

**ОЦЕНКА P-T и fO_2 УСЛОВИЙ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ МОНЦОНИТОИДОВ
ВЕЛИТКЕНАЙСКОГО ГРАНИТ-МИГМАТИТОВОГО МАССИВА (АРКТИЧЕСКАЯ
ЧУКОТКА) ПО ДАННЫМ МИНЕРАЛЬНОЙ ТЕРМОБАРО- И ОКСИБАРОМЕТРИИ**

Г.О. Ползуненков

*ФГБУН Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт им. Н.А. Шило ДВО РАН,
ул. Портовая 16, г. Магадан, 685000; e-mail: gennadiy_mag@mail.ru*

Поступила в редакцию 31 мая 2017 г.

Методами минеральной термобаро- и оксибарометрии реконструированы физико-химические параметры кристаллизации раннемелового Велиткенайского гранит-мигматитового массива, обнаженного на арктическом побережье Чукотки, около мыса Биллингса. Среди магматических пород преобладают монцониитоиды (кварцевые монцодиориты и монцониты), реже встречаются гранодиориты и лейкограниты. Рассмотрены ограничения и критические параметры состава амфиболов для корректного использования при термобарометрии. Наиболее надежные оценки давления при кристаллизации монцониитоидов ранней фазы плутона по амфиболовому геобарометру составили от 2.2 до 4.2 кбар. Температура кристаллизации варьирует от 684 до 823°C (плагноклаз-амфиболовый геотермометр) при фугитивности кислорода в интервале от +0.2 до +0.7 относительно буфера NNO. Полученные параметры кристаллизации велиткенайских монцониитоидов соответствуют условиям амфиболитовой фации метаморфизма, обычным для чукотских гранитно-метаморфических куполов, которые формируются на стадии постколлизиионного растяжения.

Ключевые слова: минеральные термобарометрия и оксибарометрия, монцониитоиды, Велиткенайский гранит-мигматитовый массив, Чукотка, Арктика.

ВВЕДЕНИЕ

Реконструкция термодинамических параметров режима кристаллизации расплавов, формирующихся в разных геодинамических обстановках, является важной задачей петрологии и тектоники [12]. Гранитоиды и нередко ассоциирующие с ними монцониитоиды служат индикаторами роста континентальной коры, и сведения о температурах и глубинах кристаллизации магм отражают количественные параметры этого геологического явления, которые могут быть использованы для построения корректных геодинамических моделей. В контексте проблемы распространения зрелой континентальной коры в Арктике особое значение приобретает исследование магматизма на шельфах и континентальных окраинах. Особенно актуально это для малоизученного арктического побережья Чукотки. Привлекая материалы по магматизму, мы можем предметно обсуждать и ограничивать модели происхождения и развития Американо-Арктического бассейна Арктики [20]. Хотя геология и химический состав гранитоидов Чукотки исследуется давно [4, 7, 9–11, 15], сведения о составе породообразующих

минералов с термобарометрическими оценками единичны [6, 16, 47]. Цель данной статьи – расширение наших знаний в этой области с акцентом на Велиткенайский гранит-мигматитовый массив. Этот массив – пример уникального масштабного проявления меловых мигматитов в тесной ассоциации с интрузивными кислыми и средними субщелочными породами [10].

В качестве объектов исследования были выбраны преобладающие в составе Велиткенайского массива крупнопорфировые монцониитоиды первой фазы. Полученные здесь параметры составов амфиболов и плагноклазов обычны для известково-щелочных магм [21].

КРАТКАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Рассматриваемый район располагается на арктическом побережье Чукотки около мыса Биллингса. В тектоническом плане эта территория относится к наиболее приподнятой северо-восточной части Чаунской складчатой зоны, в пределах которой выделяется крупное Куульское поднятие, протягивающееся с запада на восток от мыса Кибер до мыса Шмидта.

Центральная часть поднятия сложена девонскими терригенными отложениями лонговской ($D_{1,2}ln$), пегтымельской ($D_{3}pg$) свит (известковистые и аркозовые песчаники, углисто-кремнистые сланцы, алевролиты с линзами известняков) и раннекаменноугольными терригенно-карбонатными отложениями юнонской свиты ($C_{1,2}jn$; известняки, конгломераты, гравелиты и песчаники). Метаморфизованные в амфиболитовой и зеленосланцевой фациях отложения свит смяты в крупные (ширина 1–5 км) линейные складки северо-восточного простирания, осложненные на крыльях изоклинально-чешуйчатой складчатостью [2]. Суммарная мощность верхнепалеозойских отложений в Куульском поднятии оценивается в 4.2 км [8].

В краевых частях поднятия верхнепалеозойские отложения трансгрессивно перекрываются пермско-нижнетриасовыми углисто-глинистыми сланцами, алевролитами и известковистыми песчаниками гымыткунской свиты ($P-T_1gs$) и песчаниками с прослоями гравелитов, конгломератов геунтовской свиты (T_1gn).

В центральной части Куульского поднятия гранитоиды двухфазного [11] Велиткенайского гранит-мигматитового массива площадью около 1450 км² прорывают и метаморфизуют верхнепалеозойские отложения (рис. 1). В последнее время такие поднятия с крупными гранитными массивами в их центральных частях рассматриваются как гранитно-метаморфические купола [3, 4, 9, 18].

Возраст гранитоидов по данным U-Pb SHRIMP датирования цирконов составил от 105 до 100 млн лет [13, 17, 20]. Породы ранней фазы (105–103 млн лет) представлены гранодиоритами, кварцевыми диоритами, кварцевыми монцонитами с характерной порфирированной структурой, обусловленной крупными выделениями калиевого полевого шпата размером от 1 до 10 см. Плаггиоклаз и амфибол являются первовыделениями в монцонитоидах, судя по субидиоморфизму их кристаллов (рис. 2 б, в). При этом плаггиоклаз, по-видимому, кристаллизуется несколько раньше (на что указывают редкие микровключения плаггиоклаза в амфиболах). Образования поздней фазы (примерно 101 млн лет) сложены биотитовыми мелко- и среднезернистыми гранитами, лейкогранитами, гранат-мусковитовыми гранитами. В тесной ассоциации с магматическими породами находятся мигматиты, которые занимают половину площади Велиткенайского массива. Магматические породы обеих фаз относятся к высококальциевым известково-щелочным и шшонитовым сериям, при этом породы ранней фазы – метаглиноземистые, а поздней – перглиноземистые. Вариации главных элементов в из-

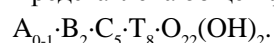
ученных образцах монцонитоидов (табл. 1, рис. 3) следующие (мас. %): $SiO_2 = 53.7–62.4$; $TiO_2 = 0.6–1.0$; $Al_2O_3 = 16.0–18.4$; $Fe_2O_3^{(общ.)} = 4.9–7.8$; $MnO = 0.06–0.1$; $MgO = 2.2–4.6$; $CaO = 3.2–6.0$; $Na_2O = 3.0–3.8$; $K_2O = 3.0–7.0$.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Химический состав амфиболов, биотитов и полевых шпатов из монцонитоидов исследован на микрозонде «Камебакс» в СВКНИИ ДВО РАН (г. Магадан). Условия съемки: ускоряющее напряжение 20 кВ, ток зонда 30 нА, диаметр сфокусированного зонда 3 μm , время измерения аналитической линии – 3 с, фона – 2 с. Для калибровки использованы синтетические оксиды. Для контроля измерений, совместно с перечисленными эталонами, анализировались международные природные стандарты [33]. Математическую обработку результатов измерений выполняли встроенной программой CORREX, по алгоритму ZAF-коррекции. Повторяющиеся измерения на стандартах показали, что погрешности (1 сигма) определения элементов составляли менее 0.3 мас. %, для Na – менее 0.5 мас. %.

Для целей минеральной термобарометрии мы использовали только анализы с корректными суммами и расчетными кристаллохимическими формулами: в безводных минералах (плаггиоклаз) сумма оксидов должна находиться в интервале 98.5–101.5 мас. %, отклонение в каждой структурной позиции от 0.04 до 0.01 формульных единиц (ф. е.). В водосодержащих амфиболах дополнительно учитывалось расчетное содержание гидроксильной группы OH.

Идеализированная структура амфиболов может быть представлена общей формулой:



Минеральную формулу рассчитывали на 23 кислорода со стандартизацией на 15 катионов (без Na и K). Заполнение кристаллографических позиций мы проводили в соответствии с [35, 36]: 1) в позиции Т кремний сначала дополняется Al, затем Ti; 2) в позицию С входит избыток Al и Ti из позиции Т, затем последовательно добавляются Fe^{3+} , V, Cr, Mn^{3+} , Zr, Mg, Zn, Ni, Co, Fe^{2+} , Mn^{2+} ; 3) позиция В заполняется катионами, которые остаются в избытке позиции С в обратном порядке, указанном в п. 2, в последнюю очередь добавляем Ca, Sr, Ba и Na; 4) избытки в позиции В добавляются к А в обратном порядке, указанном в пункте 3, в последнюю очередь Na и K. В конце полученную формулу нормировали на усредненный стехиометрический критерий fAV по [29].

Микрозондовый анализ не разделяет Fe^{2+} и Fe^{3+} , общая сумма этих катионов была рассчитана методом

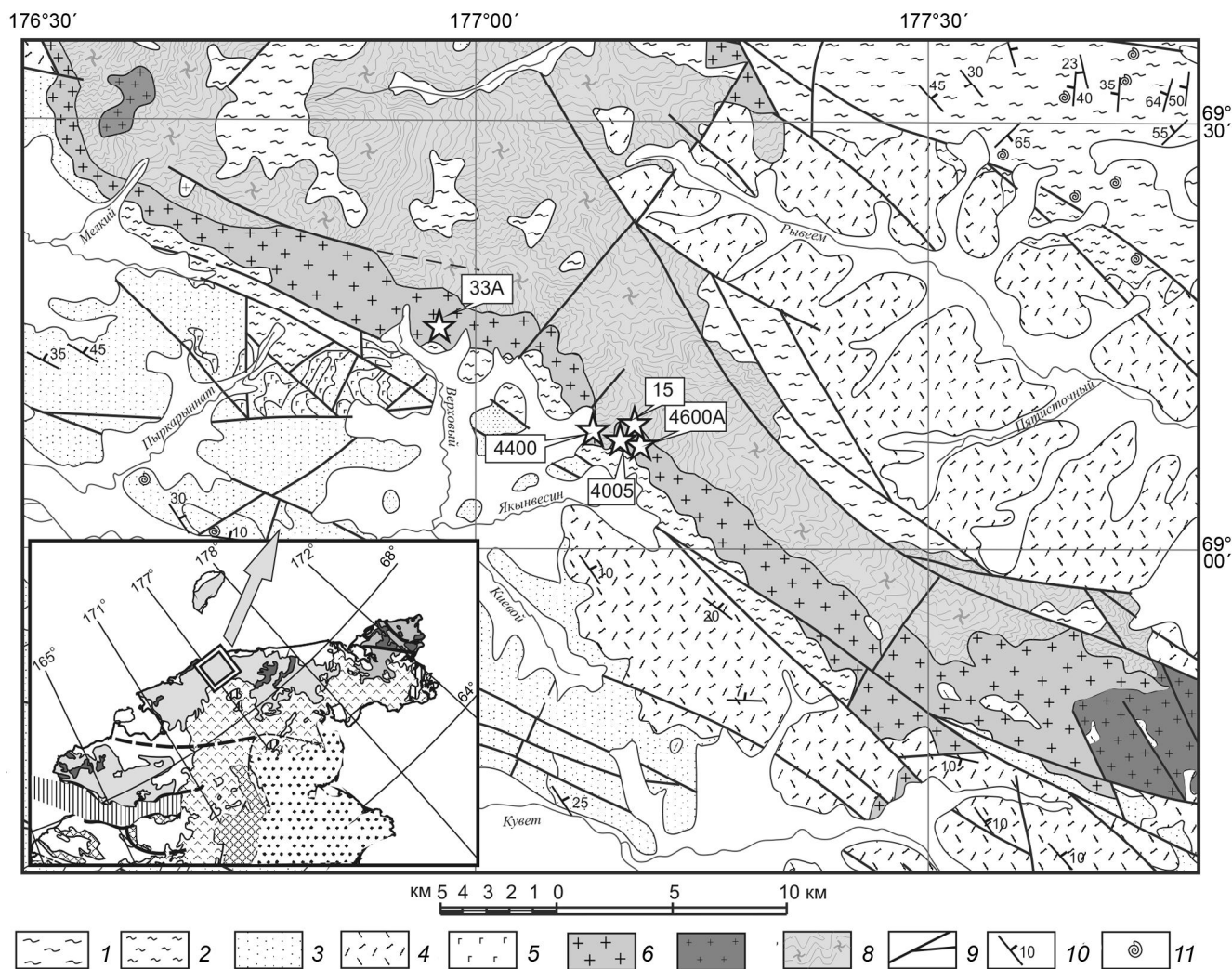


Рис. 1. Геологическая карта юго-восточной части Куульского поднятия, Чукотка, по [8] с изменениями.

1 – нерасчлененные девонские терригенные отложения (метаморфизованы в зеленосланцевой до амфиболитовой фации), 2 – каменноугольные терригенные отложения, 3 – верхнепермские–триасовые осадочные породы, 4 – верхнемеловые вулканические породы Охотско-Чукотского вулканогенного пояса, 5 – силлы пермско-триасовых габбродиабазов, 6 – монцонитоиды Велиткенайского массива, 7 – граниты и лейкограниты поздней фазы Велиткенайского массива, 8 – неразделенные гранитоиды и мигматиты, 9 – разрывные нарушения, 10 – элементы залегания, 11 – находки фауны. На врезке в левом нижнем углу – тектоническая схема Чукотки [5]. Серый фон – Чукотский террейр, темно-серые – крупные массивы гранитоидов, вертикальная штриховка – Южно-Аноийская сутурная зона, наклонная сетка – фрагменты юрско-меловых островных дуг, точки – аккреционные комплексы Коряжского орогенного пояса, галочки – надсубдукционный Охотско-Чукотский вулcano-плутонический пояс.

средней точки, где среднее значение Fe^{3+} расположено между минимумом и максимумом возможного количества Fe^{3+} , входящего в формулу [29, 35].

Оценку давлений и температур (P , T) выполнили по известным минеральным геотермометрам [21, 29, 40–42] на основании составов амфибола и плагиоклаза. Выбор равновесной ассоциации (парагенезиса) проводили по структурным наблюдениям в шлифах и по объединенным картам распределения элементов в амфиболах (рис. 2 и 4), в которых хорошо различаются неоднородности состава [24]. Ограниче-

ния и условия применения использованных геотермометров рассмотрены ниже.

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ МИНЕРАЛОВ

Плагиоклазы в большинстве случаев однородны по составу и относятся к андезину An_{31-39} ; согласно петрографическим наблюдениям, относятся к первовыделениям.

Амфиболы в исследованных монцонитоидах кристаллизуются так же, как и плагиоклаз, во время раннего этапа эволюции магмы (рис. 2).

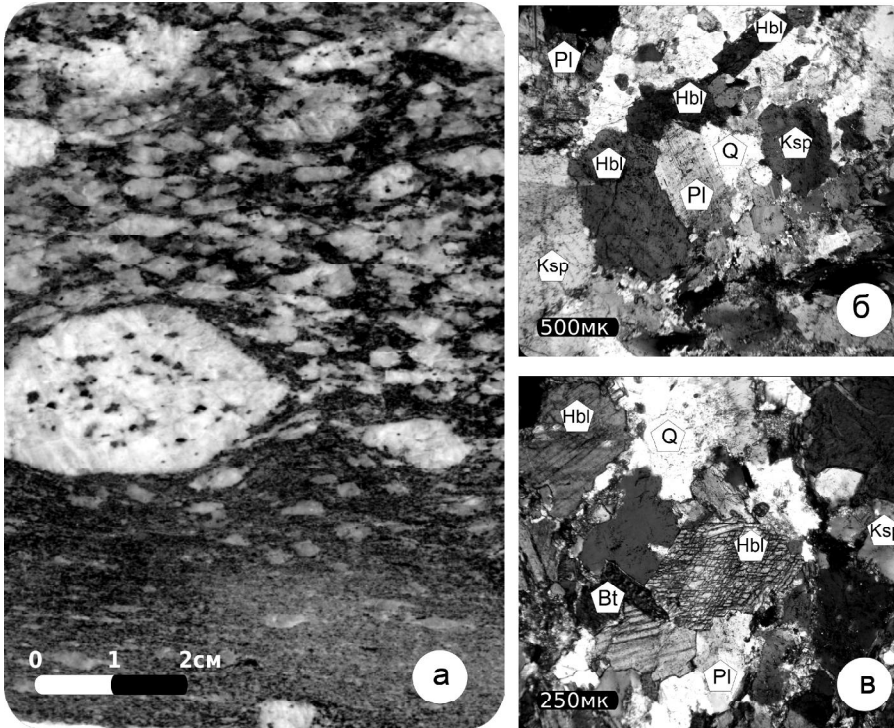


Рис. 2. Штуф (а) и микрофотографии шлифов (б, в) из представительных образцов монцонитоидов (обр.15 и 4005).
Аббревиатуру минералов см. табл. 1.

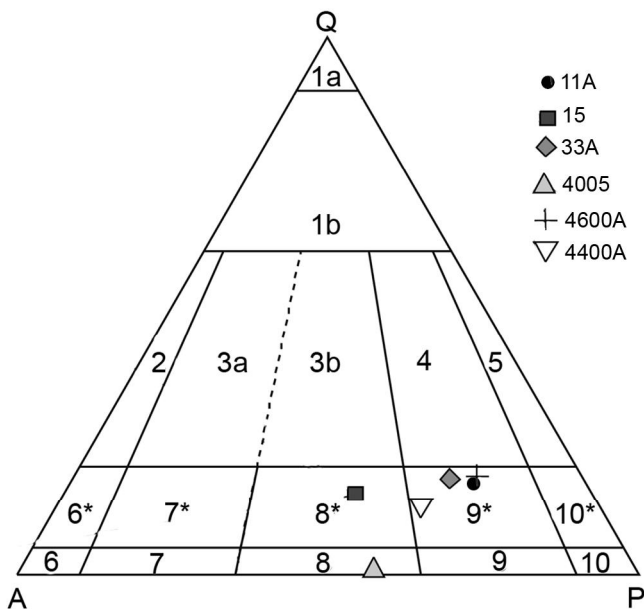


Рис. 3. Модальная классификация Велиткенайских монцонитоидов. Поля по [45].

Фигуративные точки нанесены по данным подсчета минерального состава с использованием сканирующего электронного микроскопа с системой QemScan. Поля составов plutonic пород: 1a – кварцит, 1b – обогащенный кварцем гранит, 2 – щелочной полевошпатовый гранит, 3a – сиеногранит, 3b – монцогранит, 4 – гранодиорит, 5 – тоналит, 6 – щелочной полевошпатовый сиенит, 6* – щелочной полевошпатовый сиенит, 7 – сиенит, 7* – кварцевый сиенит, 8 – монцонит, 8* – кварцевый монцонит, 9 – монцодиорит/монцогаббро, 9* – кварцевый монцодиорит/кварцевое монцогаббро, 10 – габбродиорит/анортозит, 10* – кварцевый диорит/кварцевое габбро/кварцевый анортозит.

Амфиболы представлены идиоморфными кристаллами размерами от 0.8 до 2 мм в длину, ассоциированными с биотитом и сфеном. Зеленые до зеленовато-коричневых кристаллы местами обнаруживают зональность (зеленовато-коричневые ядра и светло-зеленые края). Циркон и апатит часто встречаются в виде включений в амфиболе.

Вариации концентраций главных элементов в амфиболах приведены в табл. 2. Все изученные их разновидности попадают в поле кальциевых амфиболов, типичных для гранитов I-типа [50]. Их состав отвечает, главным образом, магниезальной роговой обманке и эдениту (рис. 5), отношение $Mg/(Mg + Fe^{2+})$ варьирует от 0.56 до 0.65, а глиноземистость $(I) = Al^I/(Al^I + Si + Mg + Fe)$ от 0.18 до 0.21 (табл. 3). Практически все составы амфиболов попадают в поле «магматических» амфиболов, располагаясь выше линии $(Ca + Al^{IV}) = 2.5$ (рис. 5).

ГЕОТЕРМОБАРОМЕТРИЯ

Использование геотермобарометров на основе равновесий «кристалл – расплав» и «кристалл – кристалл» повсеместно применяется для реконструкции условий кристаллизации магм. В приложении к коровым кислым и субщелочным магмам известково-щелочной серии использование равновесий «кристалл – расплав» проблематично из-за сложности оценки первичного расплава и широко проявленных процессов контаминации и ассимиляции. Поэтому в

Таблица 1. Минеральный состав, классификация и петрохимические параметры изученных монцонитоидов Велиткенайского массива.

образец	15	33А	4005	4400	4600А
долгота	177.2247	176.9423	177.1926	177.1768	177.1919
широта	69.1854	69.2534	69.1969	69.2040	69.2092
порода	кварцевый монцодиорит	кварцевый монцонит	кварцевый монцодиорит	субщелочной кварцевый диорит	кварцевый монцонит
минералы	Pl, Fsp, Q, Hbl, Bt, Sph, Cpx, Zr	Fsp, Pl, Q, Hbl, Bt, Sph, Cpx, Zr	Pl, Hbl, Q, Fsp, Zr	Pl, Hbl, Q, Fsp, Sph, Bt, Aln, Zr	Fsp, Pl, Q, Hbl, Bt, Sph, Cpx, Aln, Zr
SiO ₂	62.43	61.59	53.73	60.80	58.54
Na ₂ O + K ₂ O	8.50	6.73	8.43	7.94	10.71
Na ₂ O/K ₂ O	0.55	1.25	0.56	0.94	0.53
al'	2.16	1.74	1.36	2.03	2.48
f'	8.33	10.08	13.61	9.29	8.12
Ka	0.67	0.58	0.63	0.63	0.73

Примечание. Pl – плагиоклаз, Fsp – щелочной полевой шпат, Q – кварц, Hbl – амфибол, Bt – биотит, Sph – сфен, Cpx – клинопироксен, Aln – аланит, Zr – циркон. al' – $Al_2O_3/(Fe_2O_3 + FeO + MgO)$, f' – $Fe_2O_3 + FeO + MgO$, Ka – $(K_2O + Na_2O)/Al_2O_3$ (в молекулярных количествах), остальные оксиды приведены в мас. %.

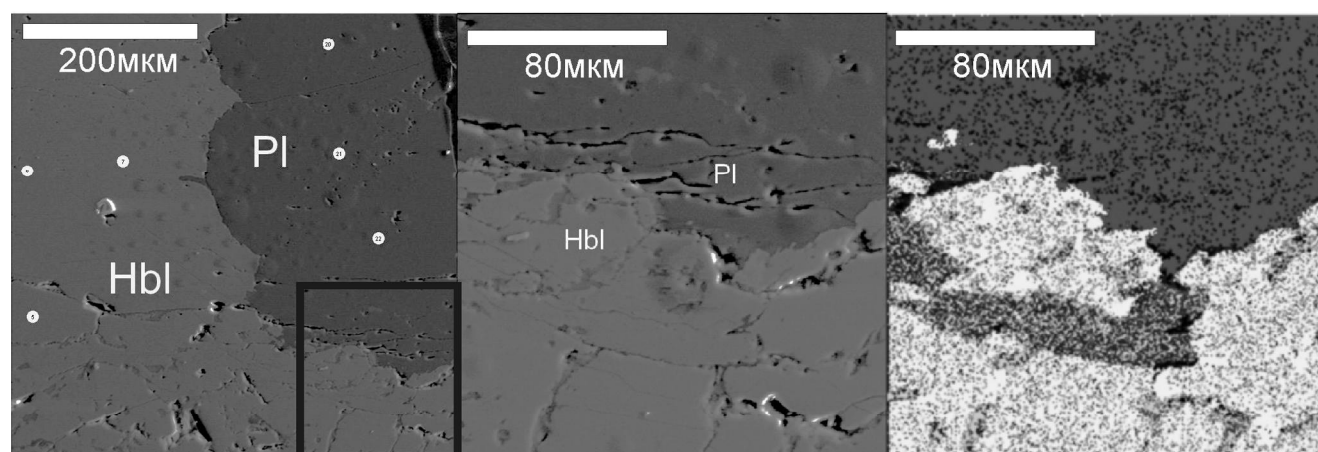


Рис. 4. Микрофотографии амфибол-плагиоклазового парагенезиса из изученных монцонитоидов в обратно рассеянных электронах (BSE) – два левых снимка. Правый снимок – карта в лучах элементов (натрий – темно-серый цвет, кальций – светло-серый, железо – серый).

Pl – плагиоклаз, Hbl – амфибол, белые кружки – точки анализа. Черный квадрат – границы двух правых снимков.

Таблица 2. Химический состав амфиболов из монцонитоидов Велиткенайского массива.

Образец	15	33А	4005	4400	4600А
Кол-во	2	11	18	3	11
SiO ₂	46.44 ± 1.65	44.22 ± 0.29	43.38 ± 1.09	44.86 ± 1.06	43.82 ± 0.69
TiO ₂	0.89 ± 0.23	1.22 ± 0.08	1.13 ± 0.18	0.87 ± 0.08	1.14 ± 0.27
Al ₂ O ₃	8.75 ± 0.98	9.33 ± 0.42	9.94 ± 0.73	9.31 ± 0.97	9.85 ± 0.59
FeO	17.91 ± 0.56	17.93 ± 0.39	16.4 ± 0.39	17.86 ± 0.6	17.37 ± 0.43
MgO	10.61 ± 1.18	10.29 ± 0.38	11.63 ± 0.34	11 ± 0.71	10.65 ± 0.35
MnO	0.44 ± 0.04	0.43 ± 0.09	0.33 ± 0.1	0.45 ± 0.16	0.66 ± 0.09
CaO	11.3 ± 0.11	11.33 ± 0.13	11.75 ± 0.27	11.3 ± 1.01	10.78 ± 0.29
Na ₂ O	0.74 ± 0.14	1.36 ± 0.16	1.33 ± 0.33	0.89 ± 0.07	1.64 ± 0.34
K ₂ O	1.1 ± 0.28	1.41 ± 0.1	1.41 ± 0.12	1.06 ± 0.04	1.45 ± 0.18
Сумма	98.18 ± 0.71	97.51 ± 0.63	97.31 ± 1.06	97.61 ± 0.49	97.36 ± 0.92

Примечание. Аналитик Горячева Е. М., концентрации оксидов приведены в мас. %.

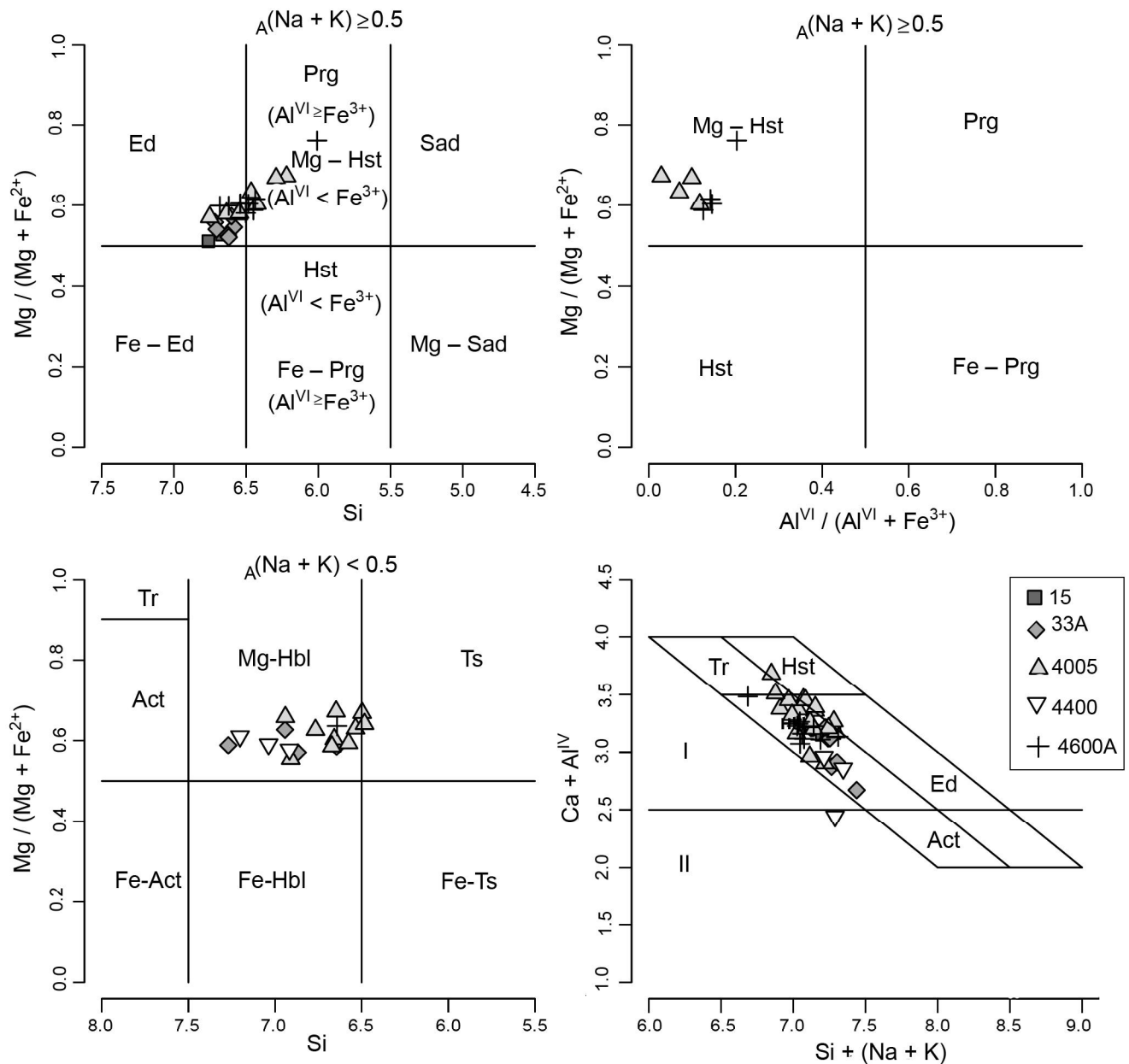


Рис. 5. Амфиболы из изученных монцонитоидов Велиткенайского массива на классификационных диаграммах [35].

Ed – эденит, Fe-Ed – ферроэденит, Prg – паргасит, Fe-Prg – ферропаргасит, Hst – гастингсит, Mg-Hst – магнезиогастингсит, Sad – садангит, Mg-Sad – магнезиосадангит, Tr – тремолит, Act – актинолит, Fe-Act – ферроактинолит, Mg-Hbl – магнезиальная роговая обманка, Fe-Hbl – железистая роговая обманка, Ts – чермакит, Fe-Ts – феррочермакит. Классификационная линия $(Ca + Al^{IV}) = 2.5$, по [28], разделяет поля «раннемагматических» амфиболов (I) от «позднемагматических» (II). Здесь и далее отражены только отфильтрованные составы амфиболов по критериям, рассмотренным в тексте.

нашем случае мы остановились на минеральных геотермометрах.

Амфибол используется для целей геотермометрии известково-щелочных магм. Это обусловлено распространением минерала в известково-щелочных магматических породах, независимо от их кремнекислотности, и его устойчивостью в широких P-T диапазонах: от 1 до 23 кбар и от 400 до 1150°C

[23]. В эволюции магм важную роль играет окислительно-восстановительный потенциал среды и активность воды в расплаве. Дж. Фабрис с соавторами [26] вывели, что активные замещения в магматических амфиболах определяются вариациями физико-химических параметров (температура, давление, fugitivity кислорода и воды) при кристаллизации магмы.

Таблица 3. Формульные количества катионов и параметры состава амфиболов из монцонитоидов Велиткенайского массива.

Образец	15	33A	4005	4400	4600A
Кол-во	2	11	18	3	11
Si	6.91 ± 0.21	6.71 ± 0.18	6.56 ± 0.18	6.88 ± 0.25	6.49 ± 0.19
Ti	0.09 ± 0.04	0.12 ± 0.03	0.13 ± 0.02	0.09 ± 0.02	0.17 ± 0.13
Al ^{IV}	1.09 ± 0.21	1.29 ± 0.18	1.44 ± 0.18	1.12 ± 0.25	1.51 ± 0.19
Al ^{VI}	0.34 ± 0.08	0.25 ± 0.09	0.29 ± 0.13	0.37 ± 0.08	0.31 ± 0.06
Mg	2.35 ± 0.2	2.33 ± 0.13	2.52 ± 0.13	2.33 ± 0.15	2.42 ± 0.15
Mn	0.05 ± 0.01	0.06 ± 0.01	0.04 ± 0.01	0.05 ± 0.01	0.08 ± 0.03
Fe ³⁺	1.84 ± 0.13	1.78 ± 0.12	1.51 ± 0.19	1.83 ± 0.23	1.49 ± 0.23
Fe ²⁺	0.32 ± 0.05	0.46 ± 0.09	0.5 ± 0.2	0.3 ± 0.21	0.53 ± 0.1
Fe	0.04 ± 0.05	0.02 ± 0.01	0.01 ± 0.03	0.04 ± 0.1	0.06 ± 0.03
_B Ca	1.83 ± 0.04	1.83 ± 0.03	1.87 ± 0.04	1.85 ± 0.09	1.69 ± 0.09
_B Na	0.13 ± 0.03	0.16 ± 0.03	0.11 ± 0.04	0.11 ± 0.05	0.25 ± 0.1
_A Na	0.18 ± 0.08	0.25 ± 0.08	0.25 ± 0.11	0.19 ± 0.12	0.28 ± 0.07
K	0.21 ± 0.05	0.25 ± 0.05	0.27 ± 0.04	0.18 ± 0.05	0.29 ± 0.05
Al ^t	1.43 ± 0.26	1.54 ± 0.23	1.73 ± 0.14	1.49 ± 0.24	1.82 ± 0.25
Ca ^t	1.84 ± 0.05	1.83 ± 0.04	1.89 ± 0.05	1.87 ± 0.1	1.7 ± 0.08
Fe ^t	2.2 ± 0.1	2.25 ± 0.05	2.02 ± 0.06	2.18 ± 0.08	2.08 ± 0.31
Fe#	0.49 ± 0.04	0.49 ± 0.01	0.44 ± 0.01	0.48 ± 0.01	0.48 ± 0.01
Fe ³⁺ /Fe ^t	0.32 ± 0.08	0.24 ± 0.05	0.33 ± 0.07	0.42 ± 0.35	0.35 ± 0.06
Mg#	0.56 ± 0.04	0.56 ± 0.02	0.65 ± 0.03	0.61 ± 0.04	0.59 ± 0.02
l	0.18 ± 0.02	0.2 ± 0.01	0.21 ± 0.01	0.19 ± 0.01	0.21 ± 0.01

Примечание. Магнезиальность (Mg#) = Mg/(Mg + Fe^t), глиноземистость (l) = Al^t/(Al^t + Si + Mg + Fe), (t) – сумма, (Fe#) = Fe^t/(Mg + Fe^t).

Применение большинства амфиболовых геобарометров основано на степени насыщения амфиболов алюминием. Так, барометр «Al в амфиболе» [21, 28, 30, 34, 38, 42, 46] контролируется суммарным содержанием алюминия в амфиболе. Амфибол-плаггиоклазовый термометр [23, 29] основан на количествах катионов Si и Al в тетраэдрической и Al в M₂ позициях структуры амфиболов.

Определено, что концентрации алюминия в амфиболе контролируются не только давлением и температурой, но и фугитивностью кислорода, валовым составом породы и набором сосуществующих минеральных фаз [26, 32]. Соответственно, при расчетах важно представлять ограничения, накладываемые на химические составы, в первую очередь амфибола.

Изоморфные замещения в амфиболе

Вариации составов амфиболов, наблюдаемые на классификационных диаграммах, определяются и регулируются, главным образом, схемами замещения, действующими в процессе их эволюции (рис. 5). Два типа механизмов замещения – простой изовалентный и гетеровалентный – контролируют изменения в составе амфиболов [49]. Простое изовалентное замещение касается катионов с одинаковой валентностью, таких как Fe²⁺ ↔ Mg²⁺, _[Al]K ↔ _[Al]Na, Mn²⁺ ↔ Mg²⁺ и Al^{VI} ↔ Fe³⁺; из них наиболее распространены в магма-

тических амфиболах Fe²⁺ ↔ Mg²⁺ и _[Al]K ↔ _[Al]Na [27]. Гетеровалентное замещение включает катионы с различной валентностью при сохранении баланса заряда. Принято считать, что основой для этих обменных реакций является идеализированная формула тремолита Ca₂Mg₅Si₈O₂₂(OH)₂, из которой можно вывести девять главных типов гетеровалентных замещений (табл. 4) [49].

Реакция чермакитового замещения Si + R²⁺ = Al^{IV} + Al^{VI} чувствительна к давлению [30]. С увеличением содержания Al в амфиболе (с ростом давления) увеличивается его пространственная решетка. Другие реакции, такие как эденитовое замещение Si + [A] = Al^{IV} + _[Al](K + Na) и реакции, включающие Ti (Ti + R²⁺ = 2Al^{VI} и Ti + Al^{IV} = Al^{VI} + Si), больше контролируются температурой, нежели давлением [21]. С повышением температуры эденитовая реакция замещения становится более эффективной, что в свою очередь приводит к увеличению концентрации Al в роговой обманке.

Эденитовый, чермакитовый, паргаситовый и гасдингситовый типы изоморфного замещения, наблюдаемые в амфиболах гранитоидов, были признаны типичными в кальциевых амфиболах из известково-щелочных гранитоидных плутонов [26, 49]. Граничное содержание Ca > 1.5 ф. е. в кальциевых амфиболах делает глаукофановый, рибекитовый и рихтеритовый

Таблица 4. Главные типы гетеровалентных замещений в амфиболах на основании идеализированной формулы тремолита $\text{Ca}_2\text{Mg}_5\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$.

Механизмы замещения	Название	Конечные члены
$\text{A}\square + \text{Si}^{\text{IV}} = \text{A}\text{Na} + \text{Al}^{\text{IV}}$	Эденит	$\text{NaCa}_2\text{Mg}_5\text{Si}_7\text{AlO}_{22}(\text{OH})_2$
$\text{Si}_2^{\text{IV}} + \text{Mg}_2^{\text{VI}} = \text{Al}_2^{\text{IV}} + \text{Al}_2^{\text{VI}}$	Al-Чермакит	$\text{Ca}_2(\text{Mg}_3\text{Al}_2)\text{Si}_6\text{Al}_2\text{O}_{22}(\text{OH})_2$
$\text{Si}_2^{\text{IV}} + \text{Mg}_2^{\text{VI}} = \text{Al}_2^{\text{IV}} + \text{Fe}_2^{3+,\text{VI}}$	Fe-Чермакит	$\text{Ca}_2(\text{Mg}_3\text{Fe}_2^{3+})\text{Si}_6\text{Al}_2\text{O}_{22}(\text{OH})_2$
$\text{Si}_2^{\text{IV}} + \text{Mg}^{\text{VI}} = \text{Al}_2^{\text{IV}} + \text{Ti}^{\text{VI}}$	Ti-Чермакит	$\text{Ca}_2(\text{Mg}_4\text{Ti})\text{Si}_6\text{Al}_2\text{O}_{22}(\text{OH})_2$
$\text{A}\square + \text{M}_4\text{Ca} = \text{A}\text{Na} + \text{M}_4\text{Na}$	Рихтерит	$\text{Na}(\text{CaNa})\text{Mg}_5\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$
$\text{M}_4\text{Ca}_2 + \text{Mg}_2^{\text{VI}} = \text{M}_4\text{Na}_2 + \text{Fe}_2^{3+,\text{VI}}$	Рибекит	$\square\text{Na}_2(\text{Fe}_3^{2+}\text{Fe}_2^{3+})\text{Si}_8\text{Al}_2\text{O}_{22}(\text{OH})_2$
$\text{M}_4\text{Ca}_2 + \text{Mg}_2^{\text{VI}} = \text{M}_4\text{Na}_2 + \text{Al}_2^{\text{VI}}$	Глаукофан	$\square\text{Na}_2(\text{Mg}_3\text{Al}_2)\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$
$\text{A}\square + \text{Mg}^{\text{VI}} + \text{Si}_2^{\text{IV}} = \text{A}\text{Na} + \text{Al}_2^{\text{IV}} + \text{Al}^{\text{VI}}$	Гастингсит	$\text{NaCa}_2(\text{Fe}_4^{2+}\text{Fe}^{3+})\text{Si}_6\text{Al}_2\text{O}_{22}(\text{OH})_2$
$\text{A}\square + \text{Mg}^{\text{VI}} + \text{Si}_2^{\text{IV}} = \text{A}\text{Na} + \text{Al}_2^{\text{IV}} + \text{Fe}^{3+,\text{VI}}$	Паргасит	$\text{NaCa}_2(\text{Mg}_4\text{Al})\text{Si}_6\text{Al}_2\text{O}_{22}(\text{OH})_2$

Примечание. $\text{A}\square$ – указывает на наличие вакансии в серии А; ANa – структурная позиция элемента; Fe^{3+} – надстрочный индекс означает валентность элемента; Si_i – подстрочный индекс указывает число атомов соответствующего элемента в структурной формуле минерала; Al^{IV} – надстрочный индекс обозначает координационное число элемента в минерале.

механизмы замещения, при которых в позиции M_4Ca замещается на Na , малозначимыми или незначимыми вовсе.

Линейные корреляции, наблюдаемые между Si и $\text{Al}^{\text{IV}} + \text{[A]}(\text{Na} + \text{K})$ и $\text{Si} + (\text{Fe}, \text{Mg})^{2+}$ и $\text{Al}^{\text{IV}} + \text{Al}^{\text{VI}}$ (рис. 6 а, б), указывают на активные эденитовый и чермакитовый механизмы изоморфного замещения в амфиболах из монцонитоидов Велиткенского массива. На диаграмме $\text{[A]}(\text{Na} + \text{K})$ против Al^{IV} (рис. 6 в) составы проанализированных амфиболов определяют тренд, близкий к линии, соединяющей тремолитовый с паргаситовым и гастингситовым механизмами замещения. На диаграммах $\text{Fe}^{3+}\text{--Al}^{\text{IV}}$, Ti против Al^{IV} составы амфиболов обнаруживают положительные корреляции, показывая одновременное проявление двух типов чермакитового замещения (Fe-чермакит, Ti-чермакит) (рис. 6 г, е). Отсутствие какой-либо корреляции на диаграмме $\text{Al}^{\text{VI}}\text{--Al}^{\text{IV}}$ указывает на несостоятельность замещения в Al-чермаките (рис. 6 д).

Отсутствие корреляции между $\text{[A]}(\text{Na} + \text{K})$ – $\text{[M}_4\text{]Na}$ (рис. 7 а), $\text{Fe}^{3+} - \text{[M}_4\text{]Na}$ (рис. 7, б) и $\text{Ti} - \text{[B]}Na$ (рис. 7 г) указывает, что рихтеритовый, рибекитовый и глаукофановый типы изоморфных замещений не проявлены в амфиболах из монцонитоидов Велиткенского массива. Это особо подчеркивает, что эденитовый и чермакитовый типы замещения доминируют над другими типами замещений в процессе эволюции проанализированных амфиболов (рис. 7 в). Отклонение от линейной зависимости (рис. 7 г) позволяет предполагать, что чермакитовое изоморфное замещение может протекать совместно с глаукофановым, при котором Ca и Al в позиции M_4 замещаются Na и Ti [49].

И чермакитовая, и эденитовая схемы замещения широко проявлены в амфиболах монцонитоидов Ве-

литкенского массива, качественно указывая на изменения давления и температуры при кристаллизации магмы.

Ограничения химического состава амфиболов, накладываемые фугитивностью кислорода

Фугитивность кислорода ($f\text{O}_2$) играет важную роль в механизмах изоморфных замещений с участием Al в амфиболах, поскольку она контролирует суммарную железистость ($\text{Fe}\# = \text{Fe}^{\text{I}}/(\text{Mg} + \text{Fe}^{\text{I}})$) и отношение $\text{Fe}^{3+}/(\text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+})$. Чем ниже $f\text{O}_2$, тем больше в амфиболе Fe^{2+} . В некоторых работах были предложены граничные значения суммарной железистости для разного уровня $f\text{O}_2$: 1) высокий ($\text{Fe}\# = 0\text{--}0.6$); 2) средний ($\text{Fe}\# = 0.6\text{--}0.8$); 3) низкий ($\text{Fe}\# = 0.8\text{--}1$) [21, 43].

Низкий уровень фугитивности кислорода способствует вхождению Fe^{2+} в решетку амфиболов и повышает отношения $\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{3+}$, приводит к увеличению содержания Al путем замещения Mg на Al по чермакитовой схеме. Поэтому для целей геобарометрии рекомендуется использовать только роговые обманки с $\text{Fe}\# < 0.65$ [22]. Однако высокая фугитивность кислорода приводит к замещению $\text{Fe}^{3+} \rightarrow \text{Al}^{3+}$ и падению содержания суммарного Al . В связи с этим для целей барометрии рекомендуют использовать амфиболы с $\text{Fe}^{3+}/(\text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+}) > 0.25$, в крайнем случае, больше 0.2 [21]. Общим недостатком изложенного подхода является отсутствие возможностей прямого измерения Fe^{3+} и Fe^{2+} при микрозондовых исследованиях. Однако расчет концентраций трех- и двухвалентного железа по стехиометрии, на наш взгляд, позволяет удовлетворительно применять обсуждаемые ограничения.

Важным критерием окислительно-восстановительных условий служит наличие аксессуарных маг-

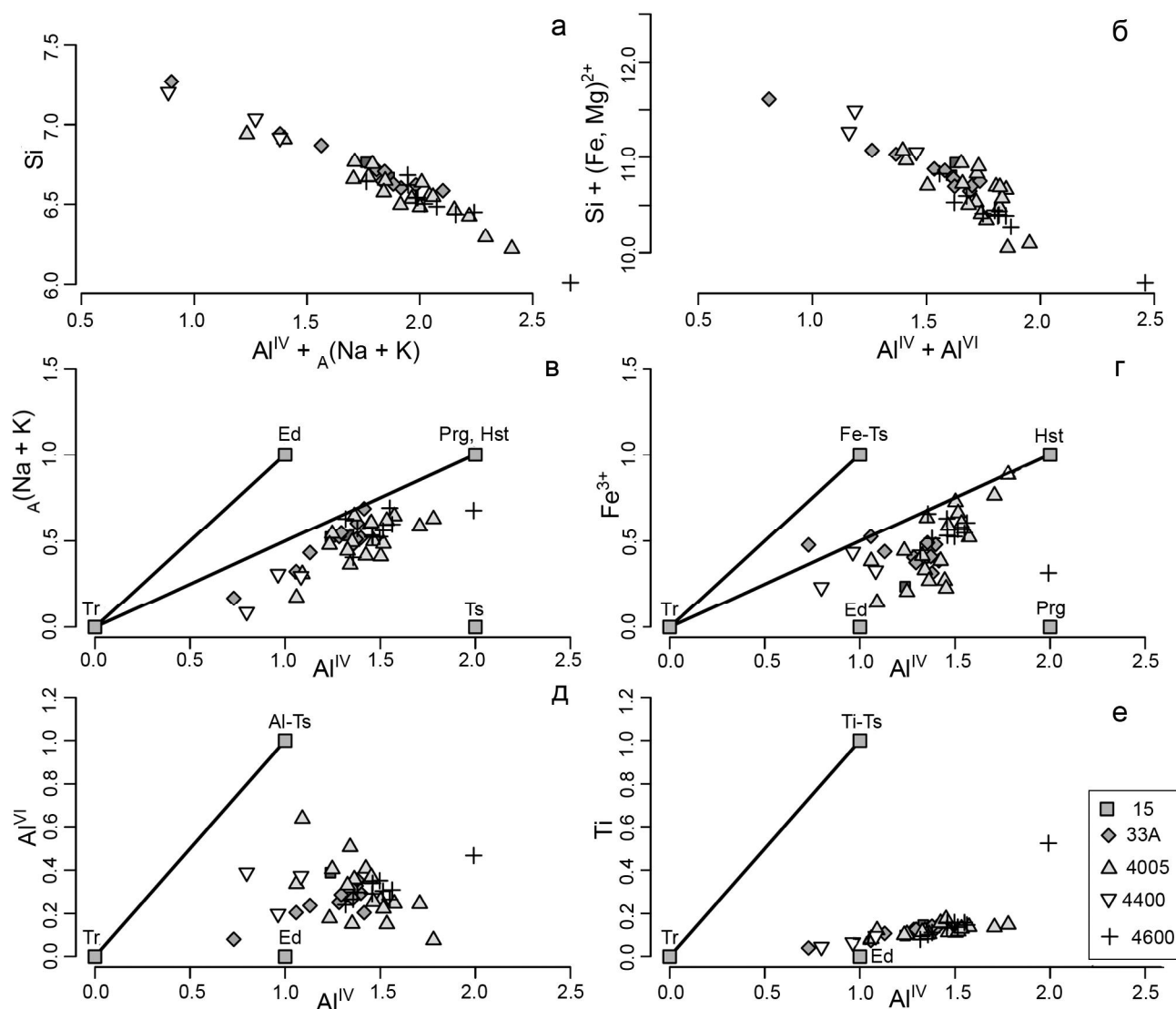


Рис. 6. Вариации чермакитового и эденитового механизмов изоморфных замещений в амфиболах из монцонитоидов Велиткенайского массива.

а – $Si - [M4]Al + [A](Na + K)$, б – $Si + (Fe^{3+} + Mg) - Al^{IV} + Al^{VI}$, в – $[A](Na+K) - Al^{IV}$, г – $Fe^{3+} - Al^{IV}$, д – $Al^{VI} - Al^{IV}$, е – $Ti - Al^{IV}$. Конечные составы амфиболов здесь и на рис. 7: эденит (Ed), глаукофан (Gl), гастингсит (Hst), паргасит (Prg), рихтерит (Rih, Rc), рибекит (Re), тремолит (Tr), чермакит (Ts). Все компоненты – в формульных единицах.

нетита (как указания на высокую фугитивность кислорода) или ильменита (при низкой фугитивности кислорода) [32]. Обилие сфена дополнительно указывает на высокую фугитивность кислорода. Более надежные результаты геотермобарометрии могут быть получены для роговых обманок, кристаллизующихся при высоких значениях fO_2 [21, 44].

Другими важными ограничениями корректного применения обсуждаемых термобарометров являются следующие: 1) в амфиболе $Si \leq 7.5$ ф. е. (свыше 7.5 ф. е. кремния содержат амфиболы тремолит-актинолитового ряда) [44]; 2) в амфиболе $Ca \geq 1.6$ ф. е. [28]; 3) амфибол сосуществует с кварцем и/или

калиевым полевым шпатом, потому что их активность влияет на содержание Al в амфиболе [28, 44]; 4) водонасыщенность магматической системы [21]; 5) амфибол сосуществует с плагиоклазом (An_{25-35}) [44]; 6) амфибол кристаллизуется вблизи гранитного солидуса; 7) оценка давления может быть проведена для магм, кристаллизующихся в диапазоне от 1 до 13 кбар.

Большинство амфиболов из исследованных образцов пород Велиткенайского массива имеют величины $Fe\# < 0.65$ и $Fe^{3+}/(Fe^{2+} + Fe^{3+}) > 0.2$ (табл. 3) удовлетворяя ограничениям [21, 22]. Остальные анализы, показывающие слишком низкие отношения

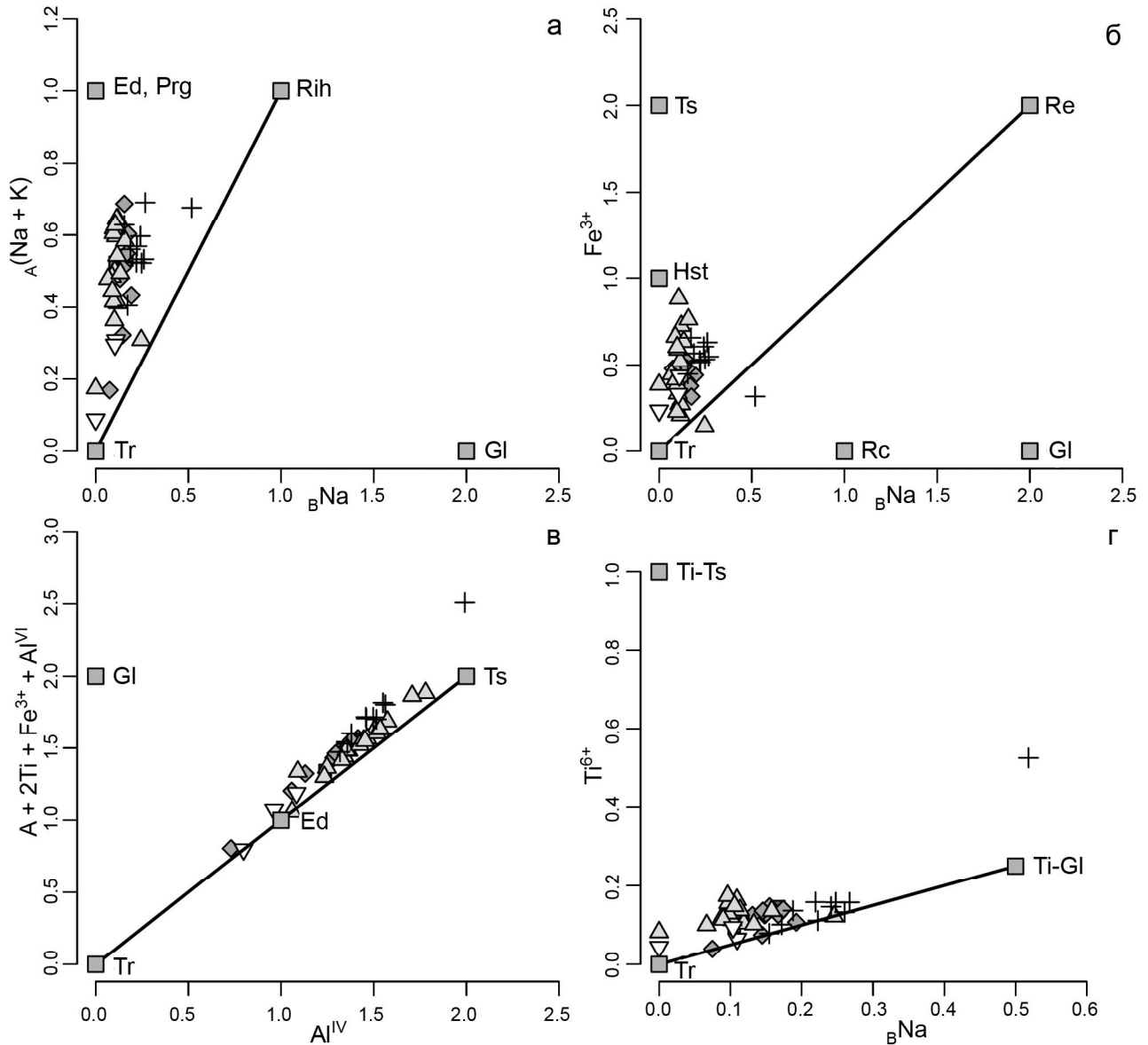


Рис. 7. Вариационные диаграммы механизмов изоморфного замещения в амфиболах из монцитонитов Велиткенайского массива.

а – $[A](Na + K) - [M4]Na$, б – $Fe^{3+} - [M4]Na$, в – $[A] + 2Ti + Fe^{3+} + Al^{VI} - Al^{IV}$ и г – $Ti^{6+} - [M4]Na$. Все компоненты – в формульных единицах. Условные обозначения на рис. 6.

$Fe^{3+}/(Fe^{2+} + Fe^{3+})$, из термобарометрических расчетов были исключены.

РЕЗУЛЬТАТЫ

В настоящее время существует большое количество версий геотермобарометров, применяемых для гранитоидов [22]. Наиболее надежными остаются плагиоклаз-амфиболовый термометр и амфиболовый барометр, единственно обоснованные экспериментально [21, 29]. Результаты оценок по термобарометрам приведены в табл. 5.

Дж. Андерсоном и Д. Смитом [21] предложена зависимость от температуры калибровка амфиболового барометра, при которой оценка давления корректируется на температурный эффект. Температура при этом должна быть рассчитана по амфибол-плагиоклазовому термометру [23, 29]. Барометр калиброван для температур 675–760 °С. Авторы барометра [21, 22] признали, что новое выражение, вероятно, не следует применять к плутонам с температурами кристаллизации свыше 800 °С, поскольку такие условия далеко выходят за рамки экспериментальной калибровки.

Таблица 5. Параметры состава амфиболов и плагиоклазов с величинами расчетных характеристик физико-химических условий кристаллизации.

Образец	15	33A	4005	4400	4600A	Вариации по всем обр.
Кол-во	2	7	4	3	1	17
Xan	0.38 ± 0.03	0.31 ± 0.01	0.38 ± 0.01	0.35 ± 0.01	0.27	0.27–0.40
T ₁ XSi	0.72 ± 0.04	0.66 ± 0.01	0.64 ± 0.02	0.66 ± 0.05	0.65	0.61–0.74
T ₁ XAl	0.28 ± 0.04	0.34 ± 0.01	0.36 ± 0.02	0.34 ± 0.05	0.35	0.26–0.39
M ₂ XAl	0.2 ± 0.03	0.15 ± 0.02	0.16 ± 0.07	0.14 ± 0.04	0.16	0.11–0.25
A ₁ XK	0.21 ± 0.06	0.27 ± 0.02	0.27 ± 0.01	0.2 ± 0.01	0.31	0.17–0.31
A ₁ X□	0.69 ± 0.07	0.51 ± 0.02	0.56 ± 0.06	0.66 ± 0.01	0.53	0.48–0.74
A ₁ XNa	0.1 ± 0.02	0.22 ± 0.03	0.17 ± 0.06	0.14 ± 0.01	0.16	0.09–0.28
M ₄ XNa	0.06 ± 0.01	0.08 ± 0.01	0.05 ± 0.01	0.06 ± 0.01	0.09	0.04–0.09
M ₄ XCa	0.9 ± 0	0.91 ± 0.01	0.94 ± 0.02	0.9 ± 0.09	0.87	0.8–0.97
Si ^{R10}	8.14 ± 0.13	7.91 ± 0.04	7.72 ± 0.07	7.89 ± 0.24	7.86	7.61–8.23
Mg ^{R10}	2.77 ± 0.27	2.58 ± 0.07	2.81 ± 0.06	2.85 ± 0.25	2.63	2.46–3.13
T ^{HB94}	684 ± 1	827 ± 18	788 ± 75	780 ± 41	823	680–850
T ^{RR12}	714 ± 29	768 ± 21	756 ± 18	758 ± 72	846	693–846
P ^{S92}	4.2 ± 1	4.8 ± 0.3	5.4 ± 0.2	4.7 ± 0.6	5.2	3.5–5.7
P ^{AS95}	4.2 ± 0.9	1.8 ± 0.7	3.1 ± 1.9	2.8 ± 0.8	2.2	0.7–5.7
P ^{M16}	3.3 ± 0.7	3.7 ± 0.2	4.2 ± 0.2	3.7 ± 0.5	4	2.8–4.5
ΔNNO ^{R10}	+0.5 ± 0.4	+0.2 ± 0.1	+0.6 ± 0.1	+0.7 ± 0.4	+0.3	0–1.1
H ₂ O(L) ^{R10}	6.4 ± 0.2	5.2 ± 0.1	5.7 ± 0.8	6.2 ± 0.6	5.1	4.9–6.9

Примечание. (T₁X) – доля элемента в структурной позиции T₁. Расчетные температуры (T°C) и давления (P, кбар) по следующим термобарометрам: P^{S92} – [42], T^{HB94} – [29], P^{AS95} – [21], T^{RR12} – [41], P^{M16} – [38]. Фугитивность кислорода относительно буфера Ni-NiO (ΔNNO^{R10}) по оксометру [40]. Расчетная концентрация воды в расплаве, мас. % (H₂O(L)) по гигрометру [40]. Результаты расчетов приведены только для анализов, отфильтрованных в соответствии со следующим условием: T^{HB94} < 800 ± 50°C. Согласно [39], погрешность термометра (T^{HB94}) составляет ± 50°C.

Амфибол-плагиоклазовые версии термометров [23, 29] основаны на следующих обменных реакциях:

4 кварца + эденит = альбит + тремолит (1),

эденит + альбит = рихтерит + анортит (2).

Термометр калиброван для температур от 500 до 1100 °C и применим только к кварцсодержащим средним и кислым магматическим породам с ограниченными составами плагиоклаза (An ≤ 0.90) и амфибола (Si = 6.0–7.7 ф. е., $_{[Al]}Na > 0.02$, Al^{VI} < 1.8). Он требует независимой предварительной оценки давления, поэтому была использована экспериментальная калибровка барометра [42] с наименьшей погрешностью ± 0.6 кбар. Минимальная погрешность расчетных температур для амфибол-плагиоклазовых термометров, основанная на оценке систематических ошибок в петрологических экспериментах, определена в ± 50°C (2σ) [39]. С учетом рассмотренных ограничений расчетные интервалы значений давления и температуры составили от 2.2 до 4.2 кбар и 684–823°C, по версии термометра (1) (табл. 5).

Дополнительно оценки давления и температуры были рассчитаны по новым версиям роговообманкового термобарометра [40, 41]. Практически все проанализированные амфиболы соответствуют ограничениям состава, выдвигаемым для данных термо-

барометров: Al# = Al^{VI}/(Al^{VI} + Al^{IV}) ≤ 0.21, Mg/(Mg + Fe²⁺) > 0.5. Хотя метод рекомендован для вулканических пород, с определенной степенью осторожности он может быть применим и для известково-щелочных плутонических серий [48]. Сравнение экспериментальных и расчетных значений температуры показывает близкие результаты. Величины давления, напротив, существенно разнятся, что не позволяет применять такие барометрические оценки [25]. Поэтому из данных калибровок мы использовали только расчетную температуру, значения давления приведены лишь в целях сравнения. Кроме этого, в работе [40] предложена версия оксидометра, позволившая рассчитать фугитивность кислорода в магмах, родоначальных для пород Велиткенайского массива; значения ее варьируют от +0.2 до +0.7 ΔNNO (табл. 5).

Новый, экспериментально откалиброванный, амфиболовый барометр Е. Матча и др. [38] применим для широкого диапазона состава амфиболов, при условии, что содержание анортитового компонента в плагиоклазе изменяется от 15 до 80 %, а температура по амфибол-плагиоклазовому термометру составляет 725 ± 75°C [38]. Оценки давления по этому барометру составили от 3.3 до 4.2 кбар (табл. 5).

Используя суммарное содержание Al в роговой обманке и распределение Ca между равновесными

плагноклазом и роговой обманкой (версии геотермометров) мы установили, что расчетные интервалы значений давления и температуры кристаллизации для всех образцов гранитоидов Велиткенайского массива составили от 2.2 до 4.2 кбар и 684–823°C (табл. 5).

Поскольку амфиболовый и амфибол-плагноклазовый геотермометры Дж. Андерсона и Д. Смита, Т. Холланда-Д. Пауэлла-Дж. Бланди являются единственно экспериментально откалиброванными и взаимосогласованными, результаты, полученные по ним, были приняты за основу при суждении о физико-химических параметрах кристаллизации монцонитоидов Велиткенайского массива.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Величины давления, при которых формировались магматиты Велиткенайского массива, как указано выше, колебались в пределах 2.2–4.2 кбар. Используя нормальный геобарический градиент 0.33 кбар/км, получаем оценку глубины становления плутона от 7 до 14 км. Суммарная реконструируемая мощность перекрывающих плутон доальбских метаморфических и осадочных толщ в Куульском поднятии и прилегающих структурах Чаунской складчатой зоны составляет около 8 км [1, 8]. Простое литостатическое давление толщ такой мощности соответствует верхней барометрической оценке и почти вдвое занижено относительно нижней по глубине оценки. Одним из объяснений может быть утонение континентальной коры в результате коллапса орогена и постколлизийного растяжения кристаллического блока Арктическая Аляска – Чукотка [18, 20]. По представлениям О.М. Розена и В.С. Федоровского [14], на определенной стадии гранитообразования в коллизийном орогене на глубине 10–15 км поднимающийся кислый расплав достигает изостатического равновесия и накапливается в зоне субгоризонтального срыва, заполненного легко проницаемыми тектонизированными покровными комплексами. Здесь возникают, по-видимому, гранито-гнейсовые поля и ореолы мигматитов. На этом уровне возможно также и прямое плавление корового вещества, однако расплав не может удалиться вверх и валовый состав в этом случае остается практически без изменений [14].

Оценки температур кристаллизации монцонитоидов Велиткенайского массива (684–823°C) близки к субсолидусным значениям для «водных» кислых и средних магм. При этом для велиткенайских монцонитоидов содержание воды в расплаве, согласно [31], составляло от 2.5 до 4 мас. %, редко (обр.15) достигая 7.5 мас. % (рис. 8). Расчеты по другому типу гиг-

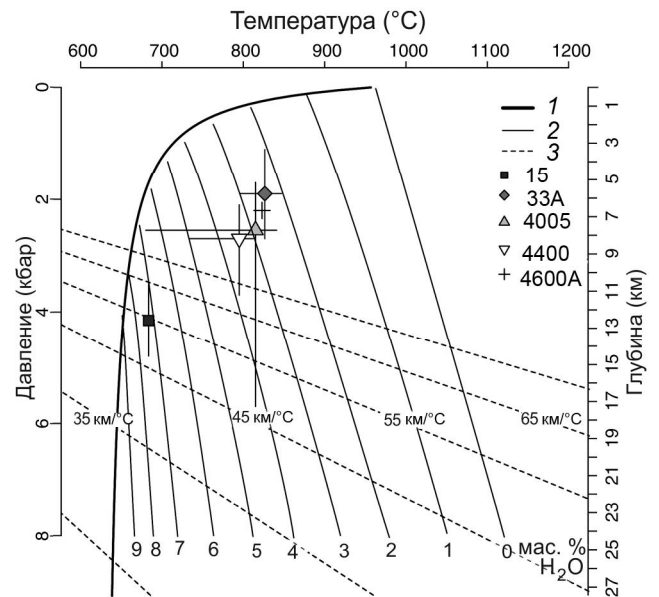


Рис. 8. Диаграмма P-T условий кристаллизации монцонитоидов Велиткенайского массива.

Линии: 1 – гранитный «мокрый» солидус, по [31], 2 – концентрация воды в расплаве, по [31], 3 – линии изотермического градиента для плотности коры 2.7 г/см³. Оценки давления и температуры приведены по геотермометрам [21, 29]

рометра [40] дают более высокие значения: от 5.1 до 6.4 мас. % H₂O.

В целом рассчитанные давления и температуры соответствуют условиям амфиболовой фации метаморфизма, проявленным в гнейсах и кристаллических сланцах чукотских гранитно-метаморфических куполов [3, 4, 19]. Монцонитоиды, ассоциирующие с ними лейкограниты и мигматиты Велиткенайского массива, совместно с вмещающими палеозойскими кристаллическими сланцами, также могут представлять собой гранитно-метаморфический купол или вал, который предлагаем называть «Куульским». Выплавление чукотских гранитоидов и монцонитоидов связывается с этапом постколлизийного растяжения [37], что, вероятно, применимо и к Велиткенайскому массиву.

ВЫВОДЫ

Корректное применение амфиболового барометра Дж. Андерсона и Д. Смита и плагноклаз-амфиболового термометра Т. Холланда, Дж. Пауэлла и Дж. Бланди ограничено составами анализируемого амфибола ($Ca > 1.6$ ф. е., $Si \leq 7.5$ ф. е., $Fe\# < 0.65$, $Fe^{3+}/(Fe^{2+} + Fe^{3+}) > 0.2$) и плагноклаза ($An_{25-35\%}$).

В дополнение к микроструктурным критериям равновесия пар рациональным является использование карт распределения элементов в амфиболе и плагноклазе, позволяющее обнаружить неоднородности

и подобрать участки для анализа и последующего термобарометрического расчета.

Интервалы температуры и давления кристаллизации монцонитоидов ранней фазы Велиткенайского массива составляли 684–823°C и 2.2–4.2 кбар, при фугитивности кислорода в магме относительно буфера NNO от +0.2 до +0.7 и содержании воды в расплаве от 2.5 до 7 мас. %.

Полученные параметры кристаллизации амфибол-плагиоклазового парагенезиса в велиткенайских монцонитоидах близки к условиям амфиболитовой фации метаморфизма, проявленной в чукотских гранитно-метаморфических куполах, формирующихся в условиях постколлизийного растяжения [37].

Проведенные исследования позволили автору предположить вхождение Велиткенайского массива, совместно с вмещающими толщами, в состав гранитно-метаморфического купола, который предлагается называть «Куульским».

Исследования проведены при частичной поддержке гранта РФФИ № 16-05-00949. Автор благодарен научному руководителю В.В. Акинину и М.Л. Гельману за консультации и помощь при написании статьи. Также автор благодарит рецензента, пожелавшего остаться неизвестным, его замечания сделали статью лучше.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бычков Ю.М. Структурно-фациальная зональность и биостратиграфия триаса Чукотки. Магадан: СВНЦ ДВО РАН, 1994. 53 с.
2. Волков А.В., Воронин И.А. Золото-кварцевое оруденение Куульской антиклинальной зоны Северной Чукотки // Кольма. 1993. № 1. С. 41–58.
3. Гельман М.Л. Фанерозойские гранитно-метаморфические купола на северо-востоке Сибири. Ст. 1. Геологическая история палеозойских и мезозойских куполов // Тихоокеан. геология. 1995. Т. 14, № 4. С. 102–115.
4. Гельман М.Л. Фанерозойские гранитно-метаморфические купола на северо-востоке России. Ст. 2. Магматизм, метаморфизм и мигматизация в позднемезозойских куполах // Тихоокеан. геология. 1996. Т. 15, № 1. С. 84–93.
5. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России: в 2 кн / Под ред. А.И. Ханчука. Владивосток: Дальнаука, 2006. Кн. 1. 572 с. + цв. карта.
6. Дудкин Д.В., Ефремов С.В., Козлов В.Д. Геохимические черты мезозойских гранитоидов повышенной основности восточного побережья Чаунской губы (Чукотка) // Тихоокеан. геология. 1993. № 6. С. 74–84.
7. Ефремов С.В. Редкометалльные гранитоиды Чукотки. Геохимия, источники вещества, модели образования: Автореф. дис. ... д-ра геол.- минер. наук. Иркутск: СО РАН, 2012. 40 с.
8. Желтовский В.Г. Государственная геологическая карта СССР. 1:200 000. 1-е изд. Сер. Аннойско-Чаунская. Лист R-60-XXVII, XXVIII: Объясн. зап. Магадан: ЦКТЭ СВТГУ, 1980. 82 с.
9. Лучицкая М.В., Соколов С. Д., Бондаренко Г. Е., Катков С.М. Состав и геодинамическая обстановка гранитоидного магматизма Алярмаутского поднятия (Западная Чукотка) // Геохимия. 2010. № 9. С. 946–971.
10. Милов А.П., Иванов В.С. Позднемезозойские гранитоиды Центральной Чукотки // Позднемезозойские гранитоиды Чукотки. Магадан. 1965. С. 141–187.
11. Милов А.П. Позднемезозойские гранитоидные формации Центральной Чукотки. Новосибирск: Наука, 1975. 135 с.
12. Перчук Л.Л. Термодинамический режим глубинного петрогенеза. М.: Наука, 1973. 318 с.
13. Ползуненков Г.О., Акинин В.В., Черепанова И.Ю. Новые данные о возрасте и составе Велиткенайского и Куэвуньского гранито-гнейсовых массивов (Арктическая Чукотка): приложение к разработке моделей гранитогенного оруденения Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2011. С. 170–171.
14. Розен О.М., Федоровский В.С. Коллизионные гранитоиды и расслоение земной коры. М.: Науч. мир, 2001. 188 с. (Тр. ГИН РАН; Вып. 545).
15. Тихомиров П.Л. Петрология гранитоидов Телекайского рудного района (Центральная Чукотка): Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. СПб., 1998. 24 с.
16. Тихомиров П.Л., Лучицкая М.В. Меловые гранитоиды Северо-Востока Азии. Ст. 2. Состав минералов и условия кристаллизации // Вестн. МГУ. Сер.4: Геология. 2006. № 6. С. 9–15.
17. Тихомиров П.Л., Лучицкая М.В., Шац А. Возраст гранитоидных плутонов северной Чукотки: состояние проблемы и новые SHRIMP U-Pb-датировки цирконор // Докл. АН. 2011. Т. 440, № 4. С. 507–510.
18. Akinin V.V., Gelman M.L., Sedov B.M., Amato J.M., Elizabeth M.L., Toro J., Calvert A.T., Fantini R.M., Wright J.E., Natal'in B.A. Koolen metamorphic complex, NE Russia: Implications for the tectonic evolution of the Bering Strait region // Tectonics. 1997. V. 6. P. 713–729.
19. Akinin V.V., Calvert A.T. Cretaceous mid-crustal metamorphism and exhumation of the Koolen gneiss dome, Chukotka Peninsula, northeastern Russia / E.L. Miller, A. Grantz, S. Klemperer (eds.) // Geol. Soc. Am. 2002. 147–165 с.
20. Akinin V.V., Miller E.L., Gottlieb E.S., Polzunenkov G.O. Cretaceous magmatism in the Russian sector of the Arctic Alaska-Chukotka Microplate (AACHM) // AGU Fall Meeting, 2011.
21. Anderson J.L., Smith D.R. The effects of temperature and fO_2 on the Al-in-hornblende barometer // Am. Mineral. 1995. N 5–6 (80). P. 549–559.
22. Anderson J.L. Status of thermobarometry in granitic batholiths // Trans. Roy. Soc. Edinb. Earth Sci. 1997. V. 87. P. 125–138.
23. Blundy J.D., Holland T.J. Calcic amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase geothermometer // Contrib. Mineral. & Petrol. 1990. V. 104 (2). P. 208–224.
24. Challener S.C., Glazner A.F. Igneous or metamorphic? Hornblende phenocrysts as greenschist facies reaction cells in the Half Dome Granodiorite, California // Am. Mineral. 2017. V. 102. P. 436–444.
25. Erdmann S., Martel C., Pichavant M., Kushnir A. 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.* 2014. V. 167. P. 1016–1038.
26. Fabries J., Conquere F., Arnaud G. The mafic silicates in the Saint quay-Portrieux gabbro-diorite intrusion: crystallization conditions of a calc-alkaline pluton // *Bull. de Mineralogie.* 1984. V. 107. P. 715–736.
 27. Gilbert M.C., Helz R.T., Popp R.K. et. al. Experimental studies of amphibole stability / D.R. Veblen, P.H. Ribbe (eds.), *Amphiboles: Petrology and experimental phase relations* // *Mineral. Soc. Amer., Rev. in Mineralogy.* 1982. V. 9B. P. 229–353.
 28. Giret A., Bonin B., Leger J.M. Amphibole compositional trends in oversaturated alkaline plutonic ring-complexes // *The Canadian Mineralogist.* 1980. V. 18. P. 481–495.
 29. Holland T., Blundy J. Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry // *Contrib. Mineral & Petrol.* 1994. V. 116. P. 433–447.
 30. Hollister L.S., Grissom G.C., Peters E.K. et. al. Confirmation of the empirical correlation of Al in hornblende with pressure of solidification of calc-alkaline plutons // *Am. Mineral.* 1987. V. 72 (3–4). P. 231–239.
 31. Holtz F., Johannes W., Tamic N. et. al. Maximum and minimum water contents of granitic melts generated in the crust: a reevaluation and implications // *Lithos.* 2001. V. 56. P. 1–14.
 32. Ishihara S. The magnetite-series and ilmenite-series granitic rocks // *Mining Geol.* 1977. V. 27. P. 293–305.
 33. Jarosewich E., Nelson J.A., Norbers J.A. Reference samples for electron microprobe analysis // *Geostandards Newsletter.* 1980. V. 4. P. 43–47.
 34. Johnson M. C., Rutherford M. J. Experimental calibration of the aluminum-in-hornblende geobarometer with application to Long Valley caldera (California) volcanic rocks // *Geology.* 1989. V. 17(9). P. 837–841
 35. Leake B.E., Woolley A.R., Arps C.E., Birch W.D., Gilbert M.C., Grice J.D., Hawthorne F.C., Kato A., Kisch H.J., Krivovichev V.G. Nomenclature of amphiboles: report of the subcommittee on amphiboles of the International mineralogical association commission on new minerals and mineral names // *Mineral. magazine.* 1997. V. 61, N 2. P. 295–321.
 36. Leake B.E., Woolley A.R., Birch et. al. Nomenclature of amphiboles: Additions and revisions to the International Mineralogical Association's amphibole nomenclature // *Am. Mineral.* 2004. V. 89. P. 883–887.
 37. Miller E.L., Katkov S.M., Strickland A., Toro J, Akinin V.V., Dumitru T.A. Geochronology and thermochronology of Cretaceous plutons and metamorphic country rocks, Anyui-Chukotka fold belt, North East Arctic Russia // *Origin of Northeastern Russia: Paleomagnetism, Geology and Tectonics* / Eds. D.B. Stone et al. Stephan Mueller Publication Series. 2009. P. 157–175.
 38. Mutch E., Blundy J., Tattitch B. et. al. An experimental study of amphibole stability in low-pressure granitic magmas and a revised Al-in-hornblende geobarometer // *Contrib. to Mineral. and Petrol.* 2016. V. 85. P. 27.
 39. Powell R., Holland T.J.B. On thermobarometry // *J. Metamorphic Geol.* 2008. V. 26. P. 155–179.
 40. Ridolfi F., Renzulli A., Puerini M. Stability and chemical equilibrium of amphibole in calc-alkaline magmas: An overview, new thermobarometric formulations and application to subduction-related volcanoes // *Contrib. Mineral. & Petrol.* 2009. V. 160. P. 45–66.
 41. Ridolfi F., Renzulli A. Calcic amphiboles in calc-alkaline and alkaline magmas: thermobarometric and chemometric empirical equations valid up to 1130°C and 2.2 GPa // *Contrib. Mineral. & Petrol.* 2012. V. 163. P. 877–895.
 42. Schmidt M.W. Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: an experimental calibration of the Al-in-hornblende barometer // *Contrib. Mineral. & Petrol.* 1992. V. 110 (2–3). P. 304–310.
 43. Spear F. S. Amphibole-plagioclase equilibria: an empirical model for the reaction albite. tremolite edenite. 4 quartz // *Contrib. Mineral. & Petrol.* 1981. V. 77. P. 355–364.
 44. Stein E., Dietl C. Hornblende thermobarometry of granitoids from the Central Odenwald (Germany) and their implications for the geotectonic development of the Odenwald // *Mineral. & Petrol.* 2001. V. 72. P. 185–207.
 45. Streckeis A.L. To each plutonic rock its proper name // *Earth Sci. Rev.* 1976. V. 12. P. 1–33.
 46. Thomas W., Ernst W.G. The aluminum content of hornblende in calcalkaline granitic rocks; a mineralogic barometer calibrated experimentally to 12 kbars / R.J. Spencer, I-M Chou (eds.). *Fluid-mineral interactions: a tribute to H.P. Eugster* // *Geochem. Soc. Spec. Publ.* 1990. V. 2. P. 59–63.
 47. Tikhomirov P., Luchitskaya M.R., Kravchenko-Berezhnoy I. Comparison of Cretaceous granitoids of the Chaun tectonic zone to those of the Taigonos Peninsula, NE Asia: rock chemistry, composition of rock forming minerals, and conditions of formation // *Stephan Mueller Spec. Publ. Series.* 2009. V. 4. P. 289–311.
 48. Turnbull R., Deering C.J., Tulloch A.D., Weaver S. Second boiling effects on the Al-content of hornblende rims from an exhumed Cretaceous arc pluton, Stewart Island, New Zealand // *Am. Mineral.* 2012. V. 97. P. 1129–1144.
 49. Vyhnal C.R., McSween H.Y., Speer J.A. Hornblende chemistry in Southern Appalachian granitoids: Implications for aluminum hornblende thermobarometry and magmatic epidote stability // *Am. Mineral.* 1991. V. 76. P. 176–188.
 50. White A.R., Chappell B.W. Granitoids types and their distribution in the Lachlan Fold Belt, Southeastern Australia // *Mem. Geol. Soc. Am.* 1983. V. 159. P. 21–34.

Рекомендована к печати В.В. Акинниным

G.O. Polzunenkov

Evaluation of P-T and fO_2 conditions of crystallization for monzonitoides of the Velitkenay granite-migmatite massif (Arctic Chukotka) based on mineral thermobarometry and oxybarometry

The physico-chemical parameters of crystallization of the Early Cretaceous Velitkenay granite-migmatite plutone (Arctic coast of Chukotka, near Cape Billings) were reconstructed using mineral thermobarometry and oxybarometry. Among magmatic rocks dominant are monzonitoides (quartz monzodiorites and monzodiorites), whereas granodiorites and leucogranites are rare in occurrence. Limitations and critical parameters of the amphibole composition are considered in terms of correct thermobarometry application. The most reliable pressure estimations for monzonitoides of the pluton early phase crystallization are calculated using amphibole geobarometer range from 2.2 to 4.2 kbar. The calculated crystallization temperature varies from 684 to 823°C (plagioclase-amphibole geothermometer) with oxygen fugacity from + 0.2 to + 0.7 relative to NNO buffer. The obtained P-T values on the Velitkenay monzonitoides are consistent with the conditions of amphibolite facies of metamorphism typical for the Chukotka granite-metamorphic domes, which generate during post collisional extension.

Key words: mineral thermobarometry and oxybarometry, monzonitoides, Velitkenay granite-migmatite massif, Chukotka, Arctic.