

УДК 552.13

ТЕРМОДИНАМИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ПРОЦЕССА ФОРМИРОВАНИЯ КОРУНДСОДЕРЖАЩИХ МЕТАСОМАТИТОВ БЕЛОМОРСКОГО ПОДВИЖНОГО ПОЯСА (ФЕННОСКАНДИНАВСКИЙ ШИТ)¹

© 2022 г. Е. Ю. Акимова^{a, b, *}, А. Б. Кольцов^{c, **}

^aИнститут геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, Россия

^bИнститут наук о Земле СПбГУ, Санкт-Петербург, Россия

^cСанкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия

*e-mail: e.akimova@spbu.ru

**e-mail: sir.koltsov2012@yandex.ru

Поступила в редакцию 14.05.2021 г.

После доработки 22.06.2021 г.

Принята к публикации 28.06.2021 г.

Изучена минеральная зональность корундсодержащих пород Беломорского подвижного пояса (БПП), генезис которых остается дискуссионным, на примере одного из типовых проявлений (Хитоостров). Исходя из оценок P – T параметров формирования корундсодержащих пород методом мультиравновесной термобарометрии, в программном комплексе *Perple_X 6.9.0* сконструированы псевдосечения в координатах P – T , а также T – $\mu(\text{SiO}_2)$, $\mu(\text{SiO}_2)$ – $\mu(\text{Na}_2\text{O})$ и $\mu(\text{SiO}_2)$ – $\mu(\text{K}_2\text{O})$ при участии углекислотно-водного флюида, моделирующие метасоматическое преобразование мигматизированных кианит-гранат-биотитовых гнейсов чупинской толщи. Установлено, что минеральная зональность корундсодержащих пород отображает последовательный переход в подвижное состояние SiO_2 , Na_2O и K_2O . Десиликация во внешних зонах привела к формированию бескварцевых ассоциаций, щелочной Na-метасоматоз на фоне продолжающейся десиликации – к формированию ассоциаций со ставролитом и плагиоклазом, переход в подвижное состояние K_2O – к замещению биотита кальциевым амфиболом. Последующие десиликация и Na-метасоматоз привели к появлению ассоциаций с корундом. Этот процесс отразился в повышении содержания натрия в кальциевом амфиболе, изменении кальциевости граната, а состав плагиоклаза сохраняется практически постоянным.

Ключевые слова: Беломорский подвижный пояс, корундсодержащие породы, термобарометрия, псевдосечения, метасоматоз

DOI: 10.31857/S0869590322010022

ВВЕДЕНИЕ

Корунд образуется в самых разных геологических обстановках, но при этом достаточно редок, потому что требует обедненной кремнеземом (в противном случае алюминий входит в силикаты глинозема, полевые шпаты, слюды) и насыщенной глиноземом среды. Согласно современной классификации, выделяются первичные (связанные с магматическими, метаморфическими и метасоматическими породами) и вторичные (связанные с россыпями) месторождения корунда (Giuliani et al., 2020 и ссылки в ней). Среди первичных месторождений корунда наиболее полно

изучены магматические (месторождения сапфира в щелочных базальтах, сиенитах, лампрофирах). Модели формирования других типов первичных месторождений – метаморфических и метасоматических – разработаны не столь детально.

В метаморфических породах корунд формируется при высоких температурах (амфиболитовая, гранулитовая, эклогитовая фации), обычно в результате преобразования богатых глиноземом осадочных пород – бокситов (месторождения наждака), а также основных и ультраосновных пород (при их метаморфизме образуются основные гранулиты с корундом), мраморов и т.д. (Giuliani et al., 2020 и ссылки в ней). Образованию корунда при метаморфизме способствуют и процессы мигматизации. Обычно ассоциации с корундом в

¹ Дополнительная информация для этой статьи доступна doi: 10.31857/S0869590322010022 для авторизованных пользователей.

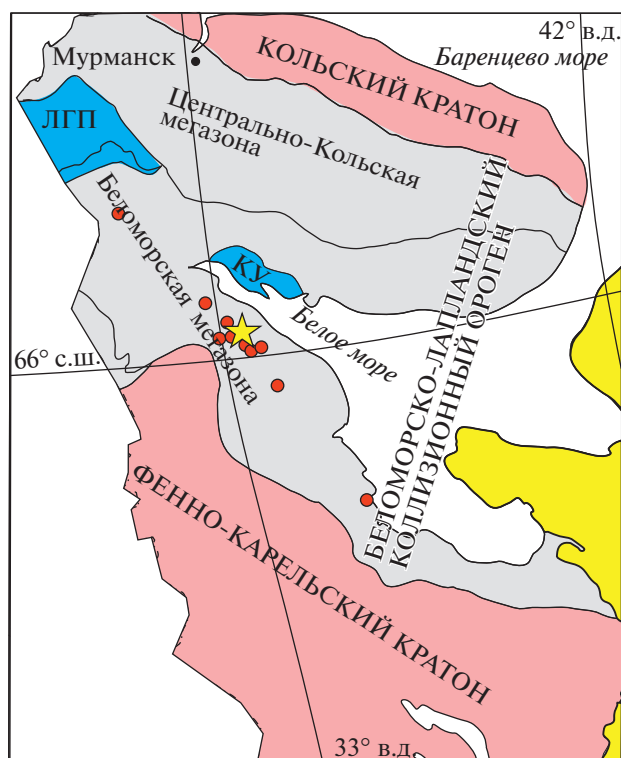


Рис. 1. Расположение проявлений корунда (красные кружки), в том числе проявления Хитоостров (желтая звездочка), на схеме тектонического строения российской части Фенноскандинавского щита (Bushmin, Glebovitsky, 2016).

таком случае образуются в рестите (Altherr et al., 1982), но иногда формируются и корундосодержащие лейкосомы без кварца (Raith et al., 2010); корунд в этом случае образуется в результате инконгруэнтного плавления плагиоклаза в присутствии водного флюида (Kullerud et al., 2012; Karmakar et al., 2017) либо в результате декомпрессионного плавления мусковита в отсутствие кварца (Li et al., 2020).

Метасоматиты с корундом образуются в результате биметасоматической десиликации гранит-пегматитов или других жильных пород при участии постмагматических растворов на контакте с гипербазитами (Коржинский, 1955). При этом формируются специфические породы – корундовые плагиоклазиты: плюмазиты (корунд + + средний плагиоклаз) и кыштымиты (корунд + + основной плагиоклаз) (ссылки в Filina et al., 2019). Контактным взаимодействием объясняют, в частности, возникновение корунда в метапелитах вокруг тел ультрамафитов (Riesco et al., 2005; Yakymchuk, Szilas, 2018; Keulen et al., 2020 и ссылки в них). Известен корунд и в продуктах гидротермальной переработки океанических базальтов (blackwall) (Bucher et al., 2005; Owens et al., 2013; Nozaka et al., 2016 и ссылки в них). Некоторые

проявления корунда связывают с просачиванием метасоматизирующего флюида по проницаемым зонам и его последующим воздействием на вмещающие гнейсы (Beach, 1973; Rajunen, Routiainen, 1999; Raith et al., 2008), ультрамафиты (Berger et al., 2010), метакarbonate (Dutrow et al., 2019; Кисин, 1991), но источник флюида в таком случае зачастую остается дискуссионным.

Как видно из краткого (и далеко не полного) обзора, условия, благоприятные для формирования пород с корундом – пересыщение пород глиноземом и обеднение их кремнеземом, могут создаваться в очень разных обстановках. Поэтому природа корундосодержащих пород зачастую оказывается спорной, как и в случае проявлений в Беломорском подвижном поясе.

ПРОБЛЕМА ГЕНЕЗИСА КОРУНДСОДЕРЖАЩИХ ПОРОД В БЕЛОМОРСКОМ ПОДВИЖНОМ ПОЯСЕ

Беломорский подвижный пояс (или Беломорская зона, мегазона) является частью Беломорско-Лапландского коллизионного орогена Фенноскандинавского щита (Bushmin, Glebovitsky, 2016). В пределах Беломорского подвижного пояса известно множество мелких проявлений корундосодержащих пород: Хитоостров, Дядина гора, Варацкое, Кулежда, Высота 128 (Нигрозеро), Плотина, Лягкомина, Миронова губа (Нотозеро), Кий-остров, Пулонга, Перуселька, Важенка, Климовское (Шуркин и др., 1962; Лебедев и др., 1974; Серебряков, 2004; Терехов, Левицкий, 1991 и т.д.). Они сосредоточены в протяженной полосе (около 300 км), ориентированной в северо-западном направлении вдоль берега Белого моря (рис. 1).

В основном проявления располагаются среди пород чупинской толщи или вблизи ее контактов, но некоторые (например, Кий-остров) расположены на значительном удалении, в том числе среди амфиболитов хетоламбинской толщи (Климовское, Перуселька). Корундосодержащие породы образуют линзы, жилообразные и пластообразные тела мощностью до 75 м, с неровными извилистыми границами. Проявления приурочены к локальным зонам сдвиговых деформаций и зачастую расположены вблизи контакта контрастных по составу пород: кислых (гранат-биотитовые и кианит-гранат-биотитовые гнейсы) и основных (метагabbро, амфиболиты) (Терехов, Левицкий, 1991).

Корундосодержащие породы большинства проявлений в Беломорском подвижном поясе характеризуются необычным изотопным составом кислорода и водорода: $\delta^{18}\text{O}$ в них достигает -27‰ , $\Delta^{17}\text{O}$ до -14‰ , а δD опускается до -235‰ (проявление Хитоостров) (Устинов и др., 2008; Крылов и др., 2011; Высоцкий и др., 2014; Нер-

wartz et al., 2015; Bindeman, Serebryakov, 2011; Bindeman et al., 2014; Zakharov et al., 2019 и ссылки в них).

Выделяется два типа корундсодержащих пород в БПП (Терехов, Левицкий, 1991; Серебряков, 2004):

1. Корундсодержащие породы по крупнозернистым линзовидно-полосчатым кианит-гранат-биотитовым гнейсам (апогнейсовый тип) (Хитоостров, Варацкое, Высота 128, Плотица).

2. Корундсодержащие породы по амфиболитам и амфиболовым сланцам, метаультрабазитам (апобазитовый тип) (Дядина гора, Варацкое, Высота 128, Кулежма, Перуселька, Важенка, Кий-остров, Климовское, Миронова губа, Пулонга).

Возраст корундсодержащих пород, определенный путем локального U-Pb датирования циркона, составляет: 1894 ± 17 млн лет (Хитоостров), 1897 ± 23 млн лет (Климовское), 1931 ± 54 млн лет (Варацкое), 1937 ± 23 млн лет (Кий-остров), 1880 ± 8 млн лет (Дядина гора) (Серебряков и др., 2007; Астафьев, Воинова, 2020; Скублов и др., 2020).

С корундсодержащими породами тесно ассоциируют эпидиот- и цоизитсодержащие метасоматиты (проявления Хитоостров, Дядина гора, Варацкое, Кулежма, Высота 128). В ассоциации с корундсодержащими породами апобазитового типа известны также хлорититы (Дядина гора, Перуселька), жедрититы (Дядина гора, Кулежма, Варацкое), а в ассоциации с корундсодержащими породами апогнейсового типа — плагиоклазиты (Серебряков, 2004).

Некоторые авторы считают корундсодержащие породы Беломорского пояса высокоглиноземистыми метаморфическими породами (Лебедев и др., 1974; Крылов и др., 2011), но большинство авторов поддерживает гипотезу метасоматического генезиса пород с корундом (Глебовицкий, Бушмин, 1983; Володичев, 1990; Другова, 1999; Серебряков, Русинов, 2004; Терехов, 2007; Астафьев, Воинова, 2020; Ходоревская, Варламов, 2018). Предположения о том, каким был метасоматический процесс, приведший к формированию корундсодержащих пород, разнообразны:

— породы с корундом представляют собой продукт базификации гнейсов (Терехов, Левицкий, 1991);

— породы с корундом — продукт гидротермальной переработки гнейсов метеорными водами, подогретыми интрузиями габброидов (Bindeman et al., 2014; Zakharov et al., 2019);

— корундсодержащие породы сформировались в результате высокотемпературного высокобарного ($600\text{--}700^\circ\text{C}$, $7\text{--}8$ кбар) метасоматоза, который выражался в десиликации пород и привнесом Са и Na (апогнейсовый тип), либо Mg и K (апобазитовый тип) (Серебряков, 2004).

В работе (Серебряков, 2004) также приведена схема минеральной зональности корундсодержащих метасоматитов апогнейсового и апобазитового типов. Однако метасоматическая природа наблюдаемой зональности не была обоснована количественной физико-химической характеристикой процесса.

Задача настоящей работы — физико-химическое моделирование метасоматического изменения кианит-гранат-биотитовых гнейсов чупинской толщи, которое позволит охарактеризовать процесс, приведший к формированию корундсодержащих пород.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ, ПЕТРОГРАФИЯ И МИНЕРАЛОГИЯ КОРУНДСОДЕРЖАЩИХ ПОРОД

Хитоостров — самое крупное проявление корундсодержащих метасоматитов, расположенное вблизи юго-западной оконечности оз. Верхнепулонгского, к северу от пос. Чупа Лоухского р-на республики Карелия. Проявление располагается в северной части о-ва Хитоостров и контролируется крупной флексуобразной зоной сдвиговых деформаций, простирается внутри которой меняется от северо-восточного до северо-западного (рис. 2).

Породы с корундом образуют в замке этой флексуры линзообразное тело размерами 300×120 м с неровными извилистыми границами вблизи контакта мигматизированных кианит-гранат-биотитовых гнейсов чупинской толщи с мигматизированными гранатовыми амфиболитами, которые окружают тела коронитовых метагаббро, превращенные в будины (Бабарина и др., 2017). Контакты тела корундсодержащих пород с кианит-гранат-биотитовыми гнейсами постепенные. На контакте с телом корундсодержащих пород в гнейсах исчезает кварц, значительно укрупняются кристаллы кианита.

Тело корундсодержащих пород характеризуется сложным зональным строением: его краевые части сложены кианит-гранат-биотит-плагиоклазовыми породами (далее — зона 1), гранат-биотит-плагиоклазовыми со ставролит-плагиоклазовыми псевдоморфозами по кианиту и корунд-ставролит-плагиоклазовыми псевдоморфозами по кианиту (зона 2), амфибол-гранат-биотит-плагиоклазовыми породами с аналогичными реакционными структурами на северо-восточном фланге линзы (зона 3б), либо безамфиболовыми породами с крупными кристаллами корунда на юго-западном фланге линзы (зона 3а), которые затем переходят в жедритсодержащие, дваамфиболовые (натрожедрит + кальциевый амфибол) породы с крупными кристаллами корунда (зона 4). Корундсодержащие породы неоднородны: они характеризуются



Рис. 2. Карта проявления Хитоостров с точками опробования, по (Бабарина и др., 2017).
 1 – пегматиты; 2 – тектонические линзы палеопротерозойских метаферрогаббро; 3–5 – архей; 3 – лейкократовые биотитовые гнейсы, 4 – порфиробластические гранат-клинопироксеновые амфиболиты, 5 – (кианит)-гранат-биотитовые гнейсы; 6 – корундосодержащие метасоматиты; 7 – граница эрозийного окна; 8 – вспомогательные структурные линии; 9 – разрывные нарушения; 10 – предполагаемые; 11 – линзаменты; 12 – оси открытых вертикальных или слабонаклонных складок; 13 – антиформ; 14 – синформ; 15 – шарниры складок, 16 – шарниры складок, 17 – линия разреза I–I'.

полосчатостью, сходной с мигматитовой в кианит-гранат-биотитовых гнейсах, но в этих полосах отсутствует кварц — они практически нацело сложены плагиоклазом (рис. 3). Часто эти светлые полосы плагиоклаза сильно разрастаются, вплоть до образования анхимономинеральных плагиоклазитов.

Наши наблюдения согласуются с наблюдениями Н.С. Серебрякова и предложенной им схемой минеральной зональности корундсодержащих пород, интерпретируемой как метасоматическая (Серебряков, 2004).

Вмещающие гранатовые амфиболиты характеризуются ориентированной (гнейсовидной) текстурой, порфиробластовой, среднезернистой, неравномернозернистой структурой. Минеральный состав сильно варьирует; обычные минералы — кальциевый амфибол, плагиоклаз, гранат, кварц, биотит, циркон, титанит, непрозрачные рудные минералы. Иногда встречается клинопироксен (порфиробласты до 1 см и более). Местами присутствует эпидот. Примерные процентные соотношения минералов в породе: кальциевый амфибол — 40–60%, плагиоклаз — 20–40%, гранат — 10–20%, кварц — 0–10%, биотит — единичные зерна. Кальциевый амфибол и гранат идиоморфны.

Вмещающие мигматизированные кианит-гранат-биотитовые гнейсы характеризуются полосчатой (приобретаемой за счет мигматизации), ориентированной текстурой, гранобластовой или порфиробластовой, мелко-среднезернистой, неравномернозернистой структурой. Присутствуют следующие минералы: гранат, биотит, кианит, плагиоклаз, кварц, мусковит, рутил, циркон, непрозрачные рудные минералы. Примерные процентные соотношения: биотит — 20–50%, гранат — 10–25%, плагиоклаз — 15–25%, кварц — 15–35%, кианит (0–10%). Гранат и биотит идиоморфны.

Зона 1. Породы этой зоны характеризуются полосчатой, ориентированной текстурой (приобретаемой за счет мигматизации), гранобластовой или порфиробластовой, мелко-среднезернистой, неравномернозернистой структурой. Присутствуют следующие минералы: гранат, биотит, кианит, плагиоклаз, мусковит, рутил, циркон, непрозрачные рудные минералы. Примерные процентные соотношения: биотит — 20–50%, гранат — 10–25%, плагиоклаз — 15–25%, кианит (около 10%), прочие минералы — единичные зерна. Гранат и биотит идиоморфны.

Зона 2. Породы этой зоны характеризуются пятнистой текстурой, порфиробластовой (порфиробласты — ставролит, гранат), крупно-среднезернистой, неравномернозернистой структурой. Породы сложены следующими минералами: плагиоклаз — 50%, биотит — 20%, гранат — 15%, ставролит — 10%, кианит — 5%, ильменит, рутил, циркон — единичные зерна. Идиоморфны биотит,



Рис. 3. Полосчатость корундсодержащих пород.

гранат. Плагиоклаз местами зональный. Реакционные структуры: крупные порфиробласты кианита окружены плагиоклаз-ставролитовыми симплектитамии или даже нацело в них превращены (рис. 4а); гранат отделен от ставролита каймой плагиоклаза.

Зона 3а. Породы этой зоны характеризуются пятнистой текстурой, порфиробластовой (порфиробласты — ставролит, гранат, корунд), крупно-среднезернистой, неравномернозернистой структурой. Породы сложены следующими минералами: плагиоклаз — около 50%, биотит — 15–20%, гранат — 10–15%, ставролит — 5–10%, корунд — 5–10%, кианит — до 5%, ильменит, рутил, циркон — единичные зерна. Идиоморфны биотит, гранат. Плагиоклаз местами зональный. В этой зоне корунд может присутствовать в виде кристаллов размером 1–2 см. Реакционные структуры: плагиоклаз-ставролитовые симплектиты на месте крупных кристаллов кианита, среди которых изредка начинают развиваться корунд-плагиоклазовые симплектиты (рис. 4б).

Зона 3б. Породы этой зоны характеризуются пятнистой текстурой, порфирогранобластовой (порфиробласты — ставролит, гранат), крупно-среднезернистой, неравномернозернистой структурой. Породы сложены следующими минералами: плагиоклаз — 50%, биотит — 10–15%, гранат — 10–15%, ставролит — 5–10%, корунд — 5–10%, кианит — до 5%, ильменит, рутил, циркон — единичные зерна. В этой зоне появляется кальциевый амфибол, обычно в небольших количествах (5–10%). Идиоморфны биотит, гранат, кальциевый амфибол. Плагиоклаз местами зональный. Реакционные структуры: крупные порфиробласты кианита окружены плагиоклаз-ставролитовыми симплектитамии или даже нацело в них превращены. Часто

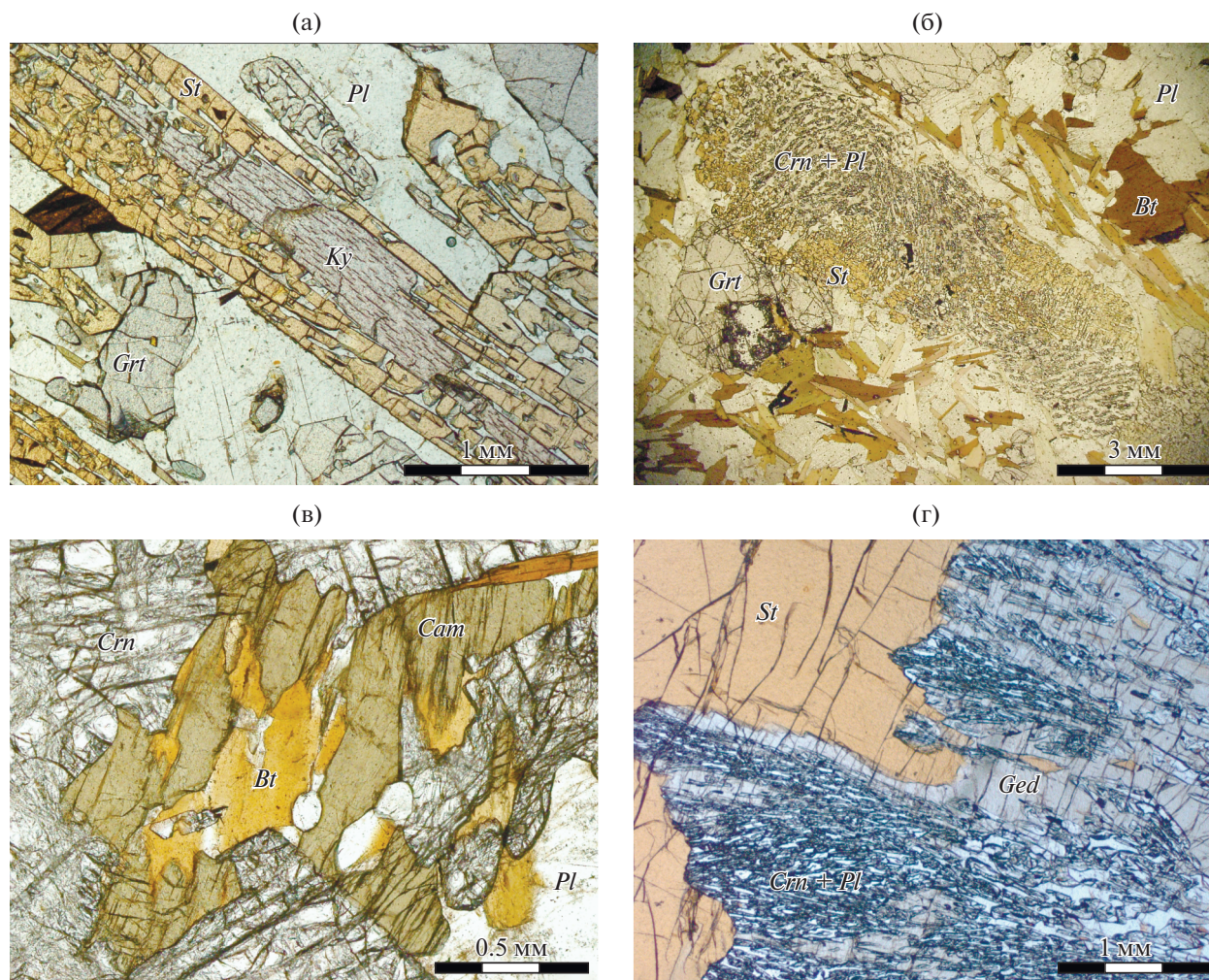


Рис. 4. (а) Плагиоклаз-ставролитовые симплектиты вокруг кристалла кианита в зоне 2; (б) плагиоклаз-ставролитовые и корунд-плагиоклазовые симплектиты на месте кристалла кианита в зоне 3а; (в) срастания биотита и кальциевого амфибола в зоне 4; (г) корунд-жедрит-плагиоклазовые симплектиты вокруг ставролита в зоне 4. Все фото в проходящем свете, без анализатора.

отмечаются срастания биотита и кальциевого амфибола (см. ниже).

Зона 4. Текстура пород меняется от массивной до полосчатой и пятнистой. Структура крупно-среднезернистая, неравномернозернистая (особенно сильно варьирует размер зерен граната — примерно от 1 мм до 1 см), гранобластовая до порфиробластовой при наличии крупных зерен корунда, ставролита, граната. Среди главных минералов, как правило, преобладает плагиоклаз, но количество его крайне непостоянно — от 10 до 80%. Характерны также биотит (5–15%), гранат (около 20%), количество кальциевого амфибола варьирует от 10 до 40%. Кианит здесь отсутствует, но зато появляются крупные кристаллы корунда. В ней же присутствует редкий минерал натрожедрит, описанный в работах предшественников (Серебряков, 2004). Эпизодически встречается ставролит, зачастую в составе симплектитов. Гра-

нат, биотит, амфиболы идиоморфны. Размеры порфиробластов ставролита — до 2 см, присутствуют удлиненные кристаллы корунда розового цвета размером до 6 см в длину, около 1–2 см шириной. В основной массе породы они часто окружены скоплениями кальциевого амфибола и граната. Обычно зерна корунда пронизаны сетью трещин, заполненных диаспором. Также иногда в корунде присутствуют включения парагонита, отсутствующего в матрице породы. В небольшом количестве в породах присутствуют акцессорные минералы — апатит, пирит, рутил и ильменит.

Среди реакционных структур отмечаются корунд-плагиоклазовые и натрожедрит-корунд-плагиоклазовые симплектиты вокруг зерен ставролита (рис. 4г). Часто отмечаются срастания биотита и кальциевого амфибола (рис. 4в). Ставролит в таких реакционных структурах, а также за их пределами иногда встречается в виде реликтов среди

Таблица 1. Разновидности метасоматитов и ассоциирующих с ними плагиоклазитов проявления Хитоостров (в скобках указаны реликтовые минералы)

Положение в зональности	Минеральные ассоциации
Исходный гнейс	$Pl + Bt + Grt + Ky + Qz$
Зона 1	$Pl + Bt + Grt + Ky$
Зона 2	$Pl + Bt + Grt + St$ (по Ky) $Pl + Bt + Grt + St$ $Pl + Bt + Grt + Ged + St$
Зона 3а	$Pl + Bt + Grt + Crn + (St по Ky)$ $Pl + Bt + Crn + (St по Ky)$ $Pl + Bt + Grt + Crn + (St)$ $Pl + Grt + Crn + (St по Ky)$ $Pl + Bt + Grt + Crn + (Ky)$
Зона 3б	$Pl + Cam + (Bt) + Grt + St$ (по Ky) $Pl + Cam + (Bt) + Grt + Ged + St$ (по Ky) $Pl + Cam + (Bt) + Grt + Ged + St$ $Pl + Cam + (Bt) + Grt + St$
Зона 4	$Pl + Cam + (Bt) + Grt + Ged + (St) + Crn$ $Pl + Cam + (Bt) + Grt + (St) + Crn$ $Pl + Cam + (Bt) + Grt + Crn$ $Pl + Cam + (Bt) + Grt + Ged$
Плагиоклазиты	$Pl + Bt + Grt$ $Pl + Bt + Cam$ $Pl + Bt + Ms$ $Pl + Bt$ $Pl + Grt$

натрожедрита, а также среди кальциевого амфибола. Гранат обычно отделен от симплектитов каймой плагиоклаза. Иногда встречаются атолловые гранаты.

В породах всех зон в разной степени проявлены поздние вторичные изменения: хлоритизация биотита и амфиболов, развитие мусковита по биотиту, пелитизация плагиоклаза.

Плагиоклазиты характеризуются пятнистой текстурой, гранобластовой, средне-крупнозернистой, неравномернозернистой структурой. Главным минералом является олигоклаз (обычно – слабо зональный), количество которого в породах 90% и более. В небольших количествах могут встречаться гранат, биотит, кальциевый амфибол, мусковит, циркон, рутил, непрозрачные рудные минералы. Реакционных структур в плагиоклазитах не наблюдается. Вторичные изменения: пелитизация и серицитизация плагиоклаза.

Наиболее полный список минеральных ассоциаций пород разных зон приведен в табл. 1 (используемые в работе символы минералов взяты из (Whitney, Evans, 2010)).

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Составы минералов определялись на сканирующем электроном микроскопе Hitachi S-3400N с энергодисперсионным спектрометром AzTecEnergy 350 и комплектом стандартных образцов в РЦ СПбГУ “Геомодель” (аналитики – В.В. Шилловских и Н.С. Власенко).

Расчет $P-T$ параметров формирования корундсодержащих пород выполнен с применением мультиравновесной термобарометрии, а именно метода TWEEQU, реализованного в компьютерной программе TWQ (версия 2.02b) (Berman, 1991) с базами термодинамических данных JUN92 (Berman, 1988) и VA96A (Berman, Aranovich, 1996). Используются дополнения TWQ_Comb и TWQ_View

(Доливо-Добровольский, 2006а, 2006б). В расчеты включались все основные минералы, кроме ставролита (из-за отсутствия в базе данных описания ставролитового твердого раствора) и натрожедрита (для минерала отсутствуют термодинамические данные). Для обсуждения произведен отбор оптимальных построений, характеризующихся наименьшими значениями параметра сходимости пучков RMSD (5 и менее). В расчетах число независимых реакций $IR = 3$.

Псевдосечения и диаграммы состав–парагенезис построены с помощью программного комплекса *Perple_X* (версия *Perple_X* 6.9.0) (Connolly, 2005). Во всех расчетах применялась термодинамическая база данных минералов и флюидов *hp02ver.dat* (Holland, Powell, 1991, 1998). Все диаграммы рассчитаны в условиях присутствия углекислотно-водного флюида с $X_{CO_2} = 0.3$ (об углекислотно-водном составе флюида свидетельствуют данные по исследованию флюидных включений – Бушева, 1983), это значение позволяет воспроизводить в расчетах значения активности воды, характерные для метаморфизма амфиболитовой фации (Agranovich, Newton, 1999). Выбраны модели твердых растворов (файл *solution_model.dat*): для моноклинного амфибола – *Amph(DPW)*, для ромбического амфибола – *o-Amph*, для граната – *Gt(HP)*, для ставролита – *St(HP)*, для биотита – *Bio(HP)*, для полевых шпатов – *feldspar*, для шпинели – *Sp(HP)*, для ортопироксена – *Orx(HP)*, для клинопироксена – *Srx(HP)*, для кордиерита – *hCrd*, для мусковита – *Mica(M)*, для хлорита – *Chl(HP)*, для карбонатов – *Do(HP)* и *M(HP)*, для расплава – *melt(HP)* (см. описание <http://www.perplex.ethz.ch/>). Химические потенциалы SiO_2 , Na_2O , K_2O предварительно рассчитаны с помощью термодинамического калькулятора *frendly*, входящего в программный комплекс. Изолинии составов минералов (изоплеты) сконструированы с использованием программы *Werami*, входящей в программный комплекс *Perple_X*. Методика построения диаграмм для систем с вполне подвижными компонентами приведена в (Goncalves et al., 2012). Небольшим минусом программного комплекса остается неполнота термодинамических данных для амфиболов; так, в базах данных отсутствуют феррожедрит, натрожедрит, барруазит.

СОСТАВЫ МИНЕРАЛОВ КОРУНДСОДЕРЖАЩИХ ПОРОД ХИТООСТРОВА

Кальциевые амфиболы по составу относятся к чермакитам с низким содержанием Si (5.6–6.5 ф.к.), высокой глиноземистостью ($Al(IV) = 1.5–2.4$ ф.к., $Al(VI) = 0.5–2.0$ ф.к.) и магнезиальностью ($X_{Mg} \geq 0.75$). Позиция А заполнена частично ($(Na + K)$ в позиции А ≤ 0.5). Содержание Na в позиции В от

0.4 до 1 ф.к. (амфиболы с ${}^BNa \geq 0.5$ ф.к. можно отнести к барруазитам) (Hawthorne et al., 2012). Кальциевые амфиболы малокалиевые ($X_{Na} = 0.75–1$), содержание Ti 0.05–0.18 ф.к. (Акимова и др., 2019).

Натрожедрит характеризуется низким содержанием Si (5.5–6.0 ф.к.) и высоким Na (0.67–0.98 ф.к.), относительно постоянной магнезиальностью ($X_{Mg} = 0.7–0.8$), высокой глиноземистостью ($Al(IV) = 2.0–2.5$ ф.к., $Al(VI) = 1.2–1.8$ ф.к.), низким содержанием Ti (0.02–0.07 ф.к.) (при этом часто отмечаются ламели ильменита).

Биотит умеренно-глиноземистый до существенно глиноземистого ($Al(IV) = 1.1–1.5$ ф.к., $Al(VI) = 0.2–0.8$ ф.к.), магнезиальный ($X_{Mg} = 0.54–0.95$), содержит значимое количество Na (X_{Na} до 0.27). Некоторые зерна биотита неоднородны и содержат вставки Na-биотита ($Na = 0.44–0.72$ ф.к., $K = 0.18–0.42$ ф.к.).

Плагиоклазы по составу сильно варьируют ($An_{13–61}$) и образуют непрерывный ряд от олигоклаза до андезина, некоторые точки попадают даже в поле лабрадора. Присутствует и поздний альбит ($An_{6–10}$), развивающийся вместе с хлоритом по биотиту.

Гранаты довольно богаты Mg и Ca ($Alm_{43–78}Prp_{12–46}Grs_{5–19}$), характеризуются слабой обратной (доля пиропы и гроссуляра снижается от центра к краю зерен) или более сложной зональностью.

Ставролит характеризуется широкими вариациями магнезиальности ($X_{Mg} = 10–56\%$). Иногда присутствует примесь Zn (до 0.1 ф.к.), Ti от 0.02 до 0.14 ф.к., Al меняется от 8.60 до 9.22 ф.к.

Составы минералов в оксидной форме, а также формульные коэффициенты, рассчитанные по катионам, и некоторые кристаллохимические характеристики приведены в *ESM_1.xlsx* в *Supplementary*².

Закономерности изменения составов минералов

Плагиоклаз в метасоматитах (особенно во 2 и в 3 зонах), как правило, чуть более основной, чем во вмещающих кианит-гранат-биотитовых гнейсах.

В гранатах из корундсодержащих пород возрастает доля пироповой и гроссуляровой компоненты, по сравнению с вмещающими гнейсами. Наиболее высокой долей гроссуляровой компоненты характеризуются гранаты из пород зоны 2, но она в них не выше, чем во вмещающих гранатовых амфиболитах, где доля гроссуляровой компоненты в гранате достигает 30%. Пироповая

² В Дополнительных материалах к русской и английской онлайн-версиям статьи на сайтах <https://elibrary.ru/> и <http://link.springer.com/> соответственно приведены: *ESM_1.xlsx* (Suppl. 1) – Анализы составов минералов.

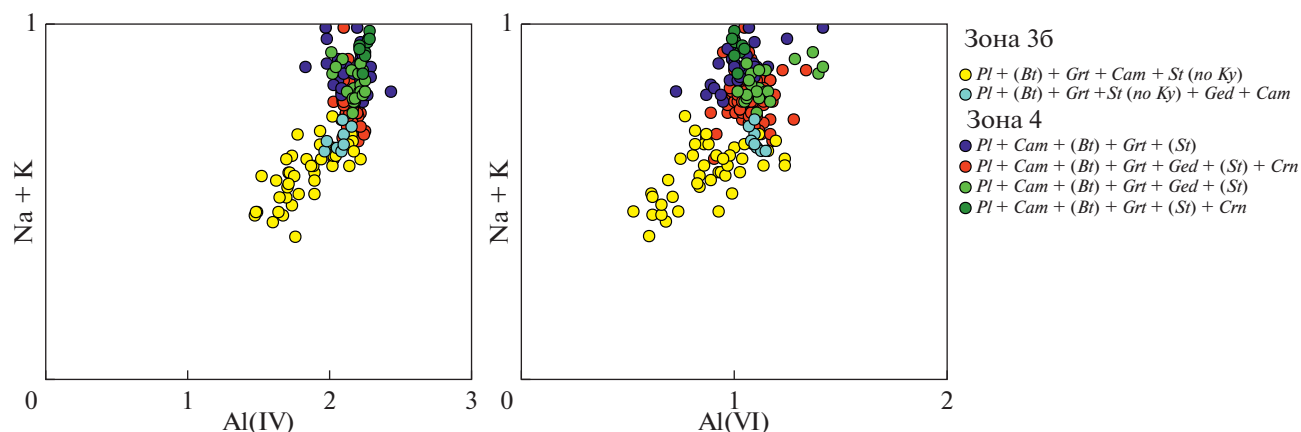


Рис. 5. Вариации состава кальциевых амфиболов на диаграммах: (а) Al(IV)–(Na + K), (б) Al(VI)–(Na + K).

компонента гранатов закономерно возрастает от внешних зон к внутренним, но и ее вариации становятся шире.

Составы кальциевых амфиболов сильно варьируют от зоны 3б к зоне 4: закономерно возрастает глиноземистость (а именно Al(VI)) и содержание щелочей (рис. 5а, 5б). При этом снижается содержание ^{28}Si , поэтому Na входит в позицию В (переход от чермакитов к барруазитам), в то время как позиция А остается частично незаполненной. Кальциевые амфиболы гранатовых амфиболитов (паргаситы и магнезиальные роговые обманки) отличаются от кальциевых амфиболов в породах с корундом значительно меньшей глиноземистостью (Al(IV) = 1.1–1.7 ф.к., Al(VI) = 0.7–0.9 ф.к.), более высоким содержанием Si (6.3–6.9 ф.к.).

Биотиты всех разновидностей корундсодержащих пород характеризуются относительным постоянством состава, они более магнезиальные, чем биотиты вмещающих гранат-биотитовых гнейсов чупинской толщи (в последних X_{Mg} находится в довольно узком диапазоне от 0.57 до 0.62, в этот же диапазон попадает магнезиальность биотитов из гранатовых амфиболитов). В биотитах вмещающих гнейсов, в отличие от биотитов корундсодержащих пород, отсутствует Na, а в биотитах из гранатовых амфиболитов $X_{\text{Na}} \leq 0.04$.

***P–T* ПАРАМЕТРЫ ФОРМИРОВАНИЯ КОРУНДСОДЕРЖАЩИХ ПОРОД ПРОЯВЛЕНИЯ ХИТООСТРОВ**

Ранее для корундсодержащих пород проявления Хитоостров были определены *P–T* параметры их формирования несколькими методами:

– методом декрепитации газовой-жидких включений получены температуры: 660–900°C для первичных включений и 300–500°C – для вторичных включений (Бушева, 1983);

– методом классической минеральной геотермометрии (Grt-Bt, Grt-Hbl, Grt-St геотермометры в программе GeoPath, Ti и Mg в Bt геотермометр) получены температуры 600–700°C, давление оценено в 6–8 кбар (Серебряков, 2004);

– методом изотопно-кислородной термометрии получены температуры 400–475°C для пород с корундом, 375–500°C для пород без корунда (Устинов и др., 2008; Крылов, Глебовицкий, 2017).

– методом термодинамического моделирования в программе Селектор-С установлено, что температура формирования корундсодержащих пород – не менее 720°C, а давления – не менее 10 кбар (Высоцкий и др., 2014).

Поскольку оценки разными методами сильно разнятся, а сведения о парагенезисах, для которых они получены, отсутствуют, необходимы собственные оценки *P–T* параметров методом мультиравновесной термобарометрии.

Для таких оценок пригодны ассоциации амфиболсодержащих метасоматитов с корундом (зона 4), при этом ставролит и натрожедрит не могут участвовать в расчетах. В других зонах либо недостаточно минералов для надежных оценок (таких, где число независимых реакций не меньше 3), либо присутствуют реакционные структуры и возникают сомнения в равновесности минеральной ассоциации.

Наши оценки *P–T* параметров формирования корундсодержащих пород проявления Хитоостров приведены на рис. 6. Полученный диапазон температур формирования корундсодержащих пород – 620–680°C, диапазон давлений – 7.5–8.5 кбар; рассчитанная в TWQ точность построений: dT составляет от ± 2 до ± 11 °C, dP – до ± 0.2 кбар (реальная погрешность больше, так как она включает также ошибки определения составов минералов и их термодинамических свойств).

Отметим, что с миналами биотита (*Phl*, *Ann*) не удалось получить сходящиеся построения. Это

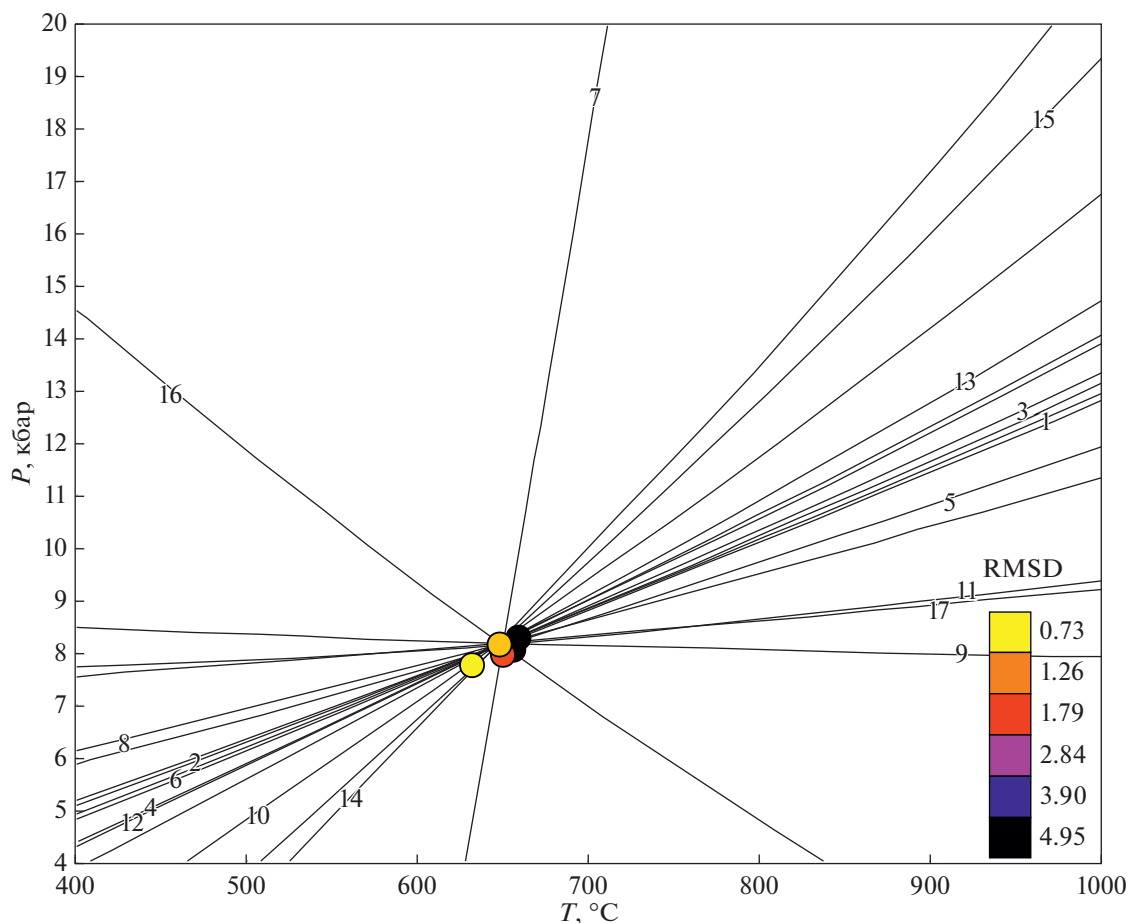


Рис. 6. P – T параметры формирования корундсодержащих пород проявления Хитоостров с минеральной ассоциацией $Pl + Cam + Bt + Grt + Ged + St + Crn$.

$IR = 3$. RMSD – параметр геометрической сходимости пучка. Цифрами отмечены следующие реакции:

1. $3Prg + 36Rt + Prp + 8Grs + 12Alm = 3Ab + 24An + 36Ilm + 3Tr$
2. $6Prg + 48Rt + 8Grs + 16Alm = 6Ab + 24An + 48Ilm + 3Tr + 3Ts$
3. $15Prg + 144Rt + 32Grs + 52Alm = 12Ab + 96An + 144Ilm + 12Tr + 3fPrg$
4. $6Ab + 8Grs + 4Prp + 9Ts = 6Prg + 3Tr + 24An$
5. $4Alm + 12Rt + 3Prg = 3Ts + Prp + 12Ilm + 3Ab$
6. $3Ts + 24Rt + 2Prp + 8Grs + 8Alm = 24An + 24Ilm + 3Tr$
7. $4Alm + 3Prg = 3fPrg + 4Prp$
8. $3fPrg + 36Rt + 5Prp + 8Grs + 8Alm = 3Ab + 24An + 36Ilm + 3Tr$
9. $8Grs + 13Prp + 36Rt + 9fPrg = 6Prg + 3Tr + 36Ilm + 24An + 3Ab$
10. $6Ab + 4Alm + 8Grs + 9Ts = 3fPrg + 3Prg + 3Tr + 24An$
11. $fPrg + 3Prg + 16Rt + 4Alm = 4Ab + 16Ilm + 4Ts$
12. $3Prg + 6Ts + 48Rt + 16Grs + 20Alm = 48An + 48Ilm + 6Tr + 3fPrg$
13. $5Ts + 16Rt + 8Grs + 8Alm + 2Ab = 24An + 16Ilm + 3Tr + 2fPrg$
14. $10Ab + 8Grs + 16Ilm + 13Ts = 4fPrg + 6Prg + 3Tr + 16Rt + 24An$
15. $9Ts + 8Grs + 8Alm + 6Ab = 24An + 4Prp + 3Tr + 6fPrg$
16. $Prp + 4Rt + fPrg = Ts + 4Ilm + Ab$
17. $8Grs + 10Prp + 24Rt + 3Ts + 6fPrg = 6Prg + 3Tr + 24Ilm + 24An$.

свидетельствует о том, что биотит не в равновесии с какими-то из минералов, использовавшихся в расчетах.

Для дальнейшего термодинамического моделирования выбрана следующая оценка: $T = 650^\circ\text{C}$, $P =$

8 кбар. Она хорошо согласуется с оценкой P – T параметров формирования корундсодержащих пород методами классической термобарометрии (Серебряков, 2004). Эта оценка также не противоречит и оценкам условий раннесвекофеннского ме-

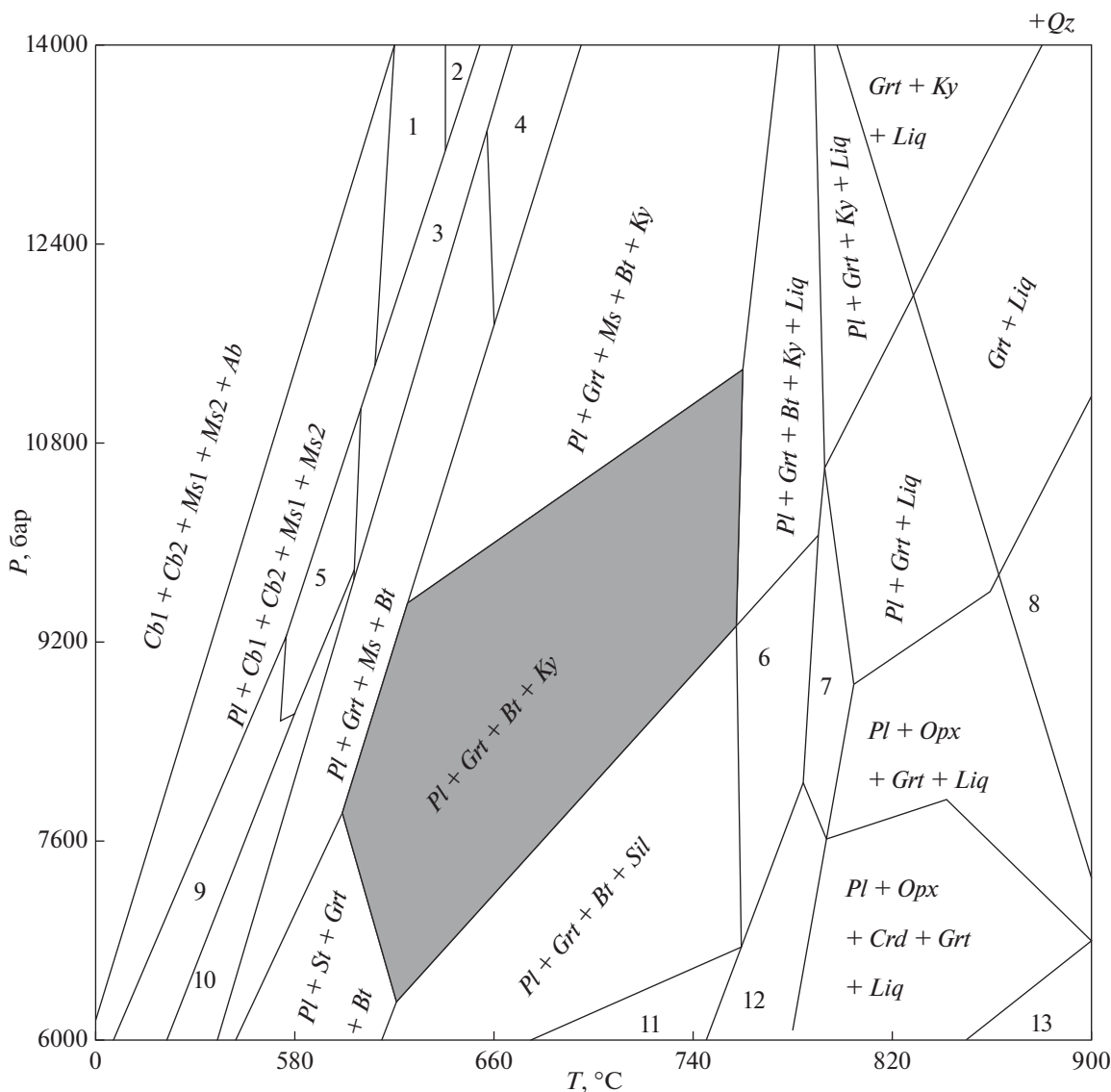


Рис. 7. *P–T* псевдосечение для заданного состава мигматизированных кианит-гранат-биотитовых гнейсов чупинской толщи (Мыскова и др., 2001) с минеральной ассоциацией *Pl + Qtz + Bt + Grt + Ky*.

$X_{CO_2} = 0.3$. Поле гнейсов отмечено серым цветом. Цифрами обозначены ассоциации: 1 – *Pl + Cal + Dol + Ms + Pg + Cam*, 2 – *Cal + Dol + Ms + Pg + Cam*, 3 – *Cal + Dol + Ms + Bt + Cam*, 4 – *Pl + Grt + Ms + Pg + Bt*, 5 – *Pl + Cal + Dol + Ms + Bt + Cam*, 6 – *Pl + Grt + Bt + Sil + Liq*, 7 – *Pl + Grt + Bt + Liq*, 8 – *Opx + Grt + Liq*, 9 – *Pl + Cal + Dol + Ms + Bt*, 10 – *Pl + Cb + Ms + Bt + Cam*, 11 – *Pl + Crd + Grt + Bt + Sil*, 12 – *Pl + Crd + Grt + Bt + Liq*, 13 – *Pl + Opx + Crd + Liq*.

таморфизма (во время которого сформировались корундсодержащие породы): $T = 640–765^{\circ}C$, $P = 8–11.7$ кбар (Козловский и др., 2016, 2020).

ТЕРМОДИНАМИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ПРОЦЕССА ФОРМИРОВАНИЯ КОРУНДСОДЕРЖАЩИХ ПОРОД

Моделирование метаморфизма кианит-гранат-биотитовых гнейсов чупинской толщи

Для рассмотрения фазовых равновесий в кианит-гранат-биотитовых гнейсах и в развивающихся

по ним метасоматитах удобна упрощенная модельная система $SiO_2-Al_2O_3-FeO-MgO-CaO-Na_2O-K_2O-H_2O-CO_2$. В кианит-гранат-биотитовых гнейсах все компоненты, кроме H_2O и CO_2 , инертны, SiO_2 – избыточный компонент (в породах присутствует кварц). Минеральные равновесия в такой системе выражаются на плоскости в виде *P–T* проекции (рис. 7).

На полученном псевдосечении для заданного состава мигматизированных кианит-гранат-биотитовых гнейсов чупинской толщи (в мас. %: $SiO_2 – 63.57$, $Al_2O_3 – 18.12$, $FeO – 6.43$, $MgO – 3.95$, $CaO –$

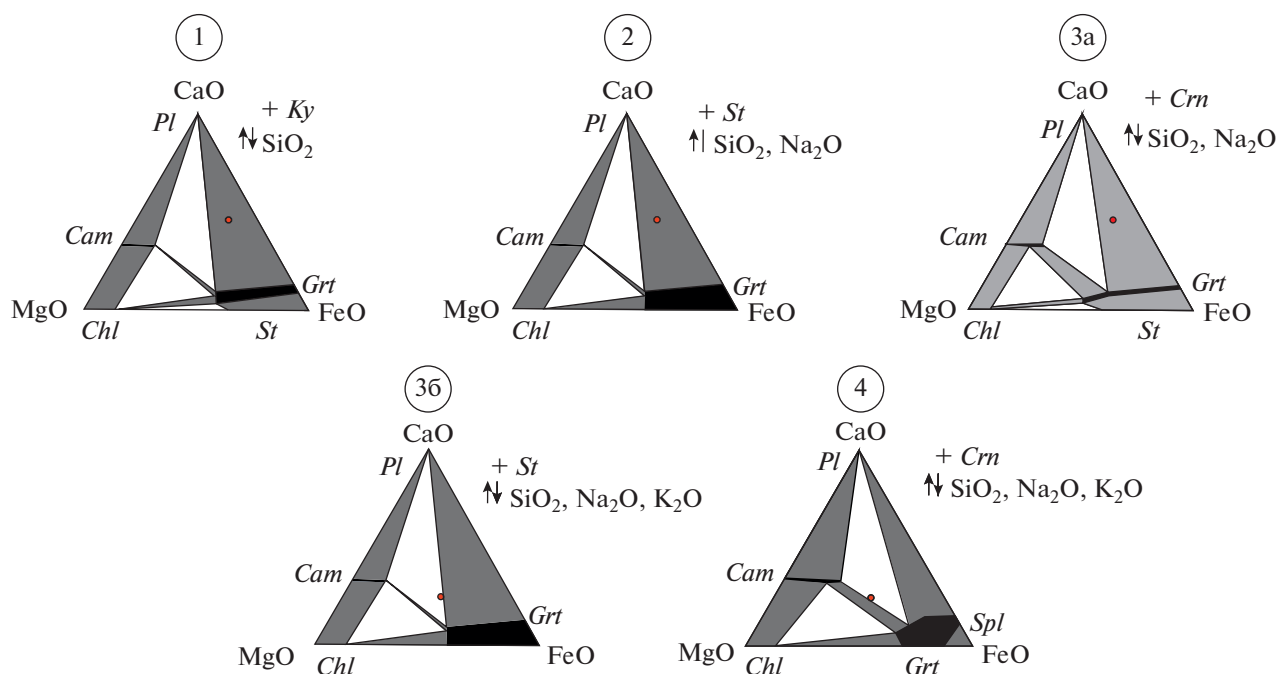


Рис. 8. Диаграммы состав–парагенезис к псевдосечениям в координатах $\mu(\text{SiO}_2)$ – $\mu(\text{Na}_2\text{O})$. Красной точкой показан состав кианит-гранат-биотитового гнейса чупинской толщи. Цифры в кружках соответствуют номерам зон, для которых построены ДСП. На диаграммах для зон 3б и 4 точка гнейса смещена за счет частичного вычета K_2O .

2.54, Na_2O – 2.96, K_2O – 2.44) (Мыскова, 2001) видно, что ассоциация $Pl + Bt + Grt + Ky + Qz$, отмечаемая в кианит-гранат-биотитовых гнейсах, вмещающих корундсодержащие породы, устойчива в интервале температур 590–750°C и давлений от 6.4 до 11.2 кбар. Как при более высоких давлениях, так и при более низких температурах в гнейсах появляется мусковит, при более низких давлениях исчезает кианит и появляется силлиманит. С повышением температуры и давления начинаются процессы частичного плавления. С понижением температуры и давления могут сформироваться ставролитсодержащие ассоциации, однако диапазон условий их формирования довольно узок – температурный интервал 560–620°C, давление не более 7.6 кбар; этим можно объяснить их редкость в породах чупинской толщи (Шуркин и др., 1962).

Термодинамическое моделирование метасоматического процесса преобразования кианит-гранат-биотитовых гнейсов чупинской толщи

Для рассмотрения фазовых равновесий в зоне 1 корундсодержащих метасоматитов выбрана следующая модельная система: CaO , FeO , MgO – виртуальные инертные компоненты, Al_2O_3 – избыточный компонент, K_2O , Na_2O – обособленные компоненты (K_2O присутствует только в биотите,

Na_2O – только в плагиоклазе), SiO_2 – подвижный компонент. В дальнейшем обособленные Na_2O , а затем и K_2O становятся подвижными. В таких системах взаимоотношения минералов удобно рассматривать на треугольных диаграммах состав–парагенезис (рис. 8).

Во фронтальной зоне минеральной зональности апогнейсовых корундсодержащих пород исчезает кварц, что описывается простой реакцией:



Эта реакция соответствует переходу SiO_2 в подвижное состояние. Как видно на диаграмме T – $\mu(\text{SiO}_2)$ (рис. 9), ниже линии насыщения кремнеземом в кианит-гранат-биотитовых гнейсах появляется парагенезис $Pl + Bt + Grt + Ky$, отмечаемый в зоне 1 минеральной зональности апогнейсовых корундсодержащих пород.

Во второй зоне происходит замещение крупных кристаллов кианита ставролит-плагиоклазовыми симплектитами (свидетельствующее об участии в минеральных преобразованиях плагиоклаза) после полного исчезновения кварца. Здесь в подвижное состояние переходит Na_2O , в пользу чего свидетельствует появление во внутренних зонах метасоматитов натробиотита, натрожедрита и Na – Ca -амфибола. На псевдосечении в координатах $\mu(\text{SiO}_2)$ – $\mu(\text{Na}_2\text{O})$ (рис. 10) видно, что при переходе в подвижное состояние Na_2O на фоне

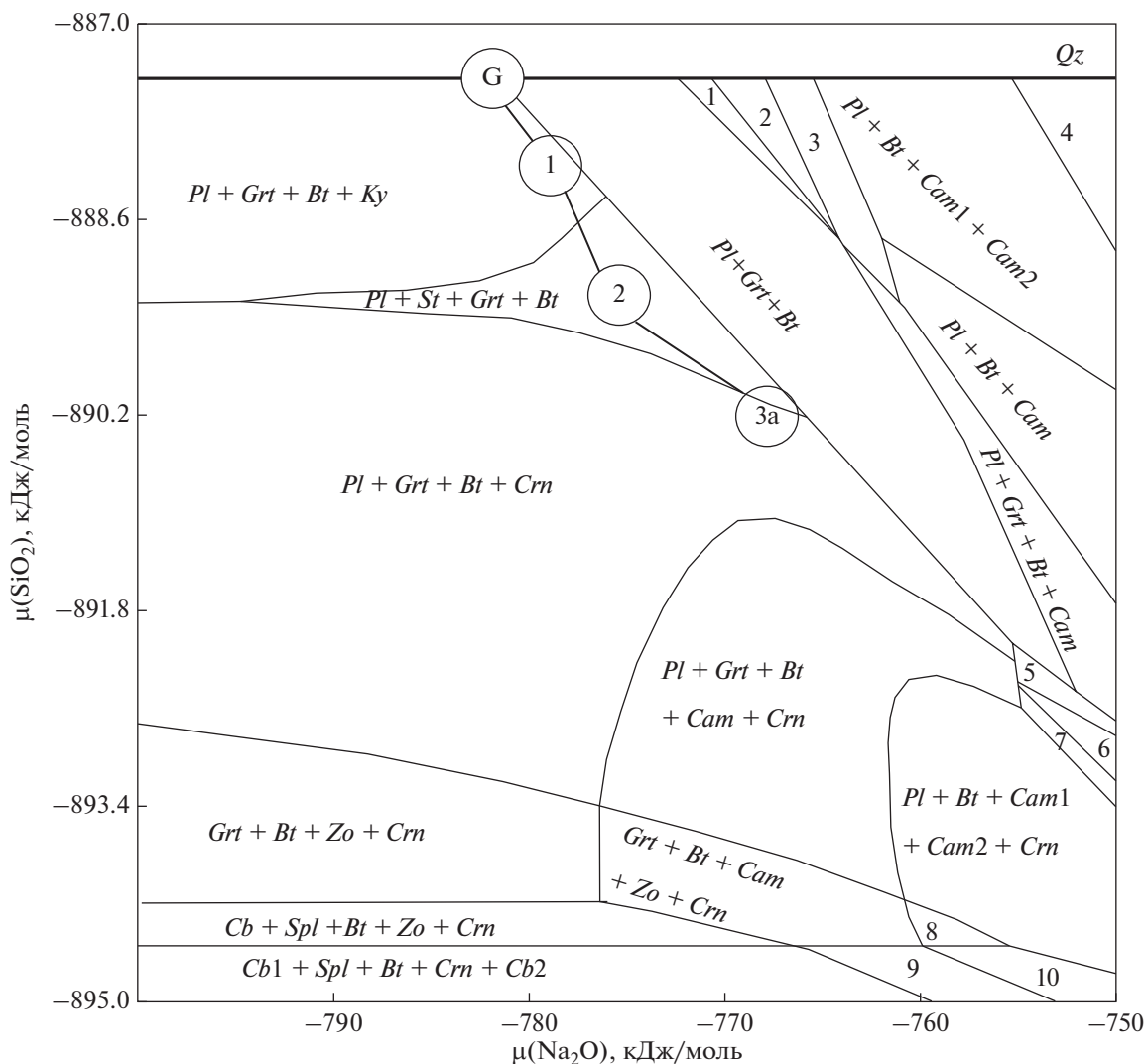


Рис. 10. $\mu(\text{SiO}_2)$ – $\mu(\text{Na}_2\text{O})$ псевдосечение для заданного состава мигматизированных кианит-гранат-биотитовых гнейсов чупинской толщи (Мыскова и др., 2001) с минеральной ассоциацией $Pl + Qz + Bt + Grt + Ky$.

$T = 650^\circ\text{C}$, $P = 8$ кбар, $X_{\text{CO}_2} = 0.3$. Цифры в кружках отвечают зонам с соответствующими диаграммами состав–парагенезис. Буквой G обозначено положение парагенезиса кианит-гранат-биотитовых гнейсов. Цифрами обозначены ассоциации: 1 – $Pl + Opx + Grt + Bt$, 2 – $Pl + Opx + Bt + Cam$, 3 – $Pl + Opx + Bt + Cam1(Hbl) + Cam2(Gln)$, 4 – $Pl + Cpx + Bt + Cam1(Hbl) + Cam2(Gln)$, 5 – $Pl + Spl + Grt + Bt + Cam$, 6 – $Pl + Spl + Bt + Cam$, 7 – $Pl + Spl + Bt + Cam + Crn$, 8 – $Bt + Cam1(Ts) + Cam2(Fis) + Zo + Crn$, 9 – $Spl + Bt + Cam + Crn + Cal$, 10 – $Bt + Cam1(Ts) + Cam2(Fis) + Crn + Cal$.

тасоматозом. Противоположное поведение Na_2O в реакциях (2) и (3) отвечает взаимно противоположному наклону линий этих равновесий, ограничивающих поле $Pl + Bt + Grt + St$ на рис. 10. Хотя обсуждаемые парагенезисы ($Pl + Bt + Grt + Ky$, $Pl + Bt + Grt + St$ и $Pl + Bt + Grt + Crn$) присутствовали и на диаграмме T – $\mu(\text{SiO}_2)$, но на диаграмме $\mu(\text{SiO}_2)$ – $\mu(\text{Na}_2\text{O})$ добавляется возможность изменения состава плагиоклаза, которое имеет место в действительности.

Согласно результатам термодинамического моделирования, протекание этой реакции обеспечивает увеличение объемного процента содержания граната на 2% и при этом уменьшение объ-

емного процента содержания плагиоклаза на 3.5% и появление 5% корунда. На диаграммах состав–парагенезис (рис. 8) этот процесс выражается в том, что вместо ставролита носителем избыточного глинозема становится корунд.

Согласно петрографическим данным, кальциевый амфибол начинает появляться уже в тех разновидностях, где отмечаются ставролит-плагиоклазовые симплектиты вокруг кианита (зона 3б). Все эти данные свидетельствуют о том, что K_2O во внутренних зонах корундсодержащих метасоматитов переходит в подвижное состояние. При вполне подвижном состоянии K_2O фазовые соот-

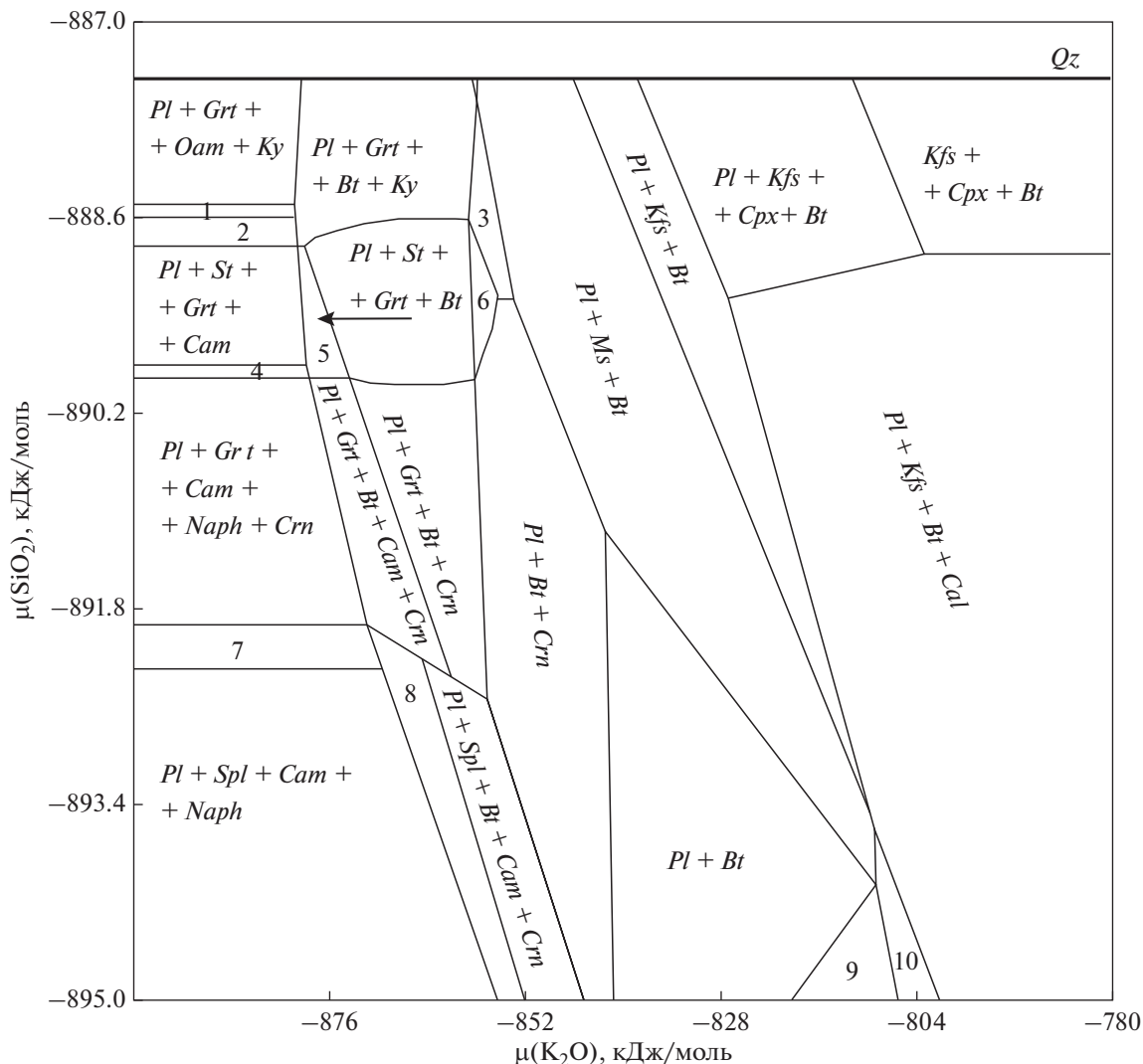
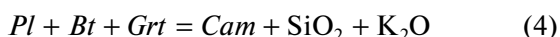


Рис. 11. $\mu(\text{SiO}_2)$ – $\mu(\text{K}_2\text{O})$ псевдосечение для заданного состава мигматизированных кианит-гранат-биотитовых гнейсов чупинской толщи (Мыскова и др., 2001). $T = 650^\circ\text{C}$, $P = 8$ кбар, $X_{\text{CO}_2} = 0.3$. Стрелкой показано направление процесса. *Naph* – На-флогопит. Цифрами обозначены ассоциации: 1 – $Pl + Grt + Oam + Cam + Ky$, 2 – $Pl + Grt + Cam + Ky$, 3 – $Pl + Bt + Ky$, 4 – $Pl + St + Grt + Cam + Naph$, 5 – $Pl + St + Grt + Bt + Cam$, 6 – $Pl + Grt + Cam + Ky$, 7 – $Pl + Spl + Grt + Cam + Naph$, 8 – $Pl + Spl + Bt + Cam$, 9 – $Pl + Bt + Cb$, 10 – $Pl + Ms + Bt + Cb$.

ношения в исследуемой системе изображаются на диаграмме $\mu(\text{SiO}_2)$ – $\mu(\text{K}_2\text{O})$ (рис. 11).

Рисунок 11 демонстрирует, что уменьшение химического потенциала K_2O приводит к появлению в биотитсодержащих ассоциациях кальциевого амфибола, а затем и к исчезновению биотита. Таким образом, протекание реакции:



в конечном счете обеспечивает переход от парагенезиса $Pl + Bt + St + Grt$ к парагенезису $Pl + St + Grt + Cam$ в амфиболовой зоне. Согласно результатам термодинамического моделирования, в ходе протекания этой реакции появляется 6.5–7% кальциевого амфибола.

Программный комплекс *Perplex* не позволяет моделировать метасоматоз с более чем двумя вполне подвижными компонентами. Чтобы учесть при моделировании подвижное поведение K_2O и уменьшение его химического потенциала, количество K_2O в исходном составе было уменьшено до 0.87 мас. % (это значение отвечает химическому потенциалу K_2O в поле парагенезиса $Pl + St + Grt + Cam$ на диаграмме $\mu(\text{SiO}_2)$ – $\mu(\text{K}_2\text{O})$). Уменьшение количества K_2O в исходном составе приводит, в частности, к смещению точки кианит-гранат-биотитового гнейса на диаграммах состав–парагенезис (диаграммы 3 и 4 на рис. 8) вследствие вычитания биотита из состава породы.

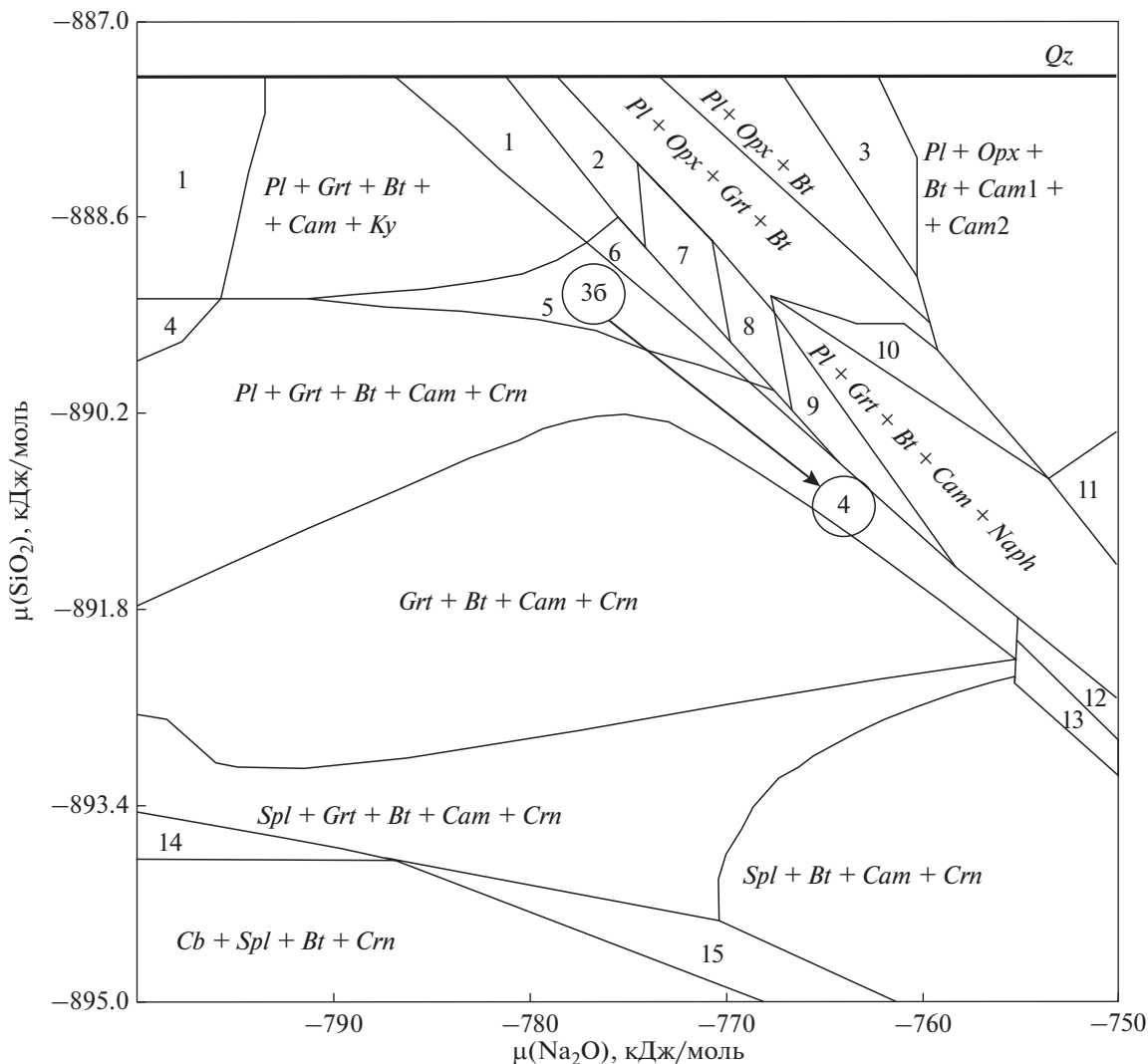


Рис. 12. $\mu(\text{SiO}_2)$ – $\mu(\text{Na}_2\text{O})$ псевдосечение для заданного состава мигматизированных кианит-гранат-биотитовых гнейсов чупинской толщи (Мыскова и др., 2001).

$T = 650^\circ\text{C}$, $P = 8$ кбар, $X_{\text{CO}_2} = 0.3$. Количество K_2O в исходном составе уменьшено до 0.87 мас. %. *Naph* – Na-флогопит. Цифры 36 и 4 в кружках отвечают соответствующим диаграммам состав–парагенезис. Цифрами обозначены ассоциации: 1 – *Pl + Grt + Bt + Ky*, 2 – *Pl + Grt + Bt*, 3 – *Pl + Opx + Bt + Cam*, 4 – *Pl + Grt + Bt + Crn*, 5 – *Pl + St + Grt + Bt + Cam*, 6 – *Pl + St + Grt + Bt*, 7 – *Chl + Pl + Grt + Bt*, 8 – *Pl + Grt + Bt + Cam*, 9 – *Pl + Grt + Bt + Naph*, 10 – *Pl + Opx + Grt + Bt + Cam*, 11 – *Pl + Bt + Cam1(Hbl) + Cam2(Gln) + Naph*, 12 – *Pl + Spl + Bt + Cam*, 13 – *Pl + Spl + Bt + Cam + Crn*, 14 – *Cb + Spl + Grt + Bt + Crn*, 15 – *Cb + Spl + Bt + Cam + Crn*.

Условия формирования ассоциаций амфибол-содержащих пород со ставролитом и корундом (зоны 36, 4) отражены на псевдосечении $\mu(\text{SiO}_2)$ – $\mu(\text{Na}_2\text{O})$ с уменьшенным в исходном составе количеством K_2O (рис. 12). Разрастание поля кальциевого амфибола обеспечивает его появление в ставролитовом парагенезисе при тех же химических потенциалах $\mu(\text{SiO}_2)$ – $\mu(\text{Na}_2\text{O})$, что и в зоне 2.

При этом на полученном псевдосечении все еще присутствует биотит, поскольку достаточное для его формирования количество K_2O имеется в исходном составе. Однако при дальнейшем переходе в подвижное состояние K_2O биотит будет

становиться нестабильным и окончательно исчезать, что приведет к формированию парагенезиса *Pl + Grt + St + Cam*. Возвращаясь к данным мультиравновесной термобарометрии, отметим, что с биотитом не удавалось получить сходящиеся построения по причине того, что биотит не в равновесии с кальциевым амфиболом.

Парагенезис *Pl + Grt + St + Cam* будет сменяться парагенезисом *Pl + Grt + Cam + Crn* при уменьшении $\mu(\text{SiO}_2)$ и увеличении $\mu(\text{Na}_2\text{O})$, чему соответствует реакция (3), которая в данном случае протекает в присутствии кальциевого амфибола, а не биотита.

Таким образом, парагенезис $Pl + Grt + Cam + Crn$, отмечаемый в зоне 4 корундсодержащих пород, сформировался при продолжающейся десиликации кианит-гранат-биотитовых гнейсов, сопровождающейся Na-щелочным метасоматозом, после перехода в подвижное состояние K_2O .

Положение на всех псевдосечениях кружков с номерами зон и диаграмм состав–парагенезис отвечает параметрам формирования пород этих зон и определено исходя из модельных вариаций составов минералов (см. далее).

За рамками термодинамического моделирования остается вопрос о подвижном поведении CaO , обсуждавшемся ранее в работе (Серебряков, Русинов, 2004). Петрохимические данные свидетельствуют о некотором увеличении количества CaO в корундсодержащих породах, по сравнению с вмещающими кианит-гранат-биотитовыми гнейсами (Серебряков, 2004). Тем не менее никаких реакционных структур, отвечающих минеральному преобразованию, которым бы маркировался переход CaO в подвижное состояние, в шлифах не отмечалось. Возможно, несколько повышенное содержание CaO являлось особенностью протолита, по которому развивались корундсодержащие метасоматиты. Вариации состава кианит-гранат-биотитовых гнейсов чупинской толщи допускают повышенное содержание CaO , вплоть до 4.5 мас. % (Володичев, 1990; Мыскова, 2001).

МОДЕЛЬНЫЕ ВАРИАЦИИ СОСТАВОВ МИНЕРАЛОВ

Моделирование вариаций составов минералов в $Perplex$ – несколько более сложная задача в силу ряда ограничений, связанных с несовершенством термодинамических моделей твердых растворов. Во-первых, невозможно учесть вхождение Na в позицию K в биотите, контролируемое меняющимся соотношением $\mu(Na_2O)$ и $\mu(K_2O)$. Во-вторых, не учитывается присутствие натрожедрита в минеральных ассоциациях. В-третьих, существующие модели твердого раствора кальциевого амфибола не позволяют учесть возможность формирования амфиболов с $Al(IV) > 2$ ф.к. и ${}^BNa > 0.5$ ф.к. в моделируемых условиях. Тем не менее количественная оценка характера процесса невозможна без модельных вариаций составов минералов.

На рис. 13а, 13б видно, что состав плагиоклаза контролируется как процессом десиликации, так и Na-щелочным метасоматозом, т.е. преобладание десиликации будет приводить к смещению состава плагиоклаза в сторону более основного (что отмечается в зоне 2), а Na-щелочной метасоматоз при этом может способствовать сохранению постоянства состава плагиоклаза или даже его смещению в сторону более кислого (что наблюдается в зонах 3, 4). Подвижность SiO_2 и Na_2O

оказывает влияние и на состав граната: десиликация будет приводить к возрастанию кальциевости ($X_{Ca} = Ca/(Ca + Mg + Fe)$) (что и отмечается в зоне 2), а Na-щелочной метасоматоз – к ее уменьшению (что имеет место в зонах 3б, 4) (рис. 13в, 13г).

На глиноземистость биотита при этом десиликация оказывает довольно слабое влияние (рис. 12д), а возрастание $\mu(Na_2O)$ приводит к сохранению постоянства содержания $Al(IV)$. Этим объясняется отсутствие значимых вариаций состава биотита в корундсодержащих породах.

Возрастание $\mu(Na_2O)$ приводит и к росту содержания Na в кальциевом амфиболе (рис. 13е), однако модельные вариации оказываются несколько уже природных в силу, как уже было сказано, несовершенства моделей твердых растворов.

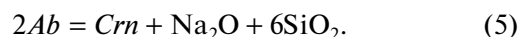
Сопоставление модельных вариаций составов плагиоклаза, а затем и других минералов (см. рис. 13а–13е) с природными (см. *ESM_1.xlsx* в Supplementary) позволило определить с содержанием зон метасоматической колонки корундсодержащих метасоматитов на псевдосечениях (рис. 10, 12) и направлением тренда метасоматического процесса.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Полученные результаты свидетельствуют о том, что все разновидности корундсодержащих пород проявления Хитоостров сформировались путем метасоматической переработки (десиликации) кианит-гранат-биотитовых гнейсов чупинской толщи, которая осуществлялась во время свекофеннского этапа регионального метаморфизма амфиболитовой фации кианитовой фациальной серии. О синметаморфическом характере процесса свидетельствует сходство параметров метаморфизма и метасоматоза.

Присутствие в корундсодержащих породах натрожедрита и Na–Ca-амфибола (барруазита) является свидетельством того, что десиликация кианит-гранат-биотитовых гнейсов сопровождалась повышением щелочности, а замещение биотита кальциевым амфиболом и натробиотитом отражает повышение Na/K во флюиде. Комбинация десиликации с повышением Na/K во флюиде привела к формированию необычного парагенезиса $Pl + Grt + St + Cam$, где ставролит находится в равновесии с кальциевым амфиболом.

Используя равновесие плагиоклаза с корундом/кианитом (линия равновесия на рис. 10 и 12, разделяющая поля с корундом и без него, и параллельные ей изолинии состава плагиоклаза в поле корунда на рис. 13а), легко понять, как соотносятся между собой по интенсивности десиликация и щелочной натровый метасоматоз:



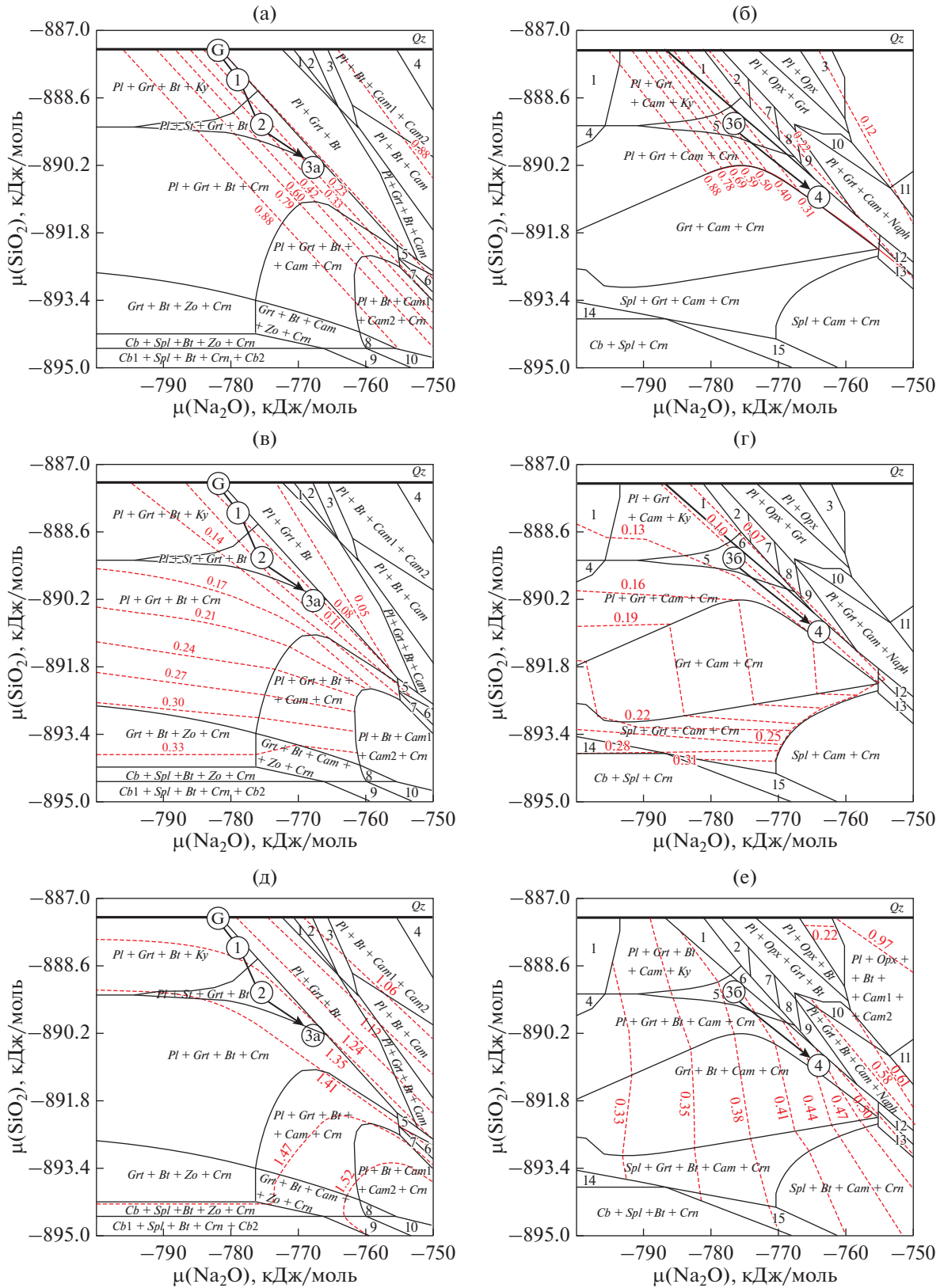


Рис. 13. Диаграммы с изоплетами, отражающие модельные вариации: аноритовой компоненты в плагиоклазе в зонах 1–3а (а), аноритовой компоненты в плагиоклазе в зонах 36, 4 (б), Ca/(Ca + Mg + Fe) в гранате в зонах 1–3а (в), Ca/(Ca + Mg + Fe) в гранате в зонах 36, 4 (г), Al(IV) в биотите (д), Na в кальциевом амфиболе (е).

Таблица 2. Схема реконструированной метасоматической зональности корундсодержащих пород проявления Хитоостров

Зона	1	2	3а	3б	4
Парагенезис	<i>Pl + Grt + Bt + Ky</i>	<i>Pl + Grt + Bt + St</i>	<i>Pl + Grt + Bt + Crn</i>	<i>Pl + Grt + Cam + St</i>	<i>Pl + Grt + Cam + Crn</i>
Реликтовые минералы	—	<i>Ky</i>	<i>Ky, St</i>	<i>Bt, Ky</i>	<i>St, Bt</i>
Реакционные минералы	—	<i>St</i>	<i>Crn</i>	<i>Cam</i>	<i>Cam/Crn</i>
Подвижные компоненты	SiO_2	SiO_2, Na_2O	SiO_2, Na_2O	SiO_2, Na_2O, K_2O	SiO_2, Na_2O, K_2O

Поскольку состав плагиоклаза в корундсодержащих породах сохраняется практически таким же, как в гнейсах, можно сделать вывод о том, что в условиях сохранения равновесия кислого плагиоклаза определенного состава и корунда при уменьшении химического потенциала SiO_2 в шесть раз быстрее увеличивался потенциал Na_2O . При этом во внешней ставролитовой зоне повышение щелочности происходило несколько слабее по отношению к десиликации, что привело здесь к небольшому отклонению состава плагиоклаза в сторону более основного.

Основной проблемой предлагаемой концепции метасоматического происхождения корундсодержащих пород ранее являлось то, что разделить разные зоны было проблематично: вместо привычной взгляду геологов эталонной метасоматической зональности с убыванием числа минералов от внешних зон к тыловой в колонке возникают странные минеральные ассоциации, где количество минералов не только не убывает, но даже склонно возрастать. Такое возрастание количества минералов традиционно допускалось только во внешних зонах метасоматитов, где может происходить обогащение перемещенным инертным компонентом (Глебовицкий, Бушмин, 1983).

Известно, что классическая метасоматическая зональность с убыванием числа минералов формируется в строго определенных условиях, которые не всегда реализуются в природе: порода должна быть однородной и тонкопористой, равномерно пропитываться раствором, скорость реакций замещения одних минералов другими должна быть выше скорости раствора (Коржинский, 1982). Если все условия выполнены, а колонка изотермическая, то замещение одних минералов другими происходит мгновенно на границах метасоматических зон (Метасоматизм ..., 1998), в результате чего в пределах конкретной зоны число фаз постоянно.

Условие однородности и тонкопористости пород, очевидно, не выполняется для кианит-гранат-биотитовых гнейсов чупинской толщи, которые к моменту свекофеннского метаморфизма

уже были дважды метаморфизованы, мигматизированы и сложно деформированы.

В случае если процесс был очень быстрым или флюида было недостаточно, наблюдаются реакционные структуры: псевдоморфозы, каймы, симплектиты (Метасоматизм ..., 1998), которые для корундсодержащих пород весьма характерны.

Ни одно из условий возникновения классической метасоматической зональности не выполняется, а значит зональность будет осложняться: некоторые минералы будут сохраняться в следующих зонах (реликтовые минералы).

Кроме того, в каждой зоне будут формироваться реакционные минералы (коими являются ставролит, натрожедрит, кальциевый амфибол, корунд). За счет присутствия реакционных минералов число фаз в разных зонах метасоматической колонки может сохраняться постоянным (Метасоматизм ..., 1998). А наличие реликтовых минералов и вовсе может привести к кажущемуся возрастанию числа фаз от фронтальной зоны к тыловой. Что, по всей видимости, и характерно для корундсодержащих метасоматитов Беломорского подвижного пояса. Таким образом, количество подвижных компонентов и реликтовых минералов возрастает, но в парагенезисе все равно присутствуют четыре минерала.

Полученные нами результаты термодинамического моделирования в совокупности с имеющимися минералого-петрографическими данными позволяют реконструировать метасоматическую зональность корундсодержащих пород, отделив реликтовые минералы от остальных (табл. 2).

Видно, что, несмотря на постепенный переход все новых компонентов в подвижное состояние и возрастание количества реликтовых минералов, во всех парагенезисах все равно остается четыре минерала за счет формирования реакционных минералов. К реакционным минералам, вероятно, относится и присутствующий в некоторых разновидностях корундсодержащих пород натрожедрит.

Стоит отметить, что отчасти метасоматическим процессом оказались захвачены гранатовые

амфиболиты вблизи контакта с кианит-гранат-биотитовыми гнейсами. Это привело к формированию цоизитсодержащих амфиболитов и даже анхимономинеральных цоизититов на Хитоострове и других проявлениях.

Остается нерешенным вопрос о происхождении анхимономинеральных олигоклазитов, тесно ассоциирующих с корундсодержащими породами. Возможно, к их появлению привела десиликация крупных лейкосом. Тела олигоклазитов могли также сформироваться за счет перехода в подвижное состояние Mg и/или Fe в продолжение метасоматического процесса. Это вопрос дальнейших исследований.

Полученная модель может быть распространена на другие проявления апогнейсовых корундсодержащих метасоматитов в Беломорском подвижном поясе.

ВЫВОДЫ

1. Апогнейсовые корундсодержащие метасоматиты Беломорского подвижного пояса сформировались путем десиликации кианит-гранат-биотитовых гнейсов чупинской толщи с Na-щелочным метасоматозом, которая осуществлялась во время свекофеннского этапа регионального метаморфизма амфиболитовой фации кианитовой фациальной серии.

2. Сочетание десиликации с повышением щелочности при метасоматозе способствовало появлению необычных минералов (натрожедрит, натриобиотит, барруазит) и парагенезиса кальциевого амфибола со ставролитом.

3. Тенденция к сохранению и даже к увеличению числа минералов в зональности корундсодержащих метасоматитов объясняется появлением новых минералов и неравновесностью минеральных ассоциаций. Возникновение реакционных минералов во всех зонах приводит к постоянству числа минералов, а одновременное сохранение реликтовых минералов — к увеличению числа минералов.

Благодарности. Авторы благодарны С.А. Бушмину (ИГГД РАН) за ценные советы, Е.Н. Козлову (ГИ КНЦ РАН) за помощь в организации и проведении полевого сезона, П.Я. Азимову и Ш.К. Балтыбаеву (ИГГД РАН) — за консультации при работе с компьютерными программами. Часть материалов для работы предоставлена Н.С. Серебряковым (ИГЕМ РАН). Л.Я. Замечания Арановича (ИГЕМ РАН) и анонимного рецензента позволили существенно улучшить текст статьи.

Финансовые источники. Работа выполнена по теме НИР ИГГД РАН FMUW-2021-0002.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Акимова Е.Ю., Азимов П.Я., Серебряков Н.С. Редкие и необычные минералы корундсодержащих пород Хитоострова (Северная Карелия) // Тр. КолНЦ РАН. 2019. № 6(10). С. 9–15.
- Астафьев Б.Ю., Воинова О.А. Климовский метасоматический комплекс Беломорского подвижного пояса: состав, возраст, геологическая позиция // Геотектоника. 2020. № 1. С. 23–40.
- Бабарина И.И., Степанова А.В., Азимов П.Я., Серебряков Н.С. Неоднородность переработки фундамента в палеопротерозойском Лапландско-Кольском коллизионном орогене, Беломорская провинция Фенноскандинавского щита // Геотектоника. 2017. № 5. С. 3–19.
- Бушева Н.Л. Генетические особенности месторождения корунда в Северной Карелии // Изв. ВУЗов. Геология и разведка. 1983. С. 90.
- Володичев О.И. Беломорский комплекс Карелии. Геология и петрология. Л.: Наука, 1990. 246 с.
- Высоцкий С.В., Игнатьев А.В., Левицкий В.И. и др. Геохимия стабильных изотопов кислорода и водорода корундоносных пород и минералов Северной Карелии как индикатор необычных условий их формирования // Геохимия. 2014. № 9. С. 843–853.
- Глебовицкий В.А., Бушмин С.А. Послемигматитовый метасоматоз. Л.: Наука, 1983. 216 с.
- Доливо-Добровольский Д.В. Компьютерная программа TWQ_View. 2006а. URL: <http://www.dimadd.ru/ru/Programs/twqview>
- Доливо-Добровольский Д.В. Компьютерная программа TWQ_Comb. 2006б. URL: <http://www.dimadd.ru/ru/Programs/twqcomb>
- Другова Г.М. Главные этапы эволюции Чупинской толщи Беломорского складчатого пояса // Записки РМО. 1999. № 3. С. 49–57.
- Кисин А.Ю. Месторождения рубинов в мраморах (на примере Урала). Свердловск: Изд. УрО АН СССР, 1991. 130 с.
- Козловский В.М., Травин В.В., Корпечков Д.И. и др. Геологическое строение, возраст и P–T условия формирования зон пологого расланцевания Беломорского подвижного пояса // Геотектоника. 2016. № 6. С. 52–74.
- Козловский В.М., Травин В.В., Саватенков В.М. и др. Термобарометрия палеопротерозойских метаморфических событий центральной части Беломорского подвижного пояса, Северная Карелия // Петрология. 2020. Т. 28. № 2. С. 184–209.
- Коржинский Д.С. Очерк метасоматических процессов // Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М.: Изд-во АН СССР, 1955. С. 335–457.
- Коржинский Д.С. Теория метасоматической зональности. М.: Наука, 1982. 104 с.
- Крылов Д.П., Глебовицкий В.А. Локальное распределение изотопов кислорода и обмен флюидом при формировании корундсодержащих пород Хитоострова // Докл. АН. 2017. Т. 473. № 5. С. 593–595.
- Крылов Д.П., Сальникова Е.Б., Федосенко А.М. и др. Возраст и происхождение корундсодержащих пород

- о-ва Хитоостров, Северная Карелия // Петрология. 2011. Т. 19. № 1. С. 80–88.
- Лебедев В.К., Калмыкова Н.А., Нагайцев Ю.В. Корунд-ставролит-роговообманковые сланцы Беломорского комплекса // Советская геология. 1974. № 9. С. 78–89.
- Метасоматизм и метасоматические породы // Под ред. В.А. Жарикова, В.Л. Русинова. М.: Научный мир, 1998. 492 с.
- Мыскова Т.А. Глиноземистые гнейсы Беломорья (химический состав, происхождение, условия формирования). Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. СПб.: ИГГД РАН, 2001. 25 с.
- Серебряков Н.С. Петрология корундсодержащих пород чупинской толщи Беломорского подвижного пояса (на примере Чупинского сегмента). Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М.: ИГЕМ РАН, 2004. 30 с.
- Серебряков Н.С., Русинов В.Л. Высокотемпературный высокobarный кальций-натриевый метасоматизм и корундообразование в докембрийском Беломорском подвижном поясе (Карелия) // Докл. АН. 2004. Т. 395. № 4. С. 529–533.
- Серебряков Н.С., Астафьев Б.Ю., Воинова О.А., Пресняков С.Л. Первое локальное Th-U-Pb датирование циркона метасоматитов Беломорского подвижного пояса // Докл. АН. 2007. Т. 413. № 3. С. 388–392.
- Скублов С.Г., Бушмин С.А., Кузнецов А.Б. и др. Изотопный состав кислорода в цирконе из корундсодержащих метасоматитов рудопоявления Дядина гора, Беломорский подвижный пояс // Докл. АН. 2020. Т. 491. С. 71–76.
- Терехов Е.Н. Особенности распределения РЗЭ в корундсодержащих и других метасоматитах периода подъема к поверхности метаморфических пород Беломорского пояса (Балтийский щит) // Геохимия. 2007. № 4. С. 411–428.
- Терехов Е.Н., Левицкий В.И. Геолого-структурные закономерности размещения корундовой минерализации в Северо-Западном Беломорье // Изв. ВУЗов. Геология и разведка. 1991. № 6. С. 3–13.
- Устинов В.И., Бакшеев И.А., Серебряков Н.С. Изотопный состав кислорода минералообразующих флюидов корундсодержащих метасоматитов Хитоостровского и Варацкого проявлений, Северная Карелия // Геохимия. 2008. № 11. С. 1245–1248.
- Ходоревская Л.И., Варламов Д.А. Высокотемпературный метасоматоз в Кийостровском базит-ультрабазитовом расчлененном массиве Беломорского пояса // Геохимия. 2018. № 6. С. 541–558.
- Шуркин К.А., Горлов Н.В., Салье М.Е. и др. Беломорский комплекс Северной Карелии и юго-запада Кольского полуострова (геология и пегматитоносность). Л.: Изд-во АН СССР, 1962. 306 с.
- Altherr R., Okrusch M., Bank H. Corundum- and kyanite-bearing anatexites from the Precambrian of Tanzania // Lithos. 1982. V.15. P. 191–197.
- Aranovich L.Y., Newton R.C. Experimental determination of CO₂-H₂O activity-composition relations at 600–1000°C and 6–14 kbar by reversed decarbonation and dehydration reactions // Amer. Mineral. 1999. V. 84. P. 1319–1332.
- Beach A. The mineralogy of high-temperature shear zones at Scourie, NW Scotland // J. Petrol. 1973. V. 14. P. 231–248.
- Berger J., Femenias O., Ohnenstetter D. et al. Origin and tectonic significance of corundum-kyanite-sapphirine amphibolites from the Variscan French Massif Central // J. Metamorph. Geol. 2010. V. 28. № 3. P. 341–360.
- Berman R.G. Internally consistent thermodynamic data for minerals in the system Na₂O-K₂O-CaO-MgO-FeO-Fe₂O₃-Al₂O₃-SiO₂-TiO₂-H₂O-CO₂ // J. Petrol. 1988. V. 29. P. 445–522.
- Berman R.G. Thermobarometry using multiequilibrium calculations: A new technique with petrologic applications // Canadian Mineral. 1991. V. 29. № 4. P. 833–855.
- Berman R.G., Aranovich L.Ya. Optimized standard state and solution properties of minerals: I. Model calibration for olivine, orthopyroxene, cordierite, garnet, and ilmenite in the system FeO-MgO-CaO-Al₂O₃-TiO₂-SiO₂ // Contrib. Mineral. Petrol. 1996. V. 126. P. 1–24.
- Bindeman I.N., Serebryakov N.S. Geology, Petrology and O and H isotope geochemistry of remarkably ¹⁸O depleted Paleoproterozoic rocks of the Belomorian Belt, Karelia, Russia, attributed to global glaciation 2.4 Ga // Earth Planet. Sci. Lett. 2011. V. 306. P. 163–174.
- Bindeman I.N., Serebryakov N.S., Schmitt A.K. et al. Field and microanalytical isotopic investigation of ultradepleted in ¹⁸O Paleoproterozoic “Slushball Earth” rocks from Karelia, Russia // Geosphere. 2014. V. 10. P. 308–339.
- Bucher K., De Capitani C., Grapes R. The development of a margarite-corundum blackwall by metasomatic alteration of a slice of mica schist in ultramafic rock, Kvesjöen, Norwegian Caledonides // Can. Mineral. 2005. V. 43. P. 129–156.
- Bushmin S.A., Glebovitsky V.A. Scheme of mineral facies of metamorphic rocks and its application to the Fennoscandian shield with representative sites of orogenic gold mineralization // Transactions of KarRC RAS. 2016. № 2. P. 3–27.
- Connolly J.A.D. Computation of phase equilibria by linear programming: A tool for geodynamic modeling and its application to subduction zone decarbonation // Earth Planet. Sci. Lett. 2005. V. 236. P. 524–541.
- Dutrow B.L., Henry D.J., Sun Z. Origin Of Corundum-tourmaline-phlogopite rocks from Badakhshan, Northeastern Afghanistan: A new type of metasomatism associated with sapphire formation // Eur. J. Mineral. 2019. V. 31. № 4. P. 739–753.
- Filina M.I., Sorokina E.S., Botcharnikov R. et al. Corundum anorthosites-kyshymites from the South Urals, Russia: A combined mineralogical, geochemical, and U-Pb zircon geochronological study // Minerals. 2009. № 9. <https://doi.org/10.3390/min9040234>
- Giuliani G., Groat L.A., Fallick A.E. et al. Ruby deposits: A review and geological classification // Minerals. 2020. № 10. <https://doi.org/10.3390/min10070597>
- Goncalves P., Oliot E., Marquer D., Connolly J.A.D. Role of chemical processes on shear zone formation: An example from the Grimsel metagranodiorite (Aar massif, Central Alps) // J. Metamorph. Geol. 2012. V. 30. P. 703–722.
- Hawthorne F.C., Oberti R., Harlow G.E. et al. Nomenclature of the amphibole supergroup // Amer. Mineral. 2012. V. 97. № 11–12. P. 2031–2048.
- Herwartz D., Pack A., Krylov D. et al. Revealing the climate of snowball Earth from δ¹⁷O systematics of hydrothermal rocks // PNAS. 2015. V. 112. № 17. P. 5337–5341.

- Holland T.J.B., Powell R. A Compensated-redlich-kwong (cork) equation for volumes and fugacities of CO₂ and H₂O in the range 1 bar to 50 kbar and 100–1600°C // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1991. V. 109. P. 265–273.
- Holland T.J.B., Powell R. An internally-consistent thermodynamic dataset for phases of petrological interest // *J. Metamorph. Geol.* 1998. № 16. P. 309–344.
- Karmakar S., Mukherjee S., Sanyal S., Sengupta P. Origin of peraluminous minerals (corundum, spinel, and sapphirine) in a highly calcic anorthosite from the Sittampundi Layered Complex, Tamil Nadu, India // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2017. V. 172. № 8. P. 1–23.
- Keulen N., Thomsen T. B., Schumacher J.C. et al. Formation, origin and geographic typing of corundum (ruby and pink sapphire) from the Fiskensæset complex, Greenland // *Lithos.* 2020. V. 366–367.
<http://dx.doi.org/10.1016/j.lithos.2020.105536>
- Kullerud K., Nasipuri P., Ravna E.J.K., Selbekk R.S. Formation of corundum megacrysts during H₂O-saturated incongruent melting of feldspar: *P–T* pseudosection-based modelling from The Skattøra migmatite complex, North Norwegian Caledonides // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2012. V. 164. P. 627–641.
- Li Y., Yang Y., Liu Y.-C., Groppo C., Rolfo F. Muscovite dehydration melting in silica-undersaturated systems: A case study from corundum-bearing anatectic rocks in the Dabie orogen // *Minerals.* 2020. № 10.
<http://dx.doi.org/10.3390/min10030213>
- Nozaka T., Meyer R., Wintsch R.P., Wathen B. Hydrothermal spinel, corundum and diaspore in lower oceanic crustal troctolites from the Hess Deep Rift // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2016. V. 171. № 53. P. 1–14.
- Owens B.E., Belkin H.E., Zerolis J.M. Margarite, corundum, gahnite and zincohögbomite in a blackwall, Raleigh Terrane, Eastern Piedmont Province, USA // *Mineral. Mag.* 2013. V. 77. № 7. P. 2913–2930.
- Pajunen M., Poutainen M. Palaeoproterozoic prograde metasomatic-metamorphic overprint zones in Archaean tonalitic gneisses eastern Finland // *Bull. Geol. Soc. Finland.* 1999. V. 71. № 1. P. 73–132.
- Raith M.M., Rakotondrazafy R., Sengupta P. Petrology of corundum-spinel-sapphirine-anorthite rocks ('sakenites') from the type locality in southern Madagascar // *J. Metamorph. Geol.* 2008. V. 26. P. 647–667.
- Raith M.M., Srikantappa C., Sengupta P. et al. Corundum-leucosome-bearing aluminous gneiss from Ayyarmalai, Southern Granulite Terrain, India: A textbook example of vapor phase-absent muscovite-melting in silica undersaturated aluminous rocks // *Amer. Mineral.* 2010. V. 95. P. 897–907.
- Riesco M., Stuwe K., Reche J. Formation of corundum in metapelites around ultramafic bodies. An example from the Saualpe region, Eastern Alps // *Mineral. Petrol.* 2005. V. 83. P. 1–25.
- Whitney D.L., Evans B.W. Abbreviations for names of rock-forming minerals // *Amer. Mineral.* 2010. V. 95. P. 185–187.
- Yakymchuk C., Szilas K. Corundum formation by metasomatic reactions in Archean metapelite, SW Greenland: Exploration vectors for ruby deposits within high-grade greenstone belts // *Geoscience Frontiers.* 2018. V. 9. № 3. P. 27–749.
- Zakharov D.O., Bindeman I.N., Serebryakov N.S. et al. Low $\delta^{18}\text{O}$ rocks in the Belomorian belt, NW Russia, and Scourie dikes, NW Scotland: A record of ancient meteoric water captured by the early paleoproterozoic global mafic magmatism // *Precambrian Res.* 2019. V. 333.
<http://dx.doi.org/10.1016/j.precamres.2019.105431>

Thermodynamic Modeling of the Formation of Corundum-Bearing Metasomatic Rocks of the Belomorian Mobile Belt (Fennoscandian Shield)

E. Y. Akimova^{1, 2} and A. B. Kol'tsov³

¹ Institute of Precambrian Geology and Geochronology, Russian Academy of Sciences, St. Petersburg, Russia

² Institute of Earth Sciences of St. Petersburg State University, St. Petersburg, Russia

³ St. Petersburg State University, St. Petersburg, Russia

The mineral zoning of corundum-bearing rocks of the Belomorian mobile belt, the genesis of which remains controversial, has been studied using the example of one of the typical occurrences (Khitoostrov). Based on the estimates of the *P–T* parameters of the formation of corundum-bearing rocks by the multi-equilibrium thermobarometry method, in the *Perple_X* 6.9.0 software package pseudo-sections were constructed in the coordinates *P–T*, *T–μ(SiO₂)*, *μ(SiO₂)–μ(Na₂O)*, *μ(SiO₂)–μ(K₂O)*, modeling the metasomatic transformation of migmatized kyanite-garnet-biotite gneisses of the Chupa sequence. It has been established that the mineral zoning of corundum-bearing rocks reflects the successive transition to the mobile state of SiO₂, Na₂O and K₂O. Desilication in the outer zones led to the formation of quartz-free associations, alkaline Na-metasomatism against the background of ongoing desilication led to the formation of associations with staurolite and plagioclase, and K₂O removal led to the replacement of biotite with calcium amphibole. Further desilication and Na-metasomatism led to the appearance of associations with corundum. This process was reflected in an increase in the sodium content in calcium amphibole, variations in the calcium content of garnet, and the plagioclase compositions remained practically constant.

Keywords: Belomorian mobile belt, corundum-bearing rocks, thermobarometry, pseudosections, metasomatism