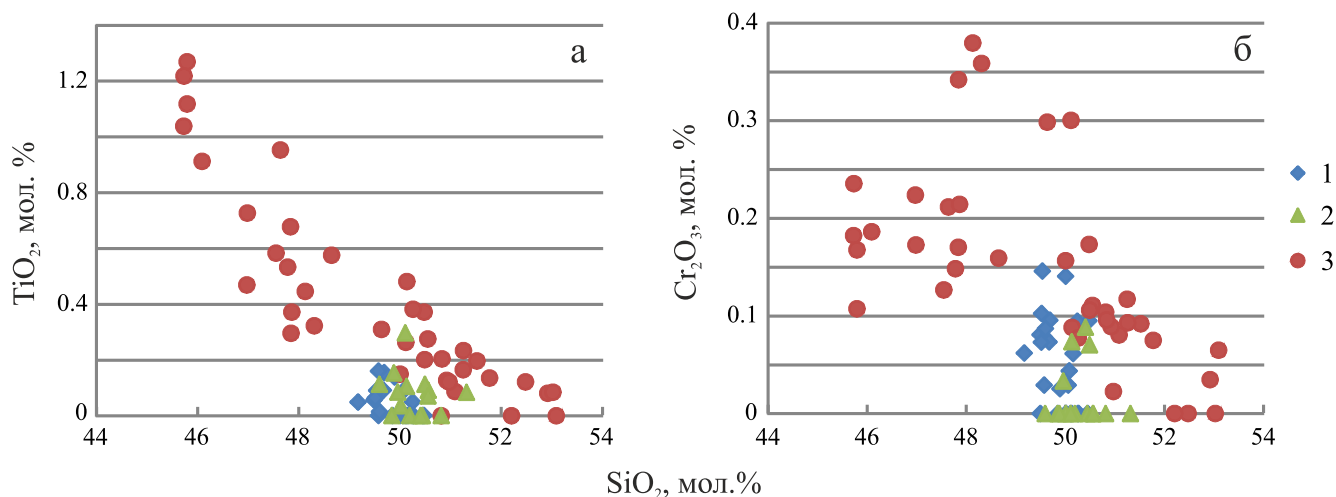


Рис. 13. Сопоставление составов амфиболов, клино- и ортопироксенов в пироксенитах 1-й фазы кааламского комплекса.

Составы: 1 – клинопироксенов, 2 – ортопироксенов, 3 – амфиболов.

Fig. 13. Comparison of the compositions of amphiboles, clino- and orthopyroxenes in pyroxenites of the first phase of the Kaalamo complex.

Compositions: 1 – clinopyroxenes, 2 – orthopyroxenes, 3 – amphiboles.

зиогастингсит и магнезиоферригорнблендит), так и постмагматический (субсолидусный) – метаморфический (существенно актинолитового состава).

Дополнительным подтверждением магматической природы данных амфиболов могут служить результаты сопоставления их составов с составами других темноцветных минералов (клино-и ортопироксена) из этих пород. Пироксены в пироксенитах, имеют магматическую природу: (1) P - T условия метаморфизма недостаточны для образования метаморфического ортопироксена; (2) петрографические наблюдения показывают, что клинопироксен кристаллизовался совместно с ортопироксеном; (3) в клинопироксене наблюдаются реликты осцилляторной зональности, свидетельствующей о его магматической природе. Амфиболы в пироксенитах существенно обогащены хромом и титаном, по сравнению с сосуществующими пироксенами (рис. 13). Этот факт не позволяет предполагать образование магнезиогастингситов и магнезиоферрогорнблендитов исключительно за счет преобразования пироксенов, однако есть вероятность, что подобные высокие концентрации могли возникнуть за счет переработки несохранившихся магматических шпинелидов.

В габбро 1-й фазы внедрения, по данным петрографических наблюдений, присутствуют реакционные взаимоотношения между клинопироксеном и роговой обманкой. По данным термобарометрии, в этих породах наблюдаются лишь низкотемпературные метаморфические амфиболы. Об этом свидетельствует и низкая титанистость послед-

них. Однако, данные термодинамического моделирования показывают, что некоторые составы магнезиоферрогорнблендита и магнезиогорнблендита в этих породах могли сосуществовать с расплавом и, соответственно, иметь магматическую природу. Отметим, что наличие значимых количеств магматического амфибола в данных породах (около 10 мас. %) моделируется при достаточно малых содержаниях воды в системе (0.2 мас. %), это позволяет предполагать, что данный минерал существовал на магматическом этапе. Кроме того, неопубликованные данные (В.И. Иващенко, устное сообщение) свидетельствуют о том, что в некоторых габброидах 1-й фазы могут наблюдаться также и более титанистые амфиболы паргаситового ряда. Совокупность этих данных позволяет предположить, что в этих породах, как и в пироксенитах, возможно существовал магматический амфибол, а наблюдаемые роговые обманки и актинолиты образовались за счет преобразования магматических амфиболов и клинопироксенов.

В габброноритах и габбродiorитах 2-й фазы содержатся высокотитанистые амфиболы, обрастающие кристаллы пироксенов. Эти амфиболы по данным термобарометрии имеют магматические и субсолидусные температуры образования. Несмотря на некоторые сложности, возникшие в ходе термодинамического моделирования этих пород, полученные результаты также свидетельствуют о магматической природе роговых обманок. Незначительная часть минералов при этом может иметь и метаморфическую природу.

В диоритах и тоналитах 3-й фазы наблюдаются зерна амфиболов, которые по морфологии схожи с изометричными зернами плагиоклаза, образованными в результате грануляции магматических зерен. Это позволяет предполагать метаморфическую природу этих амфиболов. По данным термобарометрии в диоритах и тоналитах отмечаются только низкотемпературные метаморфические амфиболы. Об этом также свидетельствуют и их низкая титанистость, и результаты термодинамического моделирования. При этом, однозначно судить о наличии или отсутствии в этих породах амфибола на магматическом этапе нельзя: существует вероятность того, что наблюдаемые амфиболы возникли за счет преобразования пироксенов, так и за счет преобразования более раннего магматического амфибола.

Необходимо отметить, что на основании данных термодинамического моделирования магматических роговых обманок 1-й и 2-й фаз внедрения можно сделать вывод о параметрах среды на магматическом этапе становления пород: давление 200–400 МПа, кислородный буфер QFM – QFM + 1. Эти результаты не противоречат более ранним выводам, сделанным на основе моделирования магматической кристаллизации этих пород (Анисимов и др., 2025). На метаморфическом этапе, вероятно, система стала более водонасыщенной, давление также было равным 400 МПа, кислородный буфер QFM.

Для определения природы амфиболов существует ряд вариационных диаграмм (Chen et al., 1988; Ridolfi, Renzulli, 2012). Хотя однозначно судить о происхождении амфиболов по ним нельзя, однако возможно их применение в комплексе с другими данными. Рассмотрим подробнее, какие ограничения по составу амфиболов для генетических выводов используются в цитированных выше работах.

В статье (Ridolfi, Renzulli, 2012) приводятся области составов 950 магматических амфиболов (рис. 14а–е), которые впоследствии используются для калибровки мономинерального амфиболового геотермобарометра (Ridolfi, 2021). Логично предполагать, что существует некоторое перекрытие составов метаморфических амфиболов с составами данной выборки, однако, содержания некоторых компонентов могут быть индикаторными для определения магматической природы амфиболов. Сравнение наших и вышеуказанных данных показывает, что амфиболы массива Кааламо, для которых характерно повышенное содержание тетраэдрического Al (не относящиеся к актинолитам), в целом, совпадают с полями магматических амфиболов выборки (см. рис. 14). На диаграммах ${}^T\text{Al} - {}^{\text{C}}\text{Al}$ и ${}^T\text{Al} - {}^{\text{C}}\text{Ti}$ совпадение наблюдается только для наименее глиноземистых и наиболее высокотитанистых амфиболов “паргасит-чермакитового” тренда.

Диаграмма (Chen et al., 1988), приведенная в статье (Fan et al., 2021) в координатах ${}^T\text{Si} - {}^{\text{C}}\text{Ti}$, предназначена для определения генезиса детритовых амфиболов (рис. 14ж, поля I–V, выделенные пунктирными линиями). На предложенной диаграмме фигуративные точки составов амфиболов пород кааламского комплекса ложатся, в целом, на пересечения полей, хотя преобладающее количество точек “актинолитового” тренда попадают в область пород регрессивного метаморфизма и метасоматических пород, а точки составов “паргасит-чермакитового” тренда – в область магматических амфиболов ультраосновных-основных пород (см. рис. 14ж).

Обобщая эти данные, можно заключить, что в метаморфизованных габброидах массива Кааламо и его сателлитов присутствуют магматические, постмагматические (субсолидусные) и метаморфические амфиболы. Синтез и сопоставление предложенных дискриминационных полей (Chen et al., 1988; Ridolfi, Renzulli, 2012) позволяет наметить возможные диапазоны составов амфиболов, которые можно в первом приближении рассматривать как характеризующие их природу. Эти границы приведены на диаграмме (рис. 14з), однако необходимо их уточнение на базе большего количества природных наблюдений, в том числе с привлечением неметаморфизованных магматических пород широкого спектра по содержанию не только кремнезема, но и других индикаторных химических элементов.

Поскольку амфибол весьма часто встречается в магматических и метаморфических породах, понятен и повышенный интерес к петрохимическим и геохимическим особенностям этой группы минералов (Erdmann et al., 2014; и др.). Минеральные парагенезисы с амфиболом используются, например, для определения минимальной температуры кристаллизации и количественной оценки глубин, на которых происходили субсолидусные реакции (Yavuz, Döner, 2017; Torres García et al., 2020). Показано, что хотя общее содержание Al_2O_3 в амфиболе в основном зависит от состава расплава и температуры, содержание Al^{VI} имеет значительную зависимость от давления (например, Holloway, Burnham 1972; Putirka 2016). Эксперименты, проведенные в базальтах с высоким содержанием Mg при различных условиях давления, позволяют установить корреляцию между давлением и Al^{VI} в роговой обманке, которую можно использовать в качестве эмпирического барометра (Lagocque, Canil, 2010). Большой популярностью пользуются экспериментальные и эмпирические амфиболовые термобарометры, основанные на содержании Altot, полученном из структурной формулы амфибола (Hammarstrom, Zen, 1986; Hollister et al., 1987; Johnson and Rutherford, 1989; Schmidt, 1992; Krawczynski et al., 2012; и др.).

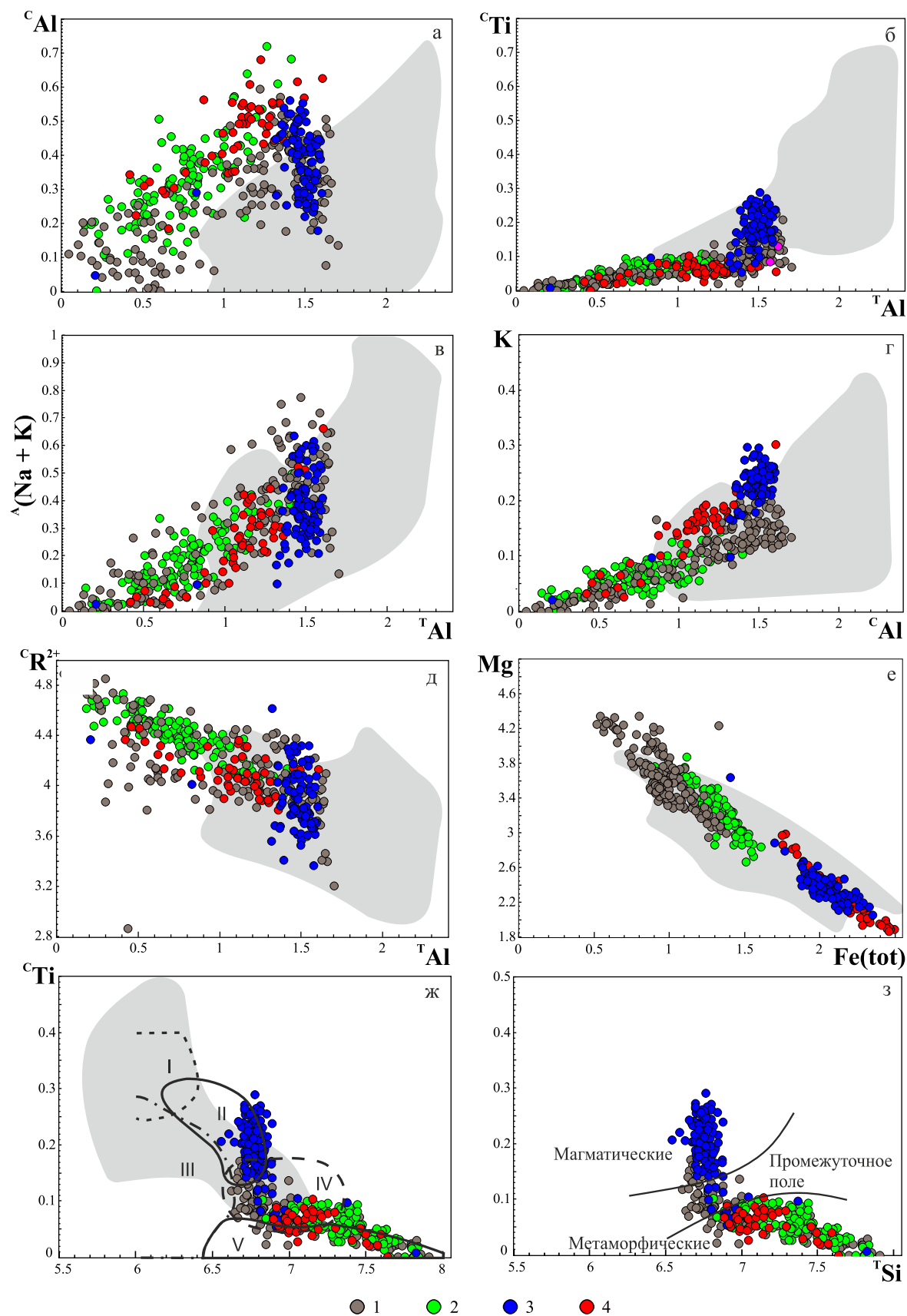


Рис. 14. Сравнение составов амфиболов кааламского комплекса с составами магматических амфиболов из работы (Ridolfi, Renzulli, 2012) и (Chen et al., 1988).

Диаграммы (а–е) демонстрирует сопоставление составов амфиболов кааламского комплекса с полями магматических амфиболов по (Ridolfi, Renzulli, 2012). На диаграмме (ж) цифрами обозначены поля по (Chen et al., 1988): I – амфиболов вулканических пород, II – амфиболов ультраосновных-основных магматических пород, III – амфиболов метаморфических пород, IV – магматических амфиболов пород среднего и кислого составов, V – амфиболов пород регрессивного метаморфизма и метасоматических пород. На диаграмме (з) приведены авторские поля для разделения магматических амфиболов от метаморфических с промежуточным полем составов.

Составы магматических амфиболов по данным (Ridolfi, Renzulli, 2012) показаны серым цветом. Цветные кружки соответствуют породам кааламского комплекса, приведенным на рис. 4 и рис. 6.

Fig. 14. Comparison of the compositions of amphibole from the Kaalamo complex with the compositions of magmatic amphiboles from (Ridolfi, Renzulli, 2012) and (Chen et al., 1988).

Diagrams (a–e) demonstrate a comparison of the compositions of amphiboles of the Kaalamo complex with the fields of magmatic amphiboles according to (Ridolfi, Renzulli, 2012). In diagram (ж), the numbers designate the fields according to (Chen et al., 1988): I – amphiboles of volcanic rocks, II – amphiboles of ultramafic-mafic igneous rocks, III – amphiboles of metamorphic rocks, IV – igneous amphiboles of intermediate and felsic rocks, V – amphiboles of rocks of regressive metamorphism and metasomatic rocks. Diagram (з) shows the author's fields for separating igneous from metamorphic amphiboles, with an intermediate field of transitional compositions.

The compositions of igneous amphiboles according to (Ridolfi and Renzulli, 2012) are shown in gray in the figures. Colored circles correspond to rocks of the Kaalamo complex, shown in Fig. 4 and Fig. 6.

В работе (Coogan et al., 2001) на основе использования содержания главных и малых элементов в амфиболах габбро из Срединно-Атлантического хребта показана возможность различать амфиболы магматического и гидротермального происхождения, образующихся вблизи солидуса габбро. Показано, что магматический амфибол характеризуется высоким содержанием F, Nb и F/Cl и низким содержанием Cl. Такие амфиболы обнаружены в ядрах некоторых ранних кристаллов клинопироксена. Интересно, что в изученных авторами породах амфиболы присутствуют в жилах, а также замещают ранние магматические минералы при проникновении флюидов (морской воды) при температурах, близких к солидусу габбро. Эти амфиболы характеризуются высоким содержанием Cl, B и Cl/F и низким содержанием Nb, F и Nb/La.

Очень часто в магматических породах выделяются разные генерации амфиболов, например, в породах единой ультрамафит-мафитовой интрузии выделено пять текстурных типов амфибола (Liu et al., 2025), которые кристаллизовались при эволюции рудно-магматической системы. Разные генерации амфиболов иногда вполне отчетливо выделяются по окрасу (Otten, 1984). В этой работе показано, что коричневая роговая обманка (титан-содержащий паргасит или керсутит) встречается вдоль жил ортопироксена и в виде кайм и вкраплений в пироксенах, а также в коронах между оливином-плаггиоклазом и ильменитом-плаггиоклазом. Микроструктура, состав и температуры образования ($<1040^{\circ}\text{C}$) указывают на субсолидусное (“немагматическое”) происхождение такой роговой обманки. Предположительно, она образовалась в результате поступления воды во время деформационного события, произошедшего на ранней стадии охлаждения габбро. В отличие от этой бурой роговой обманки, другой тип – бледно-зеленая роговая обманка (магнезиальная роговая обманка) – в из-

ученных авторами долеритах, по их предположению, имеет магматическое происхождение.

В статье (Рахимов, Вишневский, 2023) приводится пример бурой титанистой роговой обманки, возникшей за счет реакции клинопироксена с остаточным водонасыщенным расплавом при $920\text{--}1040^{\circ}\text{C}$. Выявлена также менее распространенная зеленая роговая обманка, возникшая по ослабленным зонам или краям зерен бурой роговой обманки на поздней и постмагматической стадии минералообразования ($670\text{--}830^{\circ}\text{C}$) при субсолидусных превращениях. Интересно, что обе указанные роговые обманки позднее, на гидротермальной стадии, частично заместились актинолитом и куммингтонитом (при $620\text{--}650^{\circ}\text{C}$ и ниже).

Таким образом, наличие нескольких генераций амфибола, которые могут иметь различное происхождение в метаморфизованных изверженных породах – это достаточно распространенное явление. При этом наиболее простые, “классические” методы определения генезиса (окраска, содержание титана) не всегда позволяют эффективно произвести разделение и даже могут вводить в заблуждение (Otten, 1984). Это подчеркивает важность комплексного, системного подхода для расшифровки происхождения рассматриваемой надгруппы минералов.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Комплексное изучение амфиболов кааламского комплекса методами минеральной термобарометрии, термодинамического моделирования и анализа вариационных диаграмм, позволяет сделать некоторые выводы об их природе.

В пироксенитах 1-й фазы внедрения присутствуют как магматические амфиболы (магнезиогастингсит и магнезиоферригорнблендит), так и субсолидусные и метаморфические (магнезиоферри-

горнблендит и актинолит). В габбро 1-й фазы, по-видимому, существовал магматический амфибол, однако наблюдаемые амфиболы (магнезиоферригорнблендит и актинолит) имеют метаморфическую природу и образовались за счет магматических и субсолидусных амфиболов и пироксенов. В габброноритах и габбродиоритах 2-й фазы большинство амфиболов (магнезиогастингсит и магнезиоферригорнблендит) имеют магматическую и субсолидусную природу. В диоритах и тоналитах 3-й фазы амфиболы (ферропаргасит и различные горнблендиты) имеют метаморфическую природу, их образование могло происходить как за счет более ранних магматических амфиболов, так и за счет пироксенов.

Дискриминационные диаграммы состава амфиболов можно использовать для оценки их возможной природы, однако полностью полагаться на эти параметры не следует в силу перекрытия разграничивающих полей.

Благодарности

Работа выполнена на оборудовании ЦКП “АИРИЗ” (ИГГД РАН, г. Санкт-Петербург). Авторы благодарны анонимным рецензентам за тщательное знакомство с нашей работой и высказанные рекомендации по ее улучшению, которые были учтены при подготовке данной версии статьи.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Анисимов Р.Л., Балтыбаев Ш.К., Арискин А.А., Петракова М.Е., Богомолов Е.С. (2025) Реконструкция характеристик исходного расплава многофазной клинопироксенит-габбронорит-диоритовой интрузии Каалама (Северное Приладожье, Южная Карелия). *Геохимия*, **70**(3), 189-213. <https://doi.org/10.31857/S0016752525030011>
- Анисимов Р.Л., Петракова М.Е., Балтыбаев Ш.К., Галанкина О.Л. (2024) Магматические и метаморфические минералы в метагабброидах Северного Приладожья: критерии разделения. *Записки РМО*, **153**(2), 3-31. <https://doi.org/10.31857/S0869605524020011>
- Балтыбаев Ш.К. (2013) Свекофенский ороген фенноскандинавского щита: вещественно-изотопная зональность и ее тектоническая интерпретация. *Геотектоника*, (6), 44-59. <https://doi.org/10.7868/S0016853X13060027>
- Балтыбаев Ш.К. (2020) Метаморфизм и метаморфические зоны Северного Приладожья. *Ладонжская протерозойская структура (геология, глубинное строение и минерализация)*. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 147-162.
- Балтыбаев Ш.К., Глебовицкий В.А., Козырева И.В., Конопелько Д.Л., Левченков О.А., Седова И.С., Шульдинер В.И. (2000) Геология и петрология свекофенид Приладожья. СПб.: Изд-во СПбГУ, 200 с.
- Богачев В.А., Иваников В.В., Козырева И.В., Конопелько Д.Л., Левченков О.А., Шульдинер В.И. (1999а) U-Pb цирконовое датирование синорогенных габбро-диоритовых и гранитоидных интрузий Северного Приладожья. *Вестник СПбГУ*, **7**(3), 23-33.
- Богачев В.А., Иваников В.В., Филиппов Н.Б. (1999б) Отчет по теме: “Выделение петролого-геохимических эталонов магматических комплексов как индикаторов палеогеодинамических обстановок в Ладонжской структурной зоне для геодинамического анализа при ГДП-200”. Фондовый отчет, кн. 1. СПб.: Фонды СЗРГЦ, 197 с.
- Доливо-Добровольский Д.В. (2025) MINAL – программа для эффективной работы с химическими анализами минералов. *Записки РМО*, **154**(1), 142-150. <https://doi.org/10.31857/S0869605525010086>
- Ивашенко В.И., Ручьев А.М. (2020) Кааламский комплекс. *Ладонжская протерозойская структура (геология, глубинное строение и минерализация)*. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 76-85.
- Макарова Г.В. (1971) Отчет о геолого-поисковых работах на медь, никель и кобальт, проведенных Тохмайокской партией в Северном Приладожье КАССР в 1969–70 гг. Фондовый отчет, т. 1. Петрозаводск: Фонды КГЭ, 169 с.
- Мысцова Т.А., Львов П.А. (2020) Протерозой, ладонжская серия. *Ладонжская протерозойская структура (геология, глубинное строение и минерализация)*. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 28-43.
- Рахимов И.Р., Вишневский А.В. (2023) Роговая обманка в ультрамафит-мафитах худолозовского комплекса Южного Урала: условия кристаллизации и петрологические следствия. *Литосфера*, **23**(5), 766-784. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2023-23-5-766-784>
- Саранчина Г.М. (1949) Петрология Кааламской интрузии (юго-западная Карелия). *Известия Карело-Финской научно-исследовательской базы АН СССР*, (2), 57-80.
- Светов А.П., Свириденко Л.П. (1992) Стратиграфия докембрия Карелии. Сортавальская серия свекокарелид Приладожья. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 152 с.
- Степанов К.И., Санин Д.М., Санина Г.Н. (2004) Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000. Изд. второе, Карельская серия. Листы Р-35-XXIV, Р-36-XXI. Объяснит. записка. СПб.: ГГУП “Минерал”, 230 с.
- Cawthorn R.G., O'Hara M.J. (1976) Amphibole fractionation in calc-alkaline magma genesis. *Amer. J. Sci.*, **276**, 309-329.
- Coogan L.A., Wilson R.N., Gillis K.M., MacLeod C.J. (2001) Near-solidus evolution of oceanic gabbros: insights from amphibole geochemistry. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **65**(23), 4339-4357.
- Chen G.Y., Sun D.S., Yin H.A. (1988) Genetic Mineralogy and Prospecting Mineralogy. Chongqing: Chongqing Press, 874 p. (In Chinese)
- Erdmann S., Martel C., Pichavant M., Kushnir A. (2014) Amphibole as an archivist of magmatic crystallization conditions: problems, potential, and implications for inferring magma storage prior to the paroxysmal 2010 eruption of Mount Merapi, Indonesia. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **167**, 1-23.
- Fan S., Jin B., Yue W., Dang L., Wang M., Kong Q. (2021) Type and genesis amphibole in the Huanghe River and Changjiang River estuaries and significance of its provenance. *Geosci. J.*, **25**(5), 575-587. <https://doi.org/10.1007/s12303-020-0061-4>

- Green E.C.R., Holland T.J.B., Powell R., Weller O.M., Riel N. (2025) Corrigendum to: Melting of Peridotites through to Granites: A Simple Thermodynamic Model in the System KNCFMASHTOCr, and, a Thermodynamic Model for the Subsolvus Evolution and Melting of Peridotite. *J. Petrol.*, **66**(1). <https://doi.org/10.1093/petrology/egae079>
- Green E.C.R., White R.W., Diener J.F.A., Powell R., Holland T.J.B., Palin R.M. (2016) Activity-composition relations for the calculation of partial melting equilibria in metabasic rocks. *J. Metamorph. Geol.*, **34**(9), 845-869. <https://doi.org/10.1111/jmg.12211>
- Hammarstrom J.M., Zen E. (1986) Aluminum in hornblende: An empirical igneous geobarometer. *Amer. Miner.*, **71**, 1297-1313.
- Hawthorne F.C., Oberti R. (2007) Classification of Amphiboles. *Rev. Mineral. Geochem.*, **67**, 55-88.
- Hawthorne F.C., Oberti R., Harlow G.E., Maresch W.V., Martin R.F., Schumacher J.C., Welch M.D. (2012) Nomenclature of the amphibole supergroup. *Amer. Miner.*, **97**, 2031-2048. <https://doi.org/10.2138/am.2012.4276>
- Holland T., Blundy J. (1994) Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **116**(4), 433-447. <https://doi.org/10.1007/BF00310910>
- Holland T.J.B., Green E.C.R., Powell R. (2018). Melting of Peridotites through to Granites: A Simple Thermodynamic Model in the System KNCFMASHTOCr. *J. Petrol.*, **59**(5), 881-900. <https://doi.org/10.1093/petrology/egy048>
- Hollister L.S., Grissom G.C., Peters E.K., Stowell H.H., Sisson V.B. (1987) Confirmation of the empirical correlation of Al in hornblende with pressure of solidification of calc-alkaline plutons. *Amer. Miner.*, **72**, 231-239.
- Holloway J.R. (1973) The system pargasite-H₂O-CO₂: A model for melting of a hydrous mineral with a mixed-volatile fluid-I. Experimental results to 8 kbar. *Geochim. Cosmochim. Acta.*, **35**, 651-666.
- Holloway J.R., Burnham C.W. (1972) Melting relations of basalt with equilibrium water pressure less than total pressure. *J. Petrol.*, **13**, 1-29.
- Johnson M.C., Rutherford M.J. (1989) Experimental calibration of the aluminum-in-hornblende geobarometer with application Long Valley caldera (California) volcanic rocks. *Geology*, **17**, 837-841.
- Krawczynski M.J., Grove T.L., Behrens H. (2012) Amphibole stability in primitive arc magmas: effects of temperature, H₂O content, and oxygen fugacity. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **164**(2), 1-27.
- Larocque J., Canil D. (2010) The role of amphibole in the evolution of arc magmas and crust: the case from the Jurassic Bonanza arc section, Vancouver Island, Canada. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **159**, 475-492.
- Liu D., Duan S., Chen M., Wang W., Yin J., Maimaiti M. (2025) Amphibole-Based Constraints on Magmatic Evolution and Fe-Ti Oxide Enrichment in the Xiaohaizi Ultramafic-Mafic Intrusion, Bachu, Xinjiang, China. *Minerals*, **15**(12), 1275.
- Locock A.J. (2014) An Excel spreadsheet to classify chemical analyses of amphiboles following the IMA 2012 recommendations. *Comput. Geosci.*, **62**, 1-11. <https://doi.org/10.1016/j.cageo.2013.09.011>
- Molina J.F., Cambeses A., Moreno J.A., Morales I., Montero P., Bea F. (2021) A reassessment of the amphibole-plagioclase NaSi-CaAl exchange thermometer with applications to igneous and high-grade metamorphic rocks. *Amer. Miner.*, **106**(5), 782-800. <https://doi.org/10.2138/am-2021-7400>
- Molina J.F., Moreno J.A., Castro A., Rodriguez C., Fershtater G.B. (2015) Calcic amphibole thermobarometry in metamorphic and igneous rocks: New calibrations based on plagioclase/amphibole Al-Si partitioning and amphibole/liquid Mg partitioning. *Lithos*, **232**, 286-305. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2015.06.027>
- Otten M.T. (1984) The origin of brown hornblende in the Artfjället gabbro and dolerites. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **86**, 189-199.
- Putirka K. (2016) Amphibole thermometers and barometers for igneous systems and some implications for eruption mechanisms of felsic magmas at arc volcanoes. *Amer. Miner.*, **101**, 841-858.
- Ridolfi F. (2021) Amp-TB2: An Updated Model for Calcic Amphibole Thermobarometry. *Minerals*, **11**(3), 324. <https://doi.org/10.3390/min11030324>
- Ridolfi F., Renzulli A. (2012) Calcic amphiboles in calc-alkaline and alkaline magmas: thermobarometric and chemometric empirical equations valid up to 1,130°C and 2.2 GPa. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **163**(5), 877-895. <https://doi.org/10.1007/s00410-011-0704-6>
- Ridolfi F., Renzulli A., Puerini M. (2010) Stability and chemical equilibrium of amphibole in calc-alkaline magmas: an overview, new thermobarometric formulations and application to subduction-related volcanoes. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **160**, 45-66.
- Riel N., Kaus B.J.P., Green E.C.R., Berlie N. (2022) MAGEMin, an Efficient Gibbs Energy Minimizer: Application to Igneous Systems. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, **23**(7). <https://doi.org/10.1029/2022GC010427>
- Schmidt M.W. (1992) Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: an experimental calibration of the Al-in-hornblende barometer. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **110**, 304-310.
- Torres García M.F., Calderón M., Ramírez de Arelano C., Hervé F., Opitz J., Theye T., Fanning C.M., Pankhurst R.J., González-Guillot M., Fuentes F., Babinski M. (2020) Trace element composition of amphibole and petrogenesis of hornblendites and plutonic suites of Cretaceous magmatic arcs developed in the Fuegian Andes, southernmost South America. *Lithos*, **372-373**, 105656.
- Whitney D.L., Evans B.W. (2010) Abbreviations for names of rock-forming minerals. *Amer. Miner.*, **95**, 185-187. <https://doi.org/10.2138/am.2010.3371>
- Yavuz F., Döner Z. (2017) WinAmptb: A Windows program for calcic amphibole thermobarometry. *Period. Mineral.*, **86**, 135-167.

REFERENCES

- Anisimov R.L., Baltybaev Sh.K., Ariskin A.A., Petrakova M.E., Bogomolov E.S. (2025) Reconstructed Characteristics of the Initial Melt of the Kaalamo Multiphase Clinopyroxenite-Gabbro-norite-Diorite Intrusion, Northern Ladoga Area, Southern Karelia. *Geochem. Int.*, **63**(3), 209-230. <https://doi.org/10.1134/S0016702924601554> (translated from *Geokhimiya*, **70**(3), 189-213)
- Anisimov R.L., Petrakova M.E., Baltybaev Sh.K., Galankina O.L. (2024) Igneous and Metamorphic Rock-Form-

- ing Minerals in Metagabbro of the Northern Ladoga Area and Criteria for Their Discrimination. *Zapiski RMO*, **153**(2), 3-31. (In Russ.) <https://doi.org/10.31857/S0869605524020011>
- Baltybaev Sh.K. (2020) Metamorphism and metamorphic zones of the Northern Ladoga region. *Proterozoic Ladoga Structure (Geology, Deep Structure and Mineral Genesis)*. Petrozavodsk, KarRC RAS, 147-162. (In Russ.)
- Baltybaev Sh.K. (2013) Svecofennian Orogen of the Fennoscandian Shield: Compositional and isotopic zoning and its tectonic interpretation. *Geotectonics*, **47**(6), 452-464. <https://doi.org/10.1134/S0016852113060022> (translated from *Geotektonika*, (6), 44-59)
- Baltybaev Sh.K., Glebovitskii V.A., Kozyreva I.V., Konopel'ko D.L., Levchenkov O.A., Sedova I.S., Shul'diner V.I. (2000) Geology and petrology of the Ladoga Svecofennides. St.Petersburg, SPbGU Publ., 200 p. (In Russ.)
- Bogachev V.A., Ivanikov V.V., Filippov N.B. (1999b) Report on the Theme: "Identification of Petrological and Geochemical Reference Magmatic Complexes as Indicators of Paleogeodynamic Conditions in the Ladoga Structural Zone for Geodynamic Analysis during GDP-200". Fund Report, Book 1. St.Petersburg, SZRGTS Funds, 197 p. (In Russ.)
- Bogachev V.A., Ivanikov V.V., Kozyreva I.V., Konopel'ko D.L., Levchenkov O.A., Shul'diner V.I. (1999a) U-Pb zircon dating of synorogenic gabbro-diorite and granitoid intrusions of the Northern Ladoga region. *Vestn. SPbGU*, **7**(3), 23-33. (In Russ.)
- Cawthorn R.G., O'Hara M.J. (1976) Amphibole fractionation in calc-alkaline magma genesis. *Amer. J. Sci.*, **276**, 309-329.
- Coogan L.A., Wilson R.N., Gillis K.M., MacLeod C.J. (2001) Near-solidus evolution of oceanic gabbros: insights from amphibole geochemistry. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **65**(23), 4339-4357.
- Chen G.Y., Sun D.S., Yin H.A. (1988) Genetic Mineralogy and Prospecting Mineralogy. Chongqiong, Chongqiong Press, 874 p. (In Chinese)
- Dolivo-Dobrovolsky D.V. (2025) MINAL – A Program for Efficient Work with Chemical Analyses of Minerals. *Zapiski RMO*, **154**(1), 142-150. (In Russ.) <https://doi.org/10.31857/S0869605525010086>
- Erdmann S., Martel C., Pichavant M., Kushnir A. (2014) Amphibole as an archivist of magmatic crystallization conditions: problems, potential, and implications for inferring magma storage prior to the paroxysmal 2010 eruption of Mount Merapi, Indonesia. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **167**, 1-23.
- Fan S., Jin B., Yue W., Dang L., Wang M., Kong Q. (2021) Type and genesis amphibole in the Huanghe River and Changjiang River estuaries and significance of its provenance. *Geosci. J.*, **25**(5), 575-587. <https://doi.org/10.1007/s12303-020-0061-4>
- Green E.C.R., Holland T.J.B., Powell R., Weller O.M., Riel N. (2025) Corrigendum to: Melting of Peridotites through to Granites: A Simple Thermodynamic Model in the System KNCFMASHTOCr, and, a Thermodynamic Model for the Subsolvus Evolution and Melting of Peridotite. *J. Petrol.*, **66**(1). <https://doi.org/10.1093/petrology/egae079>
- Green E.C.R., White R.W., Diener J.F.A., Powell R., Holland T.J.B., Palin R.M. (2016) Activity-composition relations for the calculation of partial melting equilibria in metabasic rocks. *J. Metamorph. Geol.*, **34**(9), 845-869. <https://doi.org/10.1111/jmg.12211>
- Hammarstrom J.M., Zen E. (1986) Aluminum in hornblende: An empirical igneous geobarometer. *Amer. Miner.*, **71**, 1297-1313.
- Hawthorne F.C., Oberti. R. (2007) Classification of Amphiboles. *Rev. Mineral. Geochem.*, **67**, 55-88.
- Hawthorne F.C., Oberti R., Harlow G.E., Maresch W.V., Martin R.F., Schumacher J.C., Welch M.D. (2012) Nomenclature of the amphibole supergroup. *Amer. Miner.*, **97**, 2031-2048. <https://doi.org/10.2138/am.2012.4276>
- Holland T., Blundy J. (1994) Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **116**(4), 433-447. <https://doi.org/10.1007/BF00310910>
- Holland T.J.B., Green E.C.R., Powell R. (2018). Melting of Peridotites through to Granites: A Simple Thermodynamic Model in the System KNCFMASHTOCr. *J. Petrol.*, **59**(5), 881-900. <https://doi.org/10.1093/petrology/egy048>
- Hollister L.S., Grissom G.C., Peters E.K., Stowell H.H., Sisson V.B. (1987) Confirmation of the empirical correlation of Al in hornblende with pressure of solidification of calc-alkaline plutons. *Amer. Miner.*, **72**, 231-239.
- Holloway J.R. (1973) The system pargasite-H₂O-CO₂: a model for melting of a hydrous mineral with a mixed-volatile fluid-I. Experimental results to 8 kbar. *Geochim. Cosmochim. Acta.*, **35**, 651-666.
- Holloway J.R., Burnham C.W. (1972) Melting relations of basalt with equilibrium water pressure less than total pressure. *J. Petrol.*, **13**, 1-29.
- Ivashchenko V.I., Ruch'ev A.M. (2020) Kaalamo complex. *Proterozoic Ladoga Structure (Geology, Deep Structure and Mineral Genesis)*. Petrozavodsk, KarRC RAS, 76-85. (In Russ.)
- Johnson M.C., Rutherford M.J. (1989) Experimental calibration of the aluminum-in-hornblende geobarometer with application Long Valley caldera (California) volcanic rocks. *Geology*, **17**, 837-841.
- Krawczynski M.J., Grove T.L., Behrens H. (2012) Amphibole stability in primitive arc magmas: effects of temperature, H₂O content, and oxygen fugacity. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **164**(2), 1-27.
- Larocque J., Canil D. (2010) The role of amphibole in the evolution of arc magmas and crust: the case from the Jurassic Bonanza arc section, Vancouver Island, Canada. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **159**, 475-492.
- Liu D., Duan S., Chen M., Wang W., Yin J., Maimaiti M. (2025) Amphibole-Based Constraints on Magmatic Evolution and Fe-Ti Oxide Enrichment in the Xiaohaizi Ultramafic-Mafic Intrusion, Bachu, Xinjiang, China. *Minerals*, **15**(12), 1275.
- Locock A.J. (2014) An Excel spreadsheet to classify chemical analyses of amphiboles following the IMA 2012 recommendations. *Comput. Geosci.*, **62**, 1-11. <https://doi.org/10.1016/j.cageo.2013.09.011>
- Makarova G.V. (1971) Report on the Geological Prospecting Works for Copper, Nickel and Cobalt conducted by the Tohmaiox Party in the Northern Ladoga Region of the KASSR in 1969-70. Fund Report, Book 1. Petrozavodsk, KGE Funds, 169 p. (In Russ.)
- Molina J.F., Cambeses A., Moreno J.A., Morales I., Montero P., Bea F. (2021) A reassessment of the amphibole-pla-

- gioclase NaSi-CaAl exchange thermometer with applications to igneous and high-grade metamorphic rocks. *Amer. Miner.*, **106**(5), 782-800. <https://doi.org/10.2138/am-2021-7400>
- Molina J.F., Moreno J.A., Castro A., Rodriguez C., Fershtater G.B. (2015) Calcic amphibole thermobarometry in metamorphic and igneous rocks: New calibrations based on plagioclase/amphibole Al-Si partitioning and amphibole/liquid Mg partitioning. *Lithos*, **232**, 286-305. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2015.06.027>
- Myskova T.A., Lvov R.A. (2020) Proterozoic, Ladoga series. *Proterozoic Ladoga Structure (Geology, Deep Structure and Mineral Genesis)*. Petrozavodsk, KarRC RAS, 28-43. (In Russ.)
- Otten M.T. (1984) The origin of brown hornblende in the Artfjället gabbro and dolerites. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **86**, 189-199.
- Putirka K. (2016) Amphibole thermometers and barometers for igneous systems and some implications for eruption mechanisms of felsic magmas at arc volcanoes. *Amer. Miner.*, **101**, 841-858.
- Rakhimov I.R., Vishnevskiy A.V. (2023) Hornblende in ultramafic-mafic rocks of the Khudolaz Complex of the Southern Urals: crystallization conditions and petrological implications. *Lithosphere (Russia)*, **23**(5), 766-784. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2023-23-5-766-784>
- Ridolfi F. (2021) Amp-TB2: An Updated Model for Calcic Amphibole Thermobarometry. *Minerals*, **11**(3), 324. <https://doi.org/10.3390/min11030324>
- Ridolfi F., Renzulli A. (2012) Calcic amphiboles in calc-alkaline and alkaline magmas: thermobarometric and chemometric empirical equations valid up to 1,130°C and 2.2 GPa. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **163**(5), 877-895. <https://doi.org/10.1007/s00410-011-0704-6>
- Ridolfi F., Renzulli A., Puerini M. (2010) Stability and chemical equilibrium of amphibole in calc-alkaline magmas: an overview, new thermobarometric formulations and application to subduction-related volcanoes. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **160**, 45-66.
- Riel N., Kaus B.J.P., Green E.C.R., Berlie N. (2022) MAGEMin, an Efficient Gibbs Energy Minimizer: Application to Igneous Systems. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, **23**(7). <https://doi.org/10.1029/2022GC010427>
- Saranchina G.M. (1949) Petrology of the Kaalamo intrusion (southwestern Karelia). *Izv. Karelo-Finskoi Nauchno-Issled. Bazy AN SSSR*, (2), 57-80. (In Russ.)
- Schmidt M. W. (1992) Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: an experimental calibration of the Al-in-hornblende barometer. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **110**, 304-310.
- Stepanov K.I., Sanin D.M., Sanina G.N. (2004) Geological State Map of the Russian Federation, scale 1:200,000. Second edition, Karelian series. Sheets R-35-XXIV, R-36-XIX. Explanatory note. St.Petersburg, GGUP "Mineral", 230 p.
- Svetov A.P., Sviridenko L.P. (1992) Precambrian stratigraphy of Karelia. Sortavala series of Lake Ladoga Svecofrelides. Petrozavodsk, KarRC RAS, 152 p. (In Russ.)
- Torres García M.F., Calderón M., Ramírez de Arelano C., Hervé F., Opitz J., Theye T., Fanning C.M., Pankhurst R.J., González-Guillot M., Fuentes F., Babinski M. (2020) Trace element composition of amphibole and petrogenesis of hornblendites and plutonic suites of Cretaceous magmatic arcs developed in the Fuegian Andes, southernmost South America. *Lithos*, **372-373**, 105656.
- Whitney D.L., Evans B.W. (2010) Abbreviations for names of rock-forming minerals. *Amer. Miner.*, **95**, 185-187. <https://doi.org/10.2138/am.2010.3371>
- Yavuz F., Döner Z. (2017) WinAmptb: A Windows program for calcic amphibole thermobarometry. *Period. Mineral.*, **86**, 135-167.