

ИСТОРИЯ ФОРМИРОВАНИЯ КОРОНИТОВЫХ МЕТАГАББРОНОРИТОВ БЕЛОМОРСКОЙ ПРОВИНЦИИ ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ЩИТА: РЕЗУЛЬТАТЫ U-Pb (CA-ID-TIMS) ДАТИРОВАНИЯ ЦИРКОН-БАДДЕЛЕИТОВЫХ АГРЕГАТОВ¹

© 2022 г. Е. Б. Сальникова^{a, *}, А. В. Степанова^b, П. Я. Азимов^a, М. А. Суханова^a,
А. Б. Котов^a, С. В. Егорова^b, Ю. В. Плоткина^a, Е. В. Толмачева^a,
А. В. Кервинен^b, Н. В. Родионов^c, В. С. Степанов^b

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

^bИнститут геологии Карельского НЦ РАН, Петрозаводск, Россия

^cВсероссийский научно-исследовательский геологический институт
им. А. П. Карпинского, Санкт-Петербург, Россия

*e-mail: katesalnikova@yandex.ru

Поступила в редакцию 13.12.2021 г.

После доработки 28.03.2022 г.

Принята к публикации 18.05.2022 г.

Оценка возраста кристаллизации и метаморфических преобразований базитов, развитых в пределах полициклических докембрийских областей, является сложной задачей. В широком диапазоне температур и давлений (от зеленосланцевой до гранулитовой фаций) магматический бадделеит может частично или полностью замещаться цирконом, в результате чего образуются агрегаты, центральные части которых сложены бадделеитом, заключенным в цирконовую поликристаллическую оболочку. Определение возраста каждой из фаз агрегатов позволяет получить информацию как о возрасте магматического события, так и наложенного метаморфизма, однако является нетривиальной задачей. На примере Амбарнского габброноритового массива Беломорской провинции (Фенноскандинавский щит), для пород которого, известных в российской литературе как “друзиты”, характерны двупироксеновые коронарные структуры на границе оливин–плагиоклаз, проведены U-Th-Pb (SHRIMP-II) и U-Pb (ID-TIMS) геохронологические исследования бадделеита и циркон-бадделеитовых агрегатов. Петрологическое изучение пород свидетельствует о синхронном формировании коронарных структур на границе оливин–плагиоклаз и оболочек циркона вокруг бадделеита. Возраст кристаллизации габброноритов Амбарнского массива определен по результатам U-Pb (ID-TIMS) датирования единичных зерен бадделеита и составляет 2411 ± 6 млн лет. Применение методики “дискретной химической абразии” позволило установить, что возраст формирования оболочек циркона вокруг бадделеита составляет 1911 ± 35 млн лет. Полученные результаты показывают, что формирование коронарных структур происходило в результате метаморфизма пород в условиях гранулитовой фации в ходе лапландско-кольской орогении через 500 млн лет после кристаллизации пород.

Ключевые слова: бадделеит, циркон, метаморфизм, высокотемпературный отжиг, кислотная обработка, U-Pb геохронологические исследования, габбронориты, коронарные структуры, Беломорская провинция

DOI: 10.31857/S0869590322060061

ВВЕДЕНИЕ

Проблема образования коронарных структур в базитах является предметом дискуссий на протяжении нескольких десятилетий (Kushiro, Yoder, 1966; Grant, 1988; Turner, Stüwe, 1992). Существуют две главные гипотезы формирования коронарных структур — магматическая (субсолидусная) (Turner,

Stüwe, 1992; Humphreys, 2011) и метаморфическая (Ларикова, 2000; Алексеев и др., 1999; Beckman et al., 2017; Faryad et al., 2015; Gallien et al., 2012). Морфологическое и композиционное сходство коронарных структур разного генезиса усложняет задачу расшифровки условий их формирования, а отсутствие подходящих методов датирования локальных процессов в базитах не позволяло определить наличие или отсутствие временного

¹ Дополнительная информация для этой статьи доступна doi: 10.31857/S0869590322060061 для авторизованных пользователей.

разрыва в кристаллизации пород и процессах формирования коронарных структур.

При определении возраста кристаллизации и метаморфизма базитов используют два главных минерала-геохронометра — бадделеит и циркон (Kouvo, 1977; Krogh et al., 1987; Heaman, LeCheminant, 1993). Известно, что бадделеит при взаимодействии с насыщенным кремнеземом флюидом достаточно легко подвергается растворению, являясь главным источником циркония для образующихся вокруг него оболочек циркона (Davidson, van Breemen, 1988). Причем, эти оболочки могут формироваться как на стадии остывания и кристаллизации расплавов, так и в результате метаморфизма пород (Beckman et al., 2017). Магматический бадделеит (ZrO_2) может полностью или частично замещаться цирконом ($ZrSiO_4$) при метаморфизме в широком диапазоне температур и давлений (от зеленосланцевой до гранулитовой фаций) (Davidson, van Breemen, 1988; Heaman, LeCheminant 1993; Amelin et al., 1999; Rioux et al., 2010), в результате образуются зерна, центральные части которых сложены бадделеитом, заключенным в поликристаллическую оболочку, выполненную цирконом. Возраст бадделеита таких зерен соответствует возрасту кристаллизации породы, а возраст циркона — возрасту метаморфизма. Следовательно, получение информации о возрасте каждой фазы позволило бы расшифровать историю формирования и преобразования базитов.

Одним из районов, где в базитах широко распространены коронарные структуры является Беломорская провинция Фенноскандинавского щита. К реперным комплексам Беломорской провинции относятся интрузии оливиновых габброноритов с коронарными структурами, включавшиеся ранее в комплекс лерцолитов-габброноритов (Степанов, 1981). Возраст кристаллизации и метаморфизма оливиновых габброноритов в Беломорской провинции на протяжении нескольких десятилетий оставался дискуссионным (Stepanova et al., 2022 и ссылки в этой работе), но благодаря U-Pb (ID-TIMS) датированию единичных зерен бадделеита была получена оценка возраста кристаллизации 2404 ± 11 млн лет (Степанова и др., 2020). Вместе с тем возраст формирования коронарных структур и их связь с процессами метаморфических преобразований пород оставались неопределенными, а модели формирования самих структур противоречивыми. Результаты ранних геохронологических исследований, выполненных классическим ID-TIMS методом, позволяли предполагать, что возраст кристаллизации базитов и возраст их метаморфических преобразований совпадали в пределах ошибки и составляли около 2.4 млрд лет (Балаганский и др., 1997; Bogdanova, Bibikova, 1993). Формирование в породах друзитовых структур рас-

сматривалось как субсолидусный процесс, происходивший в результате кристаллизации расплавов в условиях нижней коры (Степанов, 1981; Шарков и др., 2004). Позднее, на основании результатов локального датирования цирконов методом SIMS было установлено, что в базитах Беломорской провинции широко проявлен метаморфизм с возрастом около 1.9 млрд лет, а признаки проявления более раннего метаморфизма не обнаружены (Бибикова и др., 2004). Однако модель, предполагающая существование раннего палеопротерозойского метаморфизма, субсинхронного с внедрением интрузий базитов, продолжает привлекать исследователей. Метаморфизм с возрастом около 2.4 млрд лет предполагался для кианитовых эклогитов и даек габброноритов района с. Гридино (Слабунов и др., 2006, 2011), мафических даек района Колвицы (Balagansky et al., 2001), метабазитов в районе Салмы (Dokukina et al., 2021).

В настоящей статье приведены результаты петрологических, геохимических и геохронологических (U-Th-Pb и U-Pb) исследований оливиновых габброноритов Амбарнского массива. Для единичных зерен бадделеита определен U-Pb возраст (ID-TIMS методом) их кристаллизации. Для того чтобы получить оценку возраста циркона, формирующего оболочку вокруг бадделеита в поликристаллических циркон-бадделеитовых агрегатах, была использована уникальная методика “дискретной химической абразии” (Rioux et al., 2010), позволившая разделить фазы циркона и бадделеита. Она основана на принципиально различной устойчивости циркона и бадделеита в кислотах — бадделеит, в отличие от циркона, растворяется в концентрированной соляной кислоте. В отличие от методики ступенчатого выщелачивания, традиционно применяемой для уменьшения степени дискордантности циркона (“химическая абразия” по Mattinson, 2005), эта методика включает двухэтапную процедуру кислотной обработки. Используя различные кислоты, возможно изолировать одну фазу поликристаллических агрегатов от другой, определить изотопный состав Pb и U каждой из них и, таким образом, оценить как возраст магматического бадделеита, так и циркона, образовавшегося при метаморфизме. Следует отметить, что в мировой практике подобные исследования единичны.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ АМБАРНСКОГО МАССИВА

Беломорская провинция расположена в восточной части Фенноскандинавского щита (рис. 1). В ее составе преобладают мезо- и неоархейские аккреционные и коллизионные комплексы (Ранний докембрий ..., 2005; Слабунов, 2008 и ссылки в этой работе; Hölttä et al., 2008; Dokukina, Mints, 2019). Тектоническая структура Беломорской про-

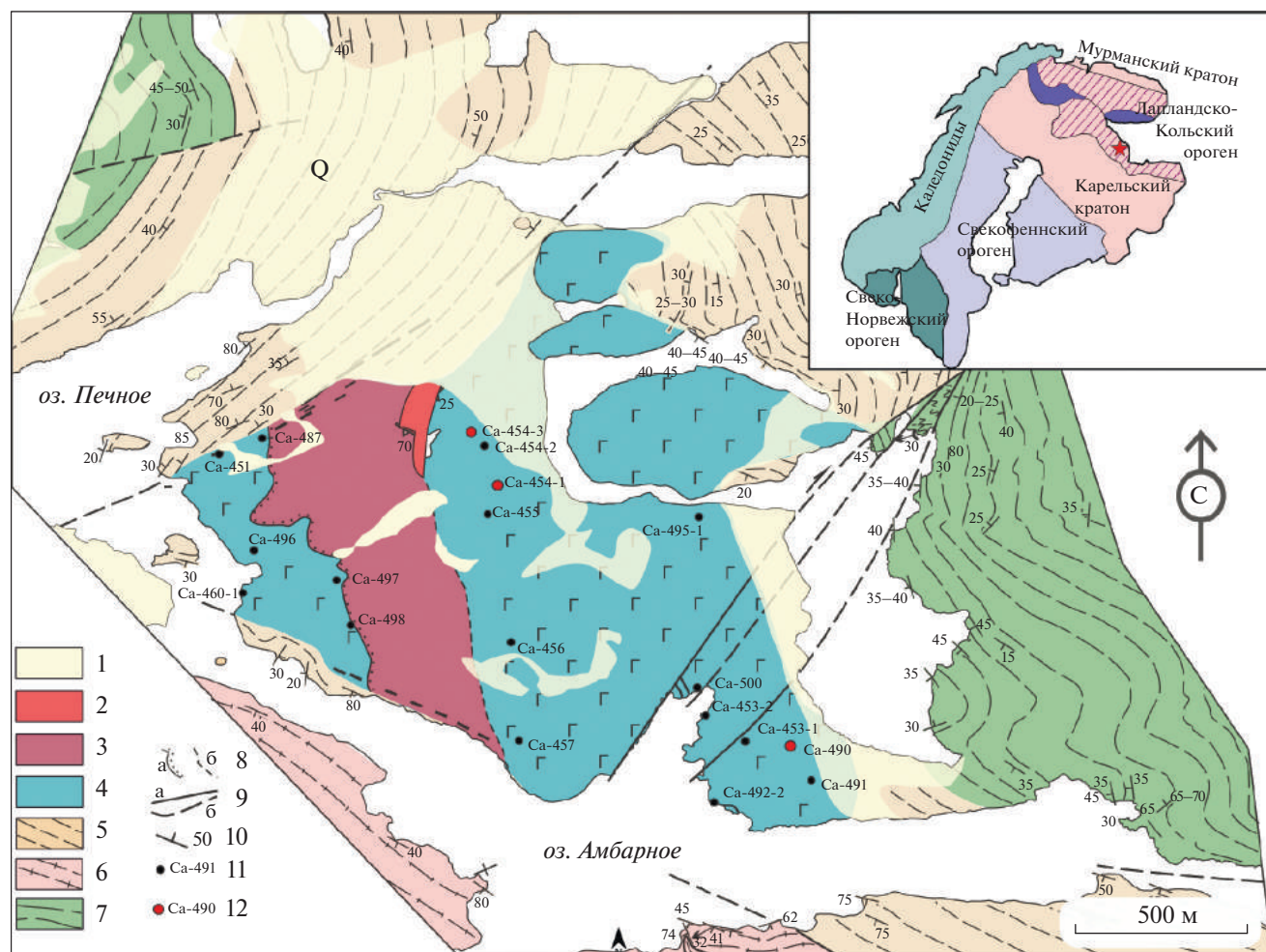


Рис. 1. Схема геологического строения Амбарного массива (Stepanova et al., 2021).

1 – четвертичные отложения. Палеопротерозой: 2 – микроклиновые граниты и пегматиты, 3 – метагаббро Печного массива 2.2 млрд лет (Stepanova et al., 2021 с изменениями), 4 – оливиновые габбронориты Амбарного массива, архей: 5 – тоналитовые гнейсы, 6 – кианитовые гнейсы, 7 – гранатовые амфиболиты, 8 – контакты: а – прослеженные, б – предполагаемые; 9 – разломы: а – прослеженные, б – предполагаемые; 10 – элементы залегания сланцеватости, 11 – точки опробования, 12 – детально изученные образцы.

На врезке – схема тектонического районирования Фенноскандинавского щита (Hölttä et al., 2008; Bogdanova et al., 2016). Фиолетовым цветом в пределах Лапландско-Кольского орогена показаны гранулитовые комплексы.

винции описывается как серия покровов, среди которых выделяются ковдозерский, сложенный преимущественно тоналит-трондьемит-гранодиоритовыми (ТТГ) гнейсами, чупинский, в составе которого преобладают высокоглиноземистые парагнейсы и хетоламбинский, сложенный ТТГ-гнейсами и амфиболитами (Миллер, Милькевич, 1995; Слабунов, 2008).

В начале палеопротерозоя Беломорская провинция находилась в зоне влияния мантийных плюмов, с которыми связано формирование нескольких крупных магматических провинций, фрагменты их питающей системы сохранились в виде многочисленных малых интрузий и даек основного состава. Малые интрузии базитов в Беломорской провинции рассматриваются как тек-

тонические фрагменты более крупных тел и роев мафических даек (Stepanova, Stepanov, 2010) или как самостоятельные “бескорневые” интрузии, сформированные в результате внедрения расплавов в вязкопластичные породы нижней коры (Шарков и др., 2004). Анализ результатов геохронологических исследований в Беломорской провинции показал наличие нескольких импульсов основного магматизма с возрастом 2.5, 2.45, 2.4, 2.3, 2.2, 2.1 млрд лет (Stepanova et al., 2022).

В среднем палеопротерозое (2.00–1.86 млрд лет назад) коровые комплексы Беломорской провинции испытали интенсивную тектоно-метаморфическую переработку в ходе формирования Лапландско-Кольского коллизионного орогена (ЛКО, Daly et al., 2006) (рис. 1), а сама Беломорская

провинция рассматривается как его юго-западный форланд (Балаганский и др., 2006; Бабарина и др., 2017). Метаморфические преобразования в ходе лапландско-кольской орогении достигали условий высокobarической амфиболитовой и гранулитовой фации, редко эклогитовой фации (Бибикова и др., 2004; Березин и др., 2013; Скублов и др., 2016; Li et al., 2017; Melnik et al., 2021), что стало причиной частичной или полной перекристаллизации пород в Беломорской провинции, в том числе палеопротерозойских интрузивных базитов. Для них характерно наличие коронарных структур (кайм) на границе первичных магматических темноцветных минералов и плагиоклаза. В отечественной литературе коронарные структуры в базитах Беломорской провинции получили название “друзитовых”, а породы на протяжении десятилетий назывались “друзиты” (Федоров, 1896; Lobach-Zhuchenko et al., 1998). Несмотря на то, что всеми исследователями признавалась метаморфическая природа гранатсодержащих (поздних) коронарных структур, генезис двупироксеновых (ранних) коронарных структур вокруг оливина на протяжении многих лет оставался спорным.

Амбарнский массив расположен в центральной части Беломорской провинции (рис. 1) в Гридинско-Амбарнинском домене (Бабарина и др., 2017). В этом районе архейские комплексы представлены тоналитовыми гнейсами, кианит-гранат-биотитовыми гнейсами и амфиболитами с возрастом около 2.8 млрд лет (Сыстра, 1978; Слабунов, 2008), в них выделяется несколько этапов складчатых деформаций и разрывных нарушений (Сыстра, 1978; Stepanova et al., 2021). В гнейсах и амфиболитах развиты парагенезисы высокотемпературной амфиболитовой фации повышенных давлений, возникшие при интенсивной метаморфической переработке в период 1890–1850 млн лет, после пика лапландско-кольской орогении, проявленной во всем Беломорском поясе (Бибикова и др., 2004; Слабунов и др., 2016; Скублов и др., 2017). Интрузии базитов в этом районе варьируют по возрасту от 2.5 до 2.1 млрд лет и представлены дифференцированными интрузиями габбро-анортитов (2.51 млрд лет), оливиновыми габброноритами (2.41 млрд лет), габбро (2.22 млрд лет) и дайками Fe-Ti габбро (2.12 млрд лет) (Stepanova et al., 2021, 2022). Палеопротерозойские интрузивные базиты в этой части Беломорской провинции в большинстве случаев сохраняют массивность, их контакты часто ограничены разрывными нарушениями (рис. 1). Наиболее поздние тектонические события синхронны с внедрением пегматитовых жил, секущих палеопротерозойские базиты (Сыстра, 1978).

АНАЛИТИЧЕСКИЕ МЕТОДИКИ

Изучение состава минералов проводилось на сканирующем электронном микроскопе (СЭМ) TESCAN VEGA II LSH с приставкой для энергодисперсионного рентгеноспектрального микроанализа (ЭДС) Inca Energy-350 в Центре коллективного пользования Карельского научного центра РАН (ЦКП КарНЦ РАН, г. Петрозаводск). Состав минералов анализировался в напыленных углеродом (толщина напыления 20 нм) полированных шлифах при ускоряющем напряжении 20 кВ и постоянном токе электронного пучка 15 ± 0.05 нА. Рабочее расстояние — 15 мм, время накопления спектра — 70 с. При обработке спектров рентгеновского излучения проводилась оптимизация по спектрам простых соединений и стандартизация по набору эталонов породообразующих минералов. Ошибки измерений составили для концентраций свыше 10 мас. % — до 2 отн. %; 5–10 мас. % — до 5 отн. %; от 1 до 5 мас. % — до 10 отн. %.

Содержание петрогенных и редких элементов определялось на рентгенофлюоресцентном спектрометре последовательного действия PW-2400 (Philips Analytical B.V.) в Институте геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН (ИГЕМ РАН, г. Москва). Анализ породообразующих элементов проводился в стекловатых дисках, полученных при сплавлении 0.3 г порошка пробы с 3 г тетрабората лития. Анализ микроэлементов выполнен из прессованных образцов. Потери при прокаливании определялись гравиметрическим методом. Точность анализа составляла 1–5 отн. % для элементов с концентрациями выше 0.5 мас. % и до 12 отн. % для элементов с концентрацией ниже 0.5 мас. %.

Концентрации редких и редкоземельных элементов в породах определялись методом масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой (ICP-MS) на приборе Thermo Scientific XSeries 2 в ЦКП КарНЦ РАН по стандартной методике (Светов и др., 2015). Разложение образцов проводилось путем кислотного растворения в открытой системе. Правильность анализа контролировалась путем измерения стандартных образцов BHVO-2, 1412. Результаты измерения стандартных образцов приведены в Supplementary² 1, ESM_1.xlsx.

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 — Результаты измерения стандартных образцов; ESM_2.xlsx — Химический состав пород Амбарнского массива; ESM_3.pdf — Минералого-петрографические особенности оливиновых габброноритов; ESM_4.xlsx — Состав породообразующих минералов оливиновых габброноритов; ESM_5.xlsx — Содержания рассеянных элементов в бадделеите и цирконе из габбро-пегматитов; ESM_6.xlsx — Составы минералов, использованные для расчета P-T параметров.

Выделение бадделеита и бадделеит-цирконовых агрегатов проводилось с применением водной методики (Söderlund, Johansson, 2002) в лаборатории анализа минерального вещества ИГЕМ РАН. Из образца массой около 1 кг, отобранного из линзовидного обособления габбро-пегматитов в оливиновых габброноритах Амбарнского массива, были выделены единичные зерна бадделеита и циркон-бадделеитовые агрегаты. Поликристаллические агрегаты изучались методами электронной микроскопии (SE и BSE) и в режиме катодоллюминесценции с помощью СЭМ TESCAN VEGA3 в Институте геологии и геохронологии докембрия РАН (ИГГД РАН, г. Санкт-Петербург), анализировались на СЭМ TESCAN VEGA II с ЭДС Inca 350 в ЦКП КарНЦ РАН. Изучение поверхности бадделеит-цирконовых агрегатов проводилось с использованием лазерного сканирующего 3D микроскопа Keyence VK-X100 в ЦКП КарНЦ РАН.

Содержания элементов-примесей в цирконе и бадделеите определяли методом вторично-ионной масс-спектрометрии (SIMS) с помощью вторично-ионного масс-спектрометра Cameca IMS 4f в Ярославском филиале Физико-технологического института РАН (ЯФ ФТИАН РАН, г. Ярославль) по методике, изложенной в (Носова и др., 2002; Федотова и др., 2008).

U-Th-Pb изотопные исследования (SHRIMP-II)

Локальный изотопный анализ U и Pb выполнен на вторично-ионном микрозонде SHRIMP-II в Центре изотопных исследований ФГБУ "ВСЕГЕИ" (г. Санкт-Петербург). Размер анализируемой области кристаллов составлял ~20 мкм, что позволило определить изотопный состав индивидуальных фаз бадделеита и циркона в исследуемых циркон-бадделеитовых агрегатах. Для определения участков, пригодных для анализа, были использованы CL- и BSE-изображения. Данные обрабатывались согласно процедуре, описанной в (Williams, 1998) с использованием программ Squid-1.13a (Ludwig, 2005) и Isoplot-3.75 (Ludwig, 2012). Pb/U отношение в цирконе нормализовалось на значение 0.0665 для $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ в стандартном цирконе Temora-2, соответствующем возрасту 416.8 млн лет (Black et al., 2004). Измеряемые значения $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ отношения в бадделеите нормализовались на значение 0.3765, соответствующее стандарту Phalaborwa ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} = 2063 \pm 3$ млн лет, Heaman, 2009). Поскольку бадделеит относится к минералам с пониженным Th/U отношением, коррекция на обыкновенный свинец осуществлялась для него по ^{208}Pb -методу (Hinthorne et al., 1979). Концентрации свинца, урана и тория были определены относительно стандартного циркона 91500 с известным содержанием урана 81.2 ppm (Wiedenbeck et al., 1995).

U-Pb (ID-TIMS) исследования

U-Pb изотопные исследования выполнены в ИГГД РАН. На первом этапе исследований были использованы наиболее прозрачные, однородные единичные кристаллы бадделеита и циркон-бадделеитовых агрегатов, подвергнутые многоступенчатому удалению поверхностных загрязнений в спирте, ацетоне, 1N HNO₃ или 3N–6N HCl. При этом после каждой ступени зерна промывались особо чистой водой. Химическое разложение выполнялось по модифицированной методике Т.Е. Кроу (Krogh, 1973) в тефлоновых капсулах, помещенных в резервуар для разложения системы Parr, при этом ^{235}U - ^{202}Pb трассер добавлялся непосредственно перед разложением.

На следующем этапе проводилось разделение фаз циркона и бадделеита в агрегатах с помощью методики "дискретной химической абразии" (Rioux et al., 2010), основанной на различной устойчивости этих фаз в кислотах. Для проведения экспериментов использовали как 6N HCl (предварительная кислотная обработка при температуре 210°C в течение 48 ч), так и 35N HF (220°C и 110°C в течение 30 и 60 мин). Предварительная кислотная обработка проводилась в тефлоновых бомбах в термостате. Обработке 6N HCl в большинстве экспериментов предшествовал высокотемпературный отжиг при 850°C в течение 48 ч в муфельной печи "SNOL E5CC" в керамических тиглях. Добавление изотопного индикатора к выщелоку производилось после предварительной кислотной обработки, а к остатку цирконовой оболочки – перед финальным разложением, которое проводилось при температуре 220°C в течение 24 ч с использованием 35N HF. Аликвоты выщелоков и нерастворенные остатки далее анализировались по стандартной методике (Krogh, 1973).

Изотопные анализы выполнены на масс-спектрометре TRITON TI при помощи счетчика ионов. Точность определения содержаний U и Pb составила 0.5%. Холостое загрязнение не превышало 1–5 пг Pb и 1 пг U. Обработка экспериментальных данных проводилась с использованием программ "PbDAT" (Ludwig, 1991) и "ISOPLOT" (Ludwig, 2012). При расчете возрастов применялись общепринятые значения констант распада урана (Steiger, Jäger, 1977). Поправки на обычный свинец введены в соответствии с модельными величинами (Stacey, Kramers, 1975). Все ошибки приведены на уровне 2σ.

СОСТАВ ПОРОД АМБАРНСКОГО МАССИВА

Амбарнский массив обнажается на берегах озер Амбарное и Печное в 2 км к востоку от пос. Амбарный на площади 1 × 1.5 км (рис. 1). Контакты массива с вмещающими гнейсами и амфиболитами тектонически переработаны или перекрыты чет-

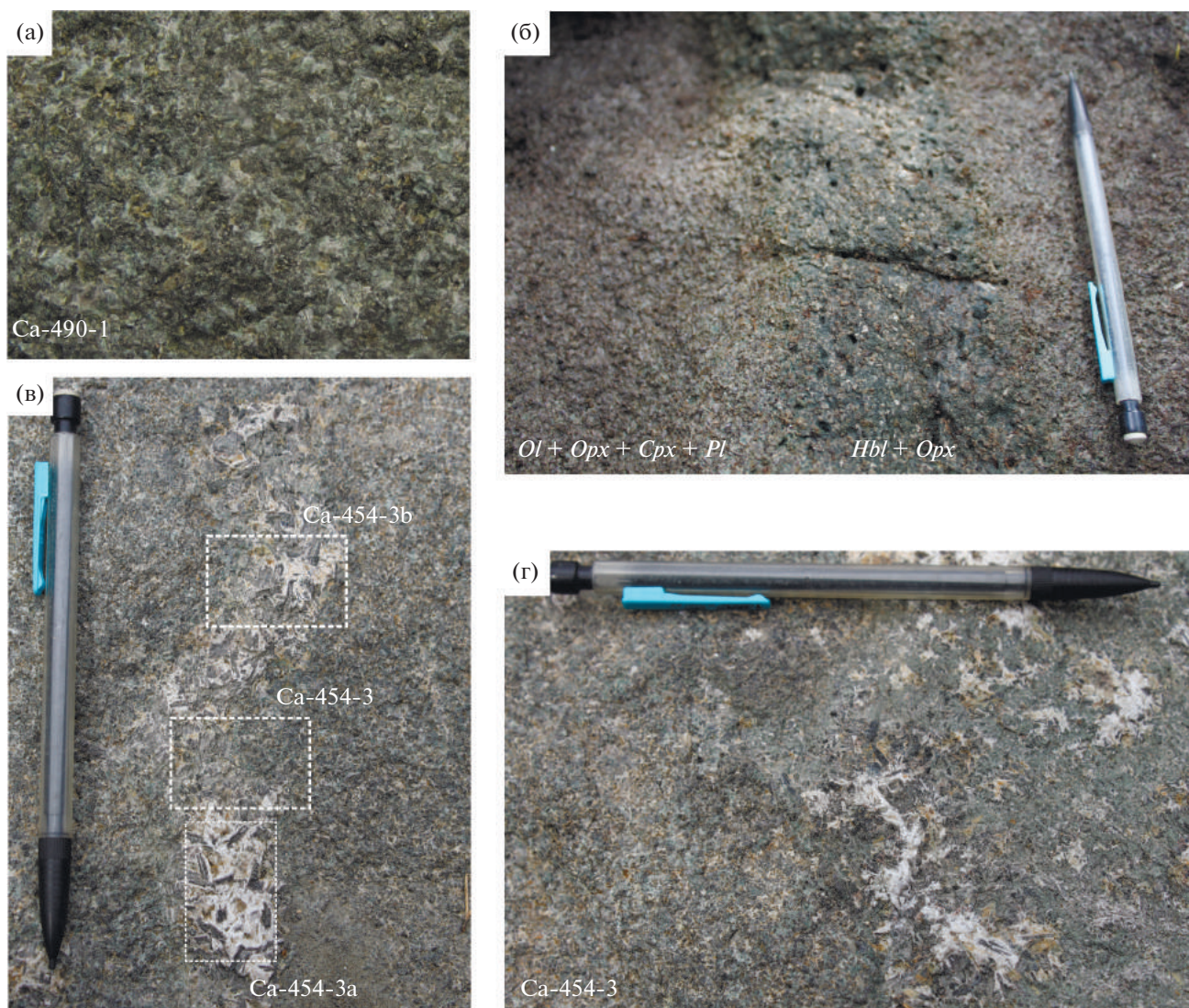


Рис. 2. Фотографии обнажений габброноритов Амбарнского массива.

(а) – наиболее типичные для массива оливиновые габбронориты хорошей сохранности с голубым плагиоклазом, соответствующие обр. Са-490-1, ширина поля зрения 5 см; (б) – зона амфиболитизации в оливиновых габброноритах; (в) – шлиры габбро-пегматита в оливиновых габброноритах, пунктиром показано примерное положение изученных шлифов; (г) – пегматоидный габбронорит, соответствующий обр. Са-454-3, из которой были выделены бадделеит и циркон-бадделеитовые агрегаты.

вертичными отложениями. В центральной части интрузив прорывается силлом метагаббро с возрастом 2.2 млрд лет (Stepanova et al., 2021) (рис. 1). В составе массива преобладают среднезернистые массивные оливиновые габбронориты с голубым плагиоклазом (рис. 2а), и ранее он рассматривался в составе палеопротерозойского (2.41–2.45 млрд лет) комплекса лерцолитов-габброноритов Беломорской провинции (Сыстра, 1978; Степанов, 1981; Арестова, 2004; Lobach-Zhuchenko et al., 1998). Массив дифференцирован слабо, лишь в северной части установлены единичные выходы пород с признаками магматической расслоенности – маломощными слоями ортопироксеновых, хромито-

вых и плагиоклазовых кумулатов. В единичных случаях габбронориты содержат шлиры габбро-пегматитов (рис. 2в, 2г).

Породы Амбарнского массива относятся к базитам нормального ряда толеитовой серии. Концентрации MgO снижаются от 23 мас. % в меланократовых оливиновых габброноритах до 14 мас. % в безоливиновых разновидностях. Характерны высокие содержания Cr, Ni, низкие – CaO, Al₂O₃, TiO₂ (см. Supplementary 2, ESM_2.xlsx). Габбро-пегматиты характеризуются наиболее высокими концентрациями SiO₂, TiO₂, Zr и минимальным содержанием MgO (7.7 мас. %) (Supplementary 2, ESM_2.xlsx).

Реликтовые магматические минералы в породах Амбарнского массива представлены ортопироксеном, клинопироксеном, оливином, хромитом, плагиоклазом, биотитом. Ортопироксен ($OrxI$) формирует крупные идиоморфные удлиненно-призматические кристаллы с прямой зональностью ($X_{Mg} = 0.85-0.77$). Клинопироксен образует мелкие ксеноморфные включения в $OrxI$ ($SrxI$, авгит, $X_{Mg} = 0.90-0.87$) и идиоморфные зерна, в большинстве случаев с хорошо выраженной прямой зональностью ($SrxII$, авгит, $X_{Mg} = 0.87-0.77$). Объем реликтовых магматических пироксенов в породах достигает 30% (рис. 3а). В большинстве случаев они характеризуются хорошей сохранностью, в том числе сохраняют первичные двойниковые структуры и редко подвержены амфиболизации (рис. 3а). Для реликтовых пироксенов характерно наличие тонких вростков хромита (в Orx) и ильменита (в Srx), обуславливающие их коричневую или серую окраску в шлифах. Оливин в породах сохранился в виде округлых включений в $OrxI$ ($X_{Mg} = 0.84-0.80$) и в виде крупных реликтовых ксеноморфных зерен ($X_{Mg} = 0.67-0.63$) (рис. 3а). Количество оливина в меланократовых оливиновых габброноритах составляет до 20 об. %, в наиболее лейкократовых разновидностях оливин отсутствует. Плагиоклаз формирует крупные таблитчатые зерна, имеющие состав An_{58-64} в центральных частях и An_{26} в краевых частях. Средний плагиоклаз (An_{36}) формирует мелкие лейсты, а кислый плагиоклаз (An_{12-17}) кристаллизуется в интеркумулусе совместно с Bt и Kfs . В меланократовых разновидностях хромит является главной рудной фазой и образует мелкие зерна, ассоциирующие с оливином или ортопироксеном. В лейкократовых разновидностях присутствуют магнетит и ильменит в виде крупных зерен со структурами распада.

Габбро-пегматиты формируют мелкие шпирь и линзовидные тела мощностью менее 10 см, сложенные плагиоклазом, орто- и клинопироксеном, биотитом (рис. 2г). В интерстициях крупных зерен плагиоклаза кристаллизовались альбит, кварц, калиевый полевой шпат, акцессорные апатит, бадделит, циркон.

Во всех породах Амбарнского массива проявлены коронарные структуры. Вокруг оливина, на границе с плагиоклазом, формируются “многослойные” короны (рис. 3б, 3в, Supplementary 3, ESM_3.pdf для обр. Са-454-1). Внутренняя кайма сложена радиально-ориентированными удлиненными зернами ортопироксена и клинопироксена. Внешняя часть корон в меланогабброноритах сложена симплектитовыми сростаниями клинопироксена, реже светло-зеленого паргаситового амфибола, и зеленоватой глиноземистой шпинели (рис. 3а–3в), а в более лейкократовых габброноритах – гранатом или гранатом и паргаситовым

амфиболом, иногда также с вростками шпинели. В отличие от других габброноритовых массивов Беломорья, в породах Амбарнского массива короны с гранатом редки. Одновременно с образованием корон вокруг оливина в плагиоклазе оливиновых габброноритов появляются субмикроскопические вростки глиноземистой шпинели (0.5–5 мкм, редко до 10 мкм), придающие плагиоклазу в шлифе бурый (темно-коричневый) цвет, а в образцах – голубой или зеленоватый. Вместе с формированием этих вростков происходит замещение раннего (магматического) плагиоклаза PI (An_{45-64}) новообразованным (метаморфическим) плагиоклазом PII (An_{15-36}). Толщина внутренних (ранних) кайм и поздних (внешних) кайм сильно изменчива, в некоторых случаях поздняя кайма практически отсутствует, в других – разрастается, практически нацело замещая и раннюю кайму, и оливин, и плагиоклаз. Разные типы корон могут одновременно присутствовать в одном образце, что, вероятно, связано с локальными неоднородностями габброноритов и вариациями состава исходных минералов, вступающих в реакции. По мере разрастания корон исходный оливин полностью замещается агрегатом мелких изометричных зерен новообразованного ортопироксена ($OrxII$). Ортопироксены коронарных структур бесцветны и микроскопически хорошо отличаются от магматических пироксенов: не содержат вростков хромита, структур распада и двойников. По составу эти ортопироксены существенно менее магнезиальны ($X_{Mg} = 0.68-0.72$), богаче глиноземом, не содержат Cr и Ca (см. Supplementary 4, ESM_4.xlsx). Клинопироксены корон представлены диопсидом ($X_{Mg} = 0.80$) и не содержат Cr и Ti . В пегматидных габброноритах (обр. Са-454-3, рис. 2в) коронарные структуры формируются на границе между пироксенами и плагиоклазом и сложены только гранатом.

В большей части массива метаморфические преобразования габброноритов ограничиваются появлением реакционных кайм. Более полные метаморфические преобразования в Амбарнском массиве проявлены локально и приурочены к приконтактным зонам и к узким зонам флюидной переработки вдоль разрывных нарушений, где развиты массивные серовато-зеленые паргаситовые породы с ортопироксеном, биотитом и антофиллитом (рис. 2б). Наряду с метаморфическим ортопироксеном, образующим скелетные зерна, бесцветные в шлифах, в них нередко встречаются крупные реликтовые зерна магматического ортопироксена, которые частично сохраняют коричневую окраску в шлифах и по трещинам замещаются мелким агрегатом новообразованного амфибола. Равновесный плагиоклаз в таких породах отсутствует, но иногда встречается гранат,

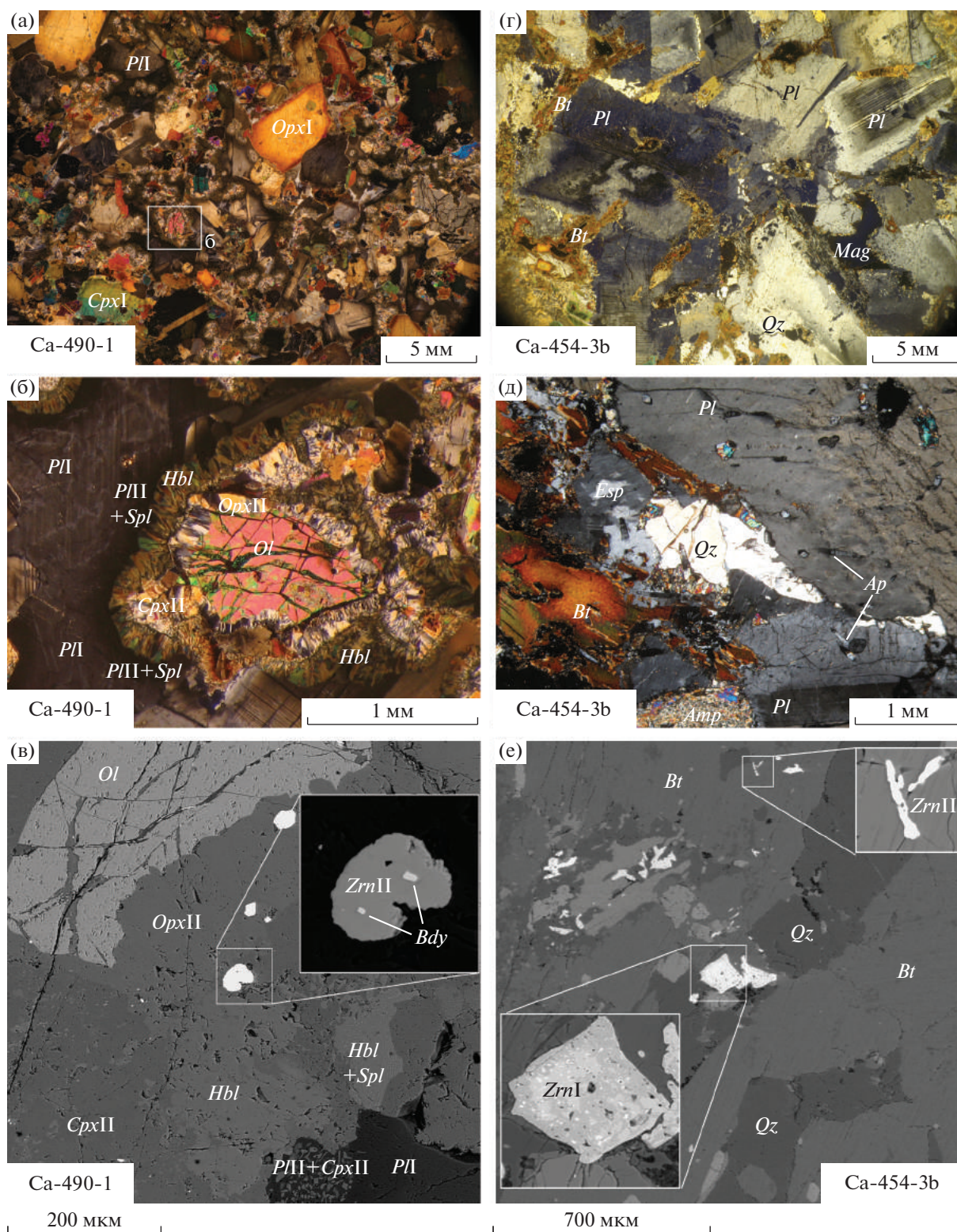


Рис. 3. Петрографические особенности оливиновых габбро-норитов Амбарского массива. (а–в) оливиновый габбро-норит, обр. Са-490-1: (а) – обзорная фотография шлифа; (б) – деталь (а), зерно оливина, окруженное многослойной *Prg–Spl–Cpx–Opx* короной; (в) – детали строения короны вокруг оливина и положение циркон-бадделейтового агрегата в ней. (г, д) – габбро-пегматит, обр. Са-454-3б; (е) – реликтовый магматический и метаморфический циркон в габбро-пегматите. (а, б, г, д) – поляризационный микроскоп, николи скрещены; (в), (е) – сканирующий электронный микроскоп, обратно-отраженные электроны (BSE). Символы минералов приведены по (Whitney, Evans, 2010).

который может ретроградно вновь замещаться плагиоклазом.

БАДДЕЛЕИТ И ЦИРКОН В ПОРОДАХ АМБАРНСКОГО МАССИВА

Реликтовый магматический циркон кристаллизовался в лейкократовых габброноритах и наиболее лейкократовой части пегматоидных обособлений и, в большинстве случаев, характеризуется высокой степенью метамиктности (рис. 3в). Бадделеит в шлифах установлен в оливиновых и оливинсодержащих габброноритах, где он формирует зерна, частично или полностью замещенные цирконом (рис. 3в, Supplementary 3, ESM_3.pdf для обр. Са-454-1). Из пробы пегматоидных габброноритов, содержащих линзовидные обособления габбро-пегматита (обр. Са-454-3, рис. 2г), были выделены несколько единичных зерен неизмененного бадделеита и циркон-бадделеитовые агрегаты. Неизмененный бадделеит образует таблитчатые и удлиненные псевдо-призматические кристаллы размером до 80 мкм. Изученные кристаллы прозрачны, окрашены в темно-коричневый цвет, сохраняют блеск и штриховку на гранях. Однако в большинстве случаев бадделеит в породах Амбарнского массива замещается цирконом с образованием циркон-бадделеитовых поликристаллических агрегатов. Циркон-бадделеитовые агрегаты сохраняют удлиненный облик и размер (50–80 мкм) исходных кристаллов бадделеита, обладают светлой окраской и, как правило, полупрозрачны или замутнены (рис. 4). Центральные части агрегатов выполнены бадделеитом. Сохранившиеся фрагменты зерен бадделеита характеризуются размером от 10 до 50 мкм, имеют неправильную форму и неравномерную коричневую окраску, часто трещиноваты (рис. 4). Поликристаллические оболочки сложены бесцветными столбчатыми зернами циркона, растущими перпендикулярно поверхности бадделеита (см. ниже рис. 6). Граница бадделеит–циркон неровная, ступенчато-волнистая, с большим количеством каналов разного размера, выходящими за пределы бадделеитовой фазы (рис. 4, 5). Каналы заполнены минеральной компонентой, окраска которой плавно изменяется от коричневой до бесцветной. Соотношение размера ядра и толщины оболочки в агрегатах варьирует: встречаются и зерна с очень тонкой субмикронной оболочкой, и зерна, практически полностью состоящие из поликристаллического циркона (рис. 4, 5). Электронно-микроскопическое изучение оливиновых габброноритов показало, что бадделеит-цирконовые агрегаты во всех случаях располагаются во внутренней части коронных структур первого типа (безгранатовых, сложенных пироксенами). Морфология и строение цирконовой оболочки вокруг бадделеита в габбро-пегматите и в оливиновом габбронорите

морфологически идентичны внутренней ортопироксеновой каймы вокруг оливина (рис. 3б, 3в, 4, 5).

Концентрации элементов-примесей изучены в наиболее крупных реликтовых фрагментах зерен бадделеита, в мощных цирконовых оболочках и зернах, практически полностью сложенных цирконом (рис. 7, Supplementary 5, ESM_5.xlsx).

Для бадделеита в поликристаллических агрегатах характерны концентрации (в ppm): U 790–1900, Th 8–37, Hf 10500–14100, Y 145–400. Содержание Ti в бадделеите составляет 3300–7300 ppm. Бадделеит характеризуется высокими концентрациями и фракционированным характером распределения REE с резким обогащением тяжелыми PЗЭ ($[Yb/Gd]_n = 15–52$), слабо деплетированными легкими PЗЭ ($[Sm/La]_n = 0.72–1.15$) и положительной Ce-аномалией ($Ce/Ce^* = 1.7–7.4$) (рис. 7в). Циркон, формирующий оболочки вокруг бадделеита, отличается более низкой концентрацией U (165–760 ppm) и высокой Th (26–245 ppm) и близкими концентрациями Hf (9300 до 12400 ppm) и Y (120–460 ppm). Концентрации PЗЭ в цирконе ниже, чем в бадделеите, и характеризуются слабым обогащением легкими PЗЭ ($[Sm/La]_n = 0.27–0.86$), обогащением тяжелыми PЗЭ ($[Yb/Gd]_n = 15–31$) и отсутствием выраженной положительной Ce-аномалии ($Ce/Ce^* = 1.1–1.6$) (рис. 7в).

РЕЗУЛЬТАТЫ ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

U-Th-Pb изотопные исследования

На первом этапе геохронологического изучения габброноритов Амбарнского массива были выполнены U-Th-Pb изотопные исследования (SHRIMP-II) семнадцати циркон-бадделеитовых агрегатов, в результате которых были проанализированы как ядра, сложенные бадделеитом (табл. 1, №№ 1–19), так и оболочки, образованные поликристаллическим цирконом (табл. 1, №№ 20–26; рис. 8). Как видно из табл. 1 и рис. 8, бадделеит характеризуется как прямой, так и обратной возрастной дискордантностью (–3–9%), типичной при измерении методом SIMS из-за матричного (ориентационного) эффекта (Wingate, Compston, 2000), достаточно высокими содержаниями урана (86–880 ppm) и свинца (32–350 ppm) и низким значением Th/U отношения 0.01–0.02. Среднее значение возраста ($^{207}Pb/^{206}Pb$), рассчитанное для шести наименее дискордантных участков ($D < 2\%$) (1.2, 3.1, 9.1, 12.1, 11.1, 15.1) ядер, составляет 2374 ± 29 млн лет (СКВО = 1.3) (рис. 8, табл. 1).

Циркон, образующий оболочки, характеризуется умеренным содержанием урана (94–300 мкг/г) и Pb (25–88 мкг/г), а значение Th/U отношения составляет 0.2–0.5. Циркон, как и бадделеит, отли-

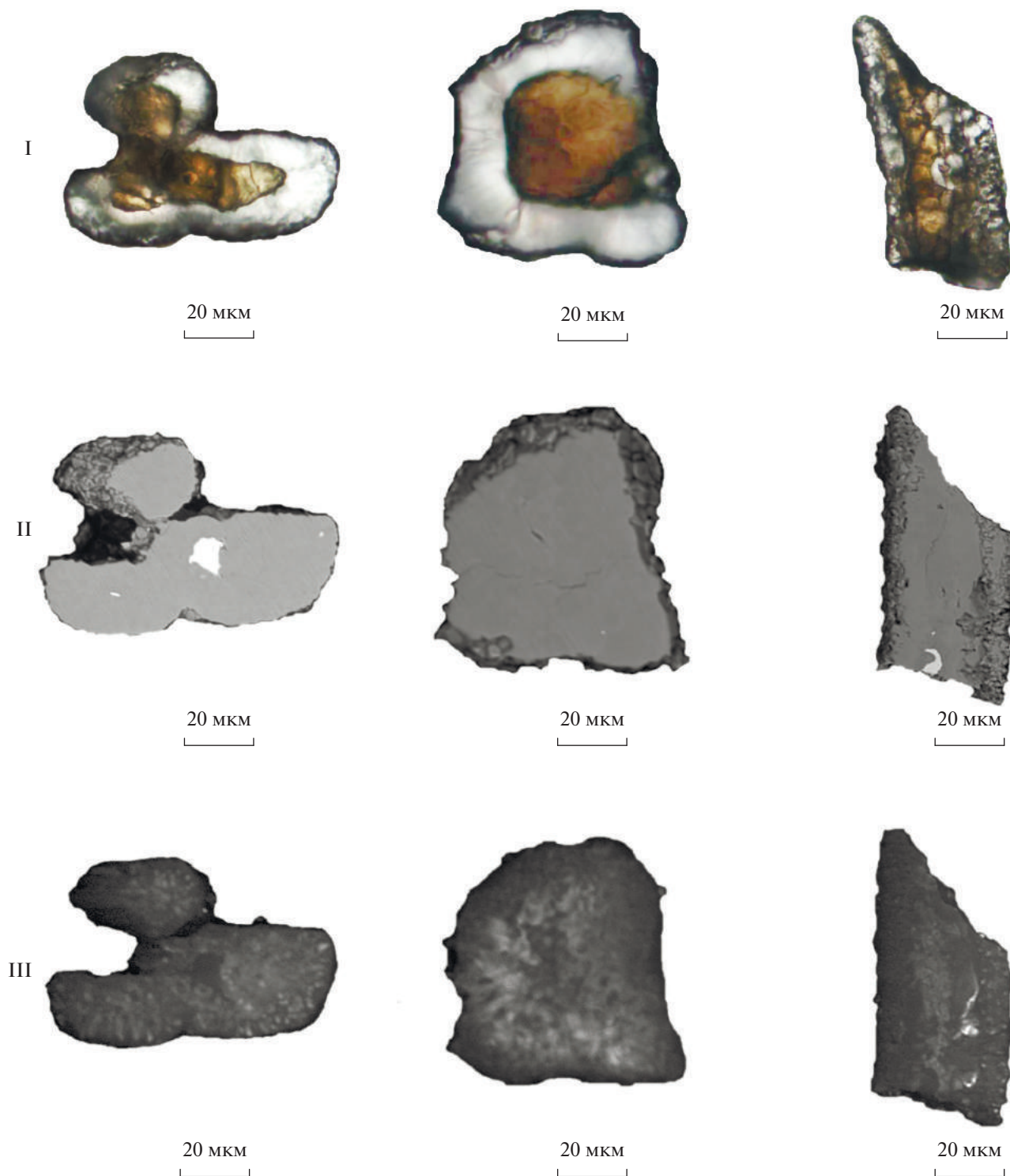


Рис. 4. Микрофотографии циркон-бадделейтовых агрегатов (обр. Са-454-3), не подвергнутых высокотемпературному отжигу (I – оптический микроскоп; II – BSE; III – CL).

чается как прямой, так обратной возрастной дискордантностью (рис. 8), а значение его возраста ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$) находится в интервале 1792–2079 млн лет. Среднее значение возраста ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$), рас-

считанное для трех анализов циркона (табл. 1, №№ 20, 25, 26), дискордантность которого не превышает 2%, составляет 1848 ± 29 млн лет (СКВО = 0.74).

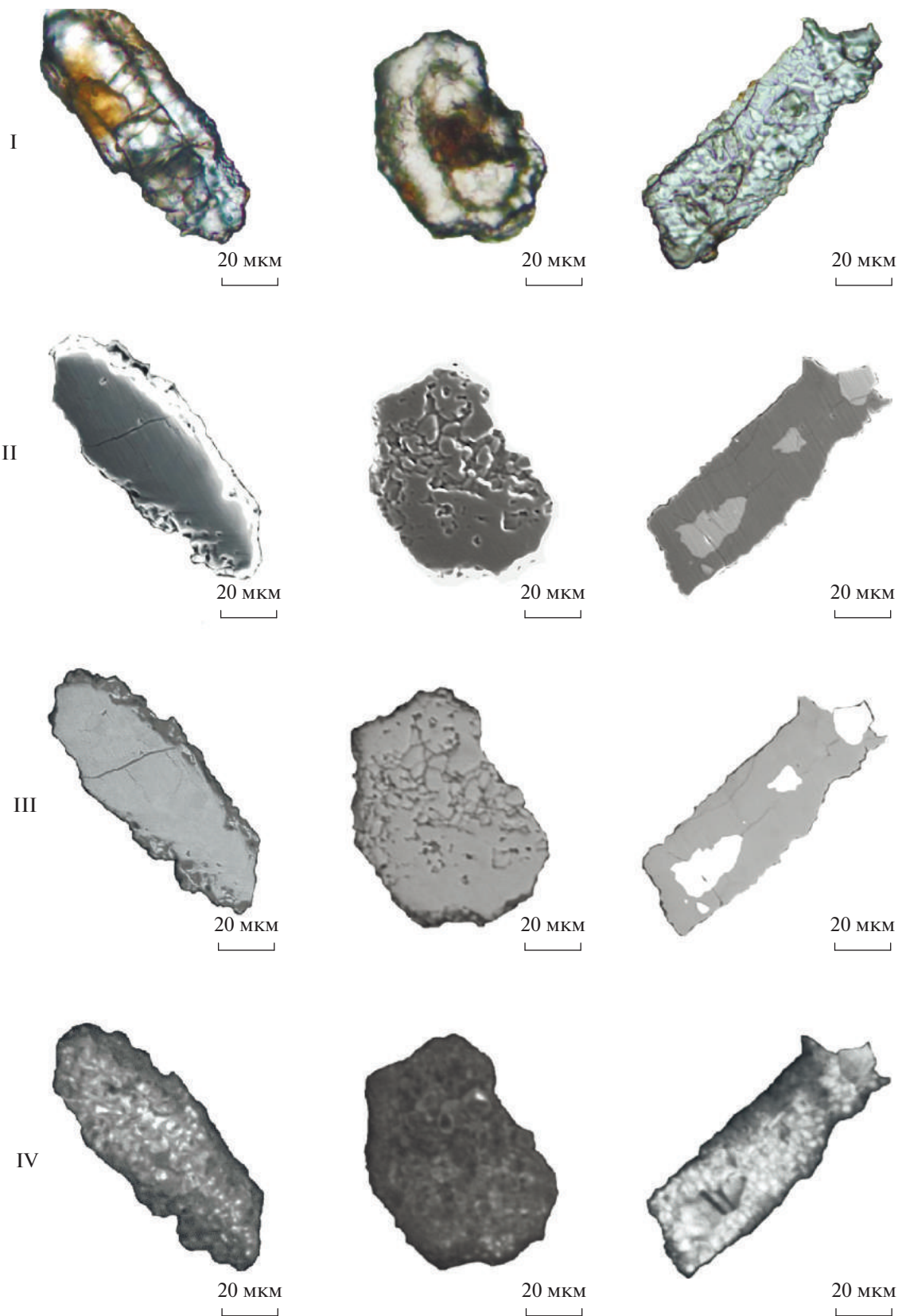


Рис. 5. Микрофотографии циркон-бадделеитовых агрегатов (обр. Са-454-3), подвергнутых высокотемпературному отжигу (I – оптический микроскоп; II – SE; III – BSE; IV – CL).

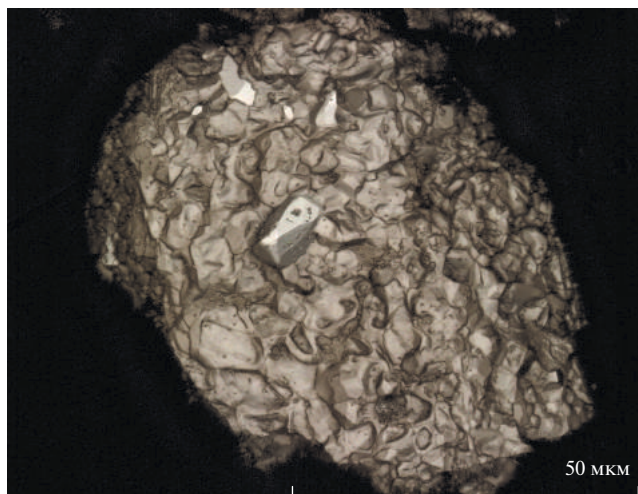


Рис. 6. Поверхность циркон-бадделеитового агрегата из обр. Са-454-3 ($\times 100$, лазерный 3D микроскоп Keyence VK990).

U-Pb (ID-TIMS) изотопные исследования

Для U-Pb (ID-TIMS) геохронологических исследований на первом этапе были использованы как единичные кристаллы бадделеита (табл. 2, №№ 1, 2), так и циркон-бадделеитовые агрегаты (табл. 2, №№ 3–6; рис. 9а). Неизменный бадделеит (табл. 2, №№ 1–2) характеризуется незначительной возрастной дискордантностью (1%) или конкордантен. Величина конкордантного возраста единичного кристалла бадделеита (табл. 2, № 2; рис. 9б) составляет 2411 ± 6 млн лет (СКВО = 0.91) (рис. 9б).

Единичные циркон-бадделеитовые агрегаты и их микронавески (табл. 2, №№ 3–6) отличаются как прямой возрастной дискордантностью: $T(^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}) < T(^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}) < T(^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb})$, так и обратной: $T(^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}) > T(^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}) > T(^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb})$. При этом не наблюдается зависимости положения точек от способа предварительной очистки зерен от поверхностных загрязнений (H_2O , 1N HNO_3 или 3N–6N HCl) (рис. 9а).

С целью химического разделения бадделеитовой и цирконовой фаз циркон-бадделеитовых агрегатов была выполнена серия экспериментов с использованием различных кислот (HCl , HF) и разной температурой обработкой (табл. 2, №№ 7–22).

Первая серия экспериментов включала предварительный высокотемпературный отжиг при 850°C в течение 48 ч и последующую обработку 6N HCl (так называемая, “дискретная химическая абразия” по Riox et al., 2010). Выщелоки, полученные в результате первой серии экспериментов, характеризуются различной степенью дискордантности (табл. 2, №№ 7–9), а их возрасты ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$) составляют 2212–2359 млн лет. Наибольшей дискордантностью обладает выщелок (табл. 2, № 9) из циркон-бадделеитовых агрега-

тов, для удаления поверхностных загрязнений которых использовалась 3N HCl . Наиболее близко к фигуративным точкам изотопного состава неизменного бадделеита располагается точка № 7 (табл. 2) изотопного состава выщелока из зерен, для предварительной очистки которых не использовались кислоты (рис. 9а).

Остатки, полученные в результате “дискретной химической абразии” 6N HCl (табл. 2, №№ 12–14), имеют существенно более молодые величины возрастов ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$) 1893–2037 млн лет (рис. 10).

Во второй серии экспериментов была осуществлена кислотная обработка 6N HCl без предварительного высокотемпературного отжига. Выщелоки 6N HCl из зерен, не подвергавшихся высокотемпературному отжигу (табл. 2, №№ 10, 11), характеризуются значительно более молодыми величинами возрастов 1942–2137 млн лет, по сравнению с выщелоками, полученными в ходе первой серии экспериментов. Остатки, полученные в результате кислотного выщелачивания в этой серии экспериментов (табл. 2, №№ 21, 22), несмотря на внешнюю сохранность, содержат малое количество радиогенного свинца.

В третьей серии экспериментов проводилась обработка исходных циркон-бадделеитовых агрегатов концентрированной HF при температурах 110°C и 220°C и разным времени экспозиции. Выщелоки, полученные после обработки зерен HF при температуре 110°C с экспозицией 30 и 60 мин характеризуются как прямой (табл. 2, №№ 15, 16), так и обратной дискордантностью (табл. 2, № 17), а величины возраста $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ (табл. 2, №№ 15, 16) составляют 2070 и 2219 млн лет, что указывает на присутствие в выщелоке радиогенного свинца различного возраста. Остатки после этой обработки сохраняли внешний облик, так же как и случае первой и второй серий экспериментов. Остаток после выщелачивания HF в течение 30 мин (табл. 2, № 18) отличается сравнительно древним значением возраста ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$) 2284 млн лет. Увеличение температуры кислотной обработки до 220°C приводит к полному растворению исходных кристаллов, соответственно, выщелоки HF при $T = 220^\circ\text{C}$ в первом приближении можно рассматривать в качестве аналогов исходных проанализированных зерен. Так же как исходные агрегаты, они характеризуются как прямой, так и обратной дискордантностью (рис. 9а).

Десять фигуративных точек, соответствующих изотопному составу половины проанализированных выщелоков и остатков (№№ 7, 10, 11, 13, 15, 18, 20), одной микронавески (№ 3) исходных бадделеит-цирконовых агрегатов, а также двум неизменным кристаллам бадделеита (№№ 1, 2), аппроксимируются дискордией, верхнее пересечение которой с конкордией соответствует возрасту 2439 ± 29 млн лет, а нижнее – 1881 ± 33 млн лет (СКВО = 2.6) (рис. 9а). Наличие удовлетворительной регрессии дает основание полагать, что

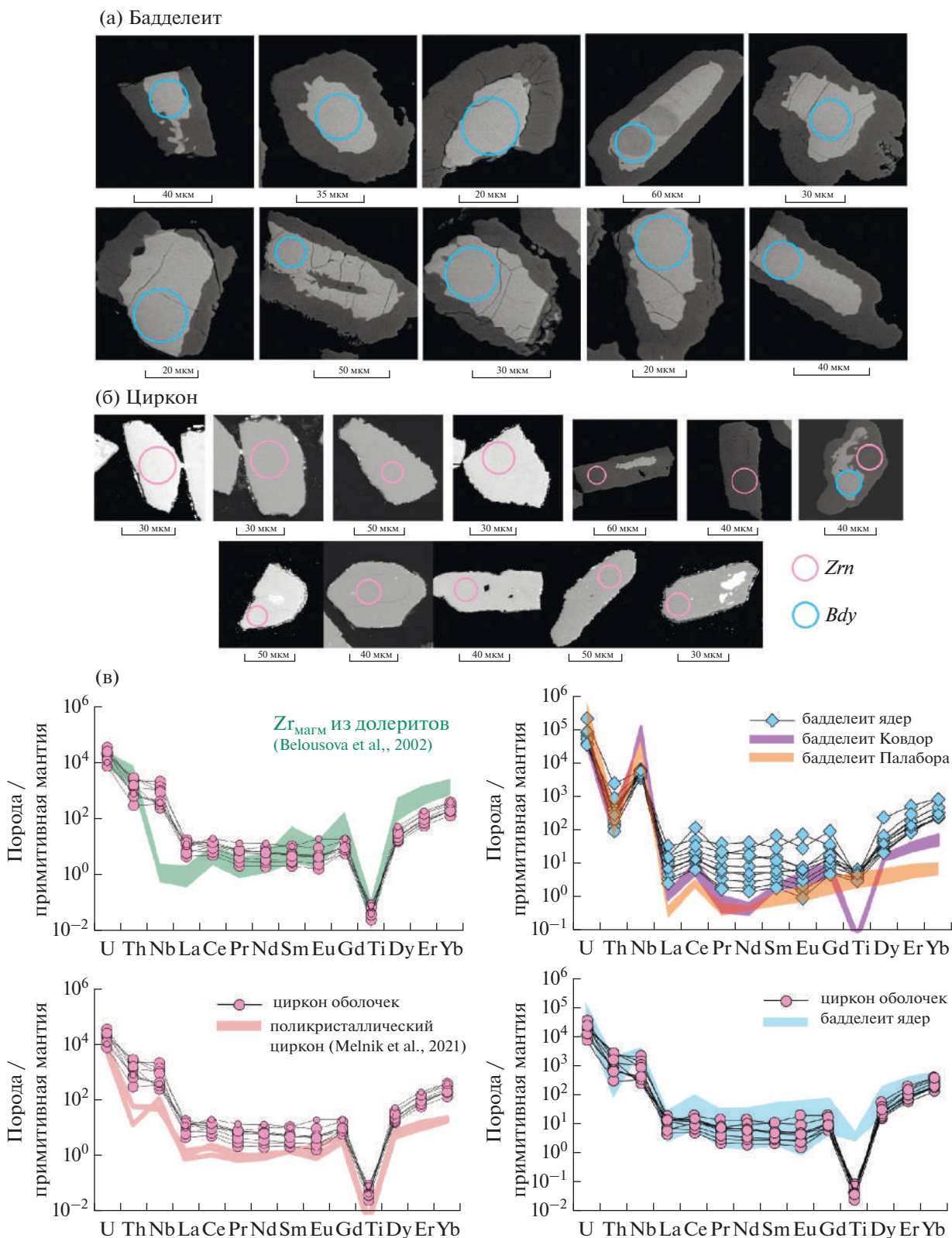


Рис. 7. Положение точек анализа состава (SIMS) бадделеита (а) и циркона (б) в бадделеит-цирконовых агрегатах. Положение точек показано кружками, размер которых соответствует 20 мкм, изображения в BSE.

(в) Характер распределения элементов-примесей в цирконе и бадделеите. Нормирование по (McDonough, Sun, 1995). Поля составов магматического и метаморфического циркона приведены по (Belousova et al., 2002; Rubatto et al., 2002; Melnik et al., 2021). Состав бадделеита Палаборы и Ковдора приведен по (Reischmann et al., 1995; Rodionov et al., 2012).

Таблица 1. Результаты U-Pb (SHRIMP-II) изотопных исследований циркон-бадделейтовых агрегатов (обр. Са-454-3)

№ ан.	Номер образца	$^{206}\text{Pb}_{\text{св}}$ %	Содержания, мкг/г			Изотопные отношения				Rho	Возраст			D, %					
			$^{206}\text{Pb}^*$	U	Th	$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, ±%	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$, ±%	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, ±%		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ ± млн лет	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ± млн лет	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ± млн лет						
1	Са454-3_1.1 bd	0.00	60	168	1	0.01	1.5	8.58	3.7	0.414	3.3	0.92	2295	±34	2235	±63	2348	±25	5
2	Са454-3_1.2 bd	0.04	260	704	7	0.01	0.1515	8.98	3.3	0.430	3.2	0.98	2336	±30	2306	±62	2363	±12	2
3	Са454-3_2.1 bd	0.00	130	378	3	0.01	0.1516	8.38	3.4	0.401	3.3	0.96	2273	±31	2172	±60	2364	±16	9
4	Са454-3_3.1 bd	0.15	126	327	7	0.02	0.1508	9.29	4.0	0.447	3.6	0.92	2367	±37	2382	±71	2355	±27	-1
5	Са454-3_4.1 bd	0.18	94	264	2	0.01	0.1513	8.64	3.5	0.414	3.3	0.93	2301	±32	2234	±62	2360	±20	6
6	Са454-3_5.1 bd	0.00	91	251	2	0.01	0.1488	8.68	3.7	0.423	3.3	0.89	2305	±34	2273	±63	2332	±29	3
7	Са454-3_6.1 bd	0.17	94	237	3	0.01	0.1513	9.59	3.7	0.460	3.3	0.89	2396	±34	2439	±67	2360	±27	-3
8	Са454-3_7.1 bd	0.00	32	86	1	0.01	0.1557	9.21	4.2	0.429	3.5	0.86	2359	±39	2302	±68	2409	±37	5
9	Са454-3_8.1 bd	0.32	52	146	2	0.02	0.1519	8.63	3.9	0.412	3.4	0.87	2300	±35	2225	±64	2367	±28	6
10	Са454-3_9.1 bd	0.12	202	521	3	0.01	0.1538	9.55	3.9	0.450	3.7	0.97	2392	±36	2396	±75	2388	±15	0
11	Са454-3_9.2 bd	0.00	221	625	4	0.01	0.1534	8.70	3.3	0.411	3.2	0.97	2307	±30	2222	±60	2384	±13	7
12	Са454-3_10.1 bd	0.00	138	363	3	0.01	0.1548	9.47	3.4	0.443	3.3	0.96	2384	±32	2366	±65	2400	±16	1
13	Са454-3_11.1 bd	0.00	98	254	3	0.01	0.1505	9.31	3.6	0.448	3.3	0.94	2369	±33	2388	±66	2352	±21	-2
14	Са454-3_12.1 bd	0.00	67	177	3	0.02	0.1509	9.17	3.7	0.441	3.3	0.92	2355	±34	2353	±66	2356	±25	0
15	Са454-3_12.2 bd	0.20	60	150	1	0.01	0.1528	9.87	3.8	0.468	3.4	0.89	2423	±35	2477	±69	2378	±27	-4
16	Са454-3_12.3 bd	0.00	62	157	1	0.01	0.1525	9.72	3.7	0.462	3.4	0.91	2408	±34	2449	±68	2374	±26	-3
17	Са454-3_13.1 bd	0.06	349	876	7	0.01	0.1524	9.75	3.3	0.464	3.2	0.98	2412	±30	2457	±65	2373	±10	-3
18	Са454-3_14.1 bd	0.18	86	230	2	0.01	0.1543	9.31	3.6	0.437	3.3	0.92	2369	±33	2339	±65	2395	±22	2
19	Са454-3_15.1 bd	0.16	72	190	2	0.01	0.1500	9.17	3.6	0.443	3.3	0.91	2355	±33	2365	±66	2346	±24	-1
20	Са454_3.2 zr	0.08	88	298	112	0.39	0.1136	5.37	1.4	0.343	0.8	0.59	1881	±12	1901	±13	1858	±20	-2
21	Са454_12.4 zr	0.00	65	196	110	0.58	0.1286	6.88	1.5	0.388	1.0	0.64	2096	±13	2113	±17	2079	±20	-2
22	Са454_16.1 zr	0.00	37	127	46	0.37	0.1095	5.12	9.2	0.334	1.2	0.13	1807	±82	1183	±20	1792	±170	-5
23	Са454_16.2 zr	0.09	25	94	31	0.34	0.1152	4.95	2.6	0.311	2.0	0.76	1748	±31	1811	±22	1883	±31	8
24	Са454_17.1 zr	0.39	42	146	29	0.20	0.1352	6.23	2.9	0.334	1.8	0.63	2009	±25	1860	±29	1860	±29	16
25	Са454_14.1 zr	0.22	35	123	23	0.19	0.1130	5.15	2.5	0.331	1.9	0.76	1844	±21	1841	±30	1841	±30	0
26	Са454_15.1 zr	0.10	32	111	58	0.53	0.1138	5.16	2.5	0.329	1.9	0.75	1846	±21	1832	±30	1832	±30	2

Примечание. Погрешности приведены для интервала 1σ. Pb_c и Pb* – обычная и радиогенная составляющие соответственно. Ошибка калибровки стандарта не более 1%. Коррекция на обыкновенный свинец проведена по измеренному ^{206}Pb для циркона и “ ^{206}Pb -методом” – для бадделейта; Rho – коэффициент корреляции отношений $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ – $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$.

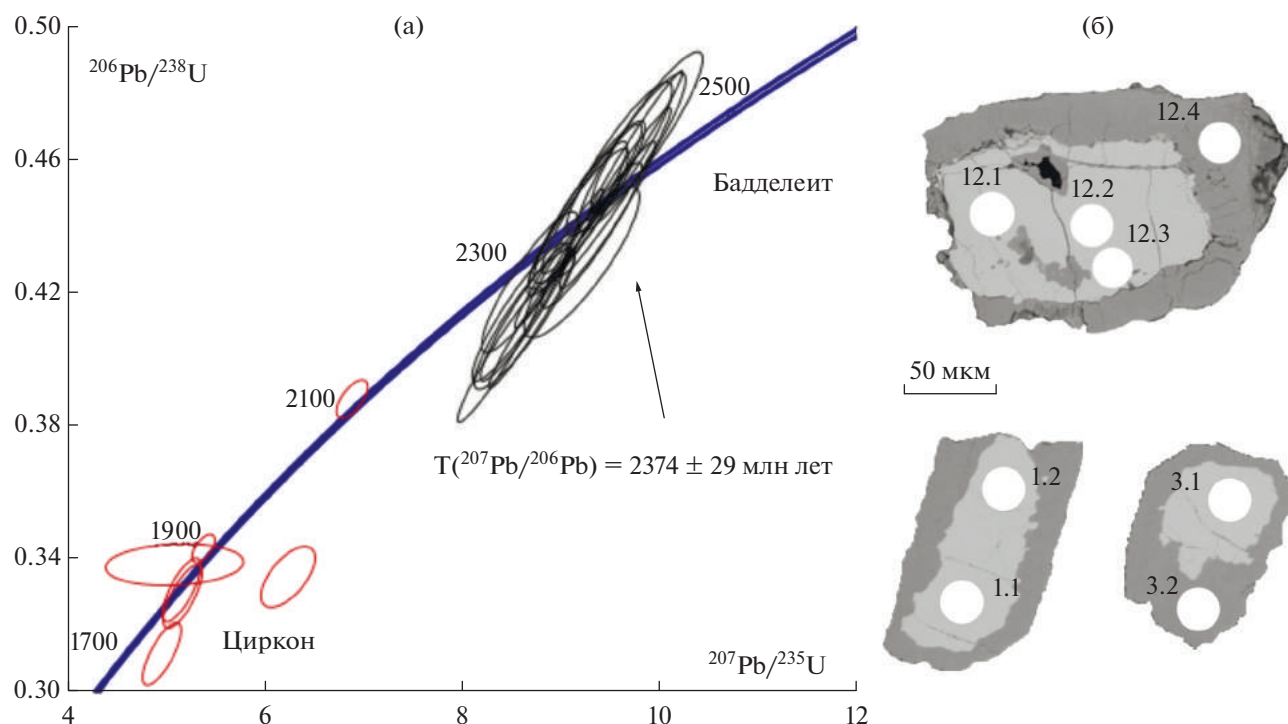


Рис. 8. (а) Диаграмма с конкордией для циркон-бадделейитовых агрегатов из габброноритов Амбарского массива (обр. Са-454-3, SHRIMP-II).

(б) Положение участков ядер и оболочек циркон-бадделейитового агрегата, анализированных с помощью вторично-ионного микрозонда SHRIMP-II (BSE).

аппроксимирующие ее аналитические точки отражают одноактную историю преобразования исходных циркон-бадделейитовых агрегатов.

Для оценки возраста метаморфизма нам представляется корректным использовать только фазы, отражающие изотопный состав новообразованного циркона и имеющие минимальную возрастную дискордантность (<5%). Нижнее пересечение дискордии, рассчитанной для точек изотопного состава №№ 10, 13 и 15, соответствует возрасту 1911 ± 35 млн лет (верхнее пересечение составляет 2456 ± 160 млн лет, СКВО = 0.70) (рис. 9в). Следует отметить, что точка изотопного состава вышелока № 10 располагается практически на конкордии (степень дискордантности составляет 0.6%), а величина его возраста $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ составляет 1942 ± 3 млн лет и совпадает в пределах погрешности со значением возраста, определяемого нижним пересечением дискордии (рис. 9в).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Реконструкция истории Амбарского массива на основании изучения геологии и позиции циркон-бадделейитовых агрегатов в породах

Амбарский массив – один из типичных массивов, сложенных оливиновыми габброноритами с реакционными каймами (“друзитами”) в Беломорской провинции (Степанов, 1981; Шарков

и др., 1997, 2004; Lobach-Zhuchenko et al., 1998; Алексеев и др., 1999; Ларикова, 2000). Повсеместное распространение в породах массива двупроксеновых коронарных структур на границе оливина и плагиоклаза делает его удобным объектом для расшифровки условий и возраста формирования коронарных структур в базитах Беломорской провинции и для решения проблемы их происхождения.

Формирование корон, как и других реакционных структур, отражает изменение парагенезисов при смене термодинамических условий. Такое изменение может быть связано с (1) остыванием в супрасолидусных условиях и реакцией образовавшихся минералов с остаточным расплавом, (2) остыванием в субсолидусных условиях и преобразованием магматических минеральных ассоциаций (автометаморфизмом) и (3) наложением на породы регионального метаморфизма. Основной механизм формирования корон – реакция при встречной диффузии компонентов в условиях ограниченного массопереноса в системе (Ashworth, Shepley, 1997; Ogilvie, Gibson, 2017; Goergen, Whitney 2012). Эти условия достигаются при малом количестве флюида и низкой флюидопроницаемости породы, а ориентировка зерен пироксенов определяется направлением диффузионного массопереноса. Из-за низкой скорости

Таблица 2. Результаты U-Pb (ID-TIMS) изотопных исследований бадделита и циркон-бадделитовых агрегатов (обр. Са-454-3)

№ ан.	Размерная фракция (мкм) и характеристика зерен	U/Pb*	Pb ^c /Pb ^r	Изотопные отношения					Rho	Возраст, млн лет		
				²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb ^a	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb ^b	²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁶ Pb ^b	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U		²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb
1	Vdy 1 зер.	2.2	0.022	405	0.1534 ± 2	0.0114 ± 1	9.3451 ± 307	0.4419 ± 11	0.76	2373 ± 8	2359 ± 6	2384 ± 4
2	Vdy 1 зер.	2.0	0.098	308	0.1561 ± 3	0.0119 ± 1	9.7420 ± 286	0.4526 ± 10	0.79	2411 ± 7	2407 ± 5	2414 ± 3
3	Zm-Vdy 5 зер., б/цв., (6N HCl)	2.1	0.200	197	0.1321 ± 2	0.0580 ± 1	6.8495 ± 152	0.3759 ± 6	0.78	2092 ± 5	2057 ± 3	2127 ± 3
4	Zm-Vdy 5 зер., б/цв., (1N HNO ₃)	2.7	0.020	638	0.1303 ± 1	0.0337 ± 1	6.4805 ± 145	0.3607 ± 7	0.87	2043 ± 5	1985 ± 4	2102 ± 2
5	Zm-Vdy 3 зер., св-кор., (1N HNO ₃)	2.5	0.006	298	0.1340 ± 3	0.0278 ± 1	7.4883 ± 326	0.4053 ± 14	0.82	2172 ± 9	2193 ± 8	2151 ± 4
6	Zm-Vdy 1 зер., б/цв., (6N HCl)	2.4	0.024	149	0.1260 ± 8	0.0451 ± 1	7.3510 ± 692	0.4232 ± 29	0.75	2155 ± 20	2275 ± 15	2043 ± 11
7	Zm-Vdy 5 зер., ВО, (H ₂ O), выщ 6N HCl	0.5	1.000	28	0.1512 ± 13	0.2779 ± 1	9.0685 ± 979	0.4351 ± 23	0.60	2345 ± 25	2329 ± 12	2359 ± 15
8	Zm-Vdy 5 зер., ВО, (0.1N HNO ₃), выщ 6N HCl	2.4	0.093	339	0.1388 ± 5	0.0210 ± 1	7.2297 ± 153	0.3779 ± 6	0.83	2140 ± 5	2066 ± 4	2212 ± 2
9	Zm-Vdy 3 зер., ВО, (3N HCl), выщ 6N HCl	2.9	0.258	158	0.1432 ± 1	0.0419 ± 1	4.9087 ± 462	0.2487 ± 5	0.93	1804 ± 17	1432 ± 3	2266 ± 2
10	Zm-Vdy 5 зер., (H ₂ O), выщ 6N HCl	1.8	0.337	111	0.1190 ± 1	0.0962 ± 1	5.7288 ± 171	0.3491 ± 7	0.75	1936 ± 4	1930 ± 4	1942 ± 3
11	Zm-Vdy 5 зер., (H ₂ O), выщ 6N HCl	2.6	0.008	1398	0.1329 ± 1	0.0313 ± 1	6.8785 ± 120	0.3754 ± 6	0.91	2096 ± 4	2055 ± 4	2137 ± 1
12	Zm-Vdy 5 зер., ВО, остаток от выщ №8	2.8	0.007	167	0.1159 ± 7	0.0696 ± 1	5.5621 ± 515	0.3482 ± 24	0.76	1910 ± 18	1926 ± 13	1893 ± 11
13	Zm-Vdy 3 зер., ВО, остаток от выщ №9	2.6	0.004	487	0.1257 ± 2	0.0741 ± 1	6.3183 ± 189	0.3646 ± 8	0.84	2021 ± 6	2004 ± 5	2037 ± 3
14	Zm-Vdy 5 зер., ВО, остаток от выщ №7	2.2	0.287	100	0.1160 ± 8	0.0892 ± 1	5.0450 ± 417	0.3154 ± 13	0.56	1827 ± 15	1767 ± 7	1896 ± 12
15	Zm-Vdy 6 зер., (0.1N HNO ₃), выщ HF110°60м	2.7	0.005	681	0.1279 ± 2	0.0311 ± 1	6.5005 ± 177	0.3685 ± 9	0.88	2046 ± 6	2022 ± 5	2070 ± 2
16	Zm-Vdy 5 зер., (0.1N HNO ₃), выщ HF110°30м	1.9	0.094	370	0.1394 ± 1	0.2685 ± 1	7.3708 ± 128	0.3836 ± 6	0.85	2157 ± 4	2093 ± 3	2219 ± 2
17	Zm-Vdy 6 зер., (0.1N HNO ₃), выщ HF110°60м	2.3	0.025	144	0.1302 ± 7	0.0368 ± 2	7.3251 ± 658	0.4081 ± 29	0.81	2152 ± 20	2206 ± 16	2101 ± 10
18	Zm-Vdy 5 зер., остаток от выщ №16	1.5	0.354	48	0.1446 ± 14	0.0854 ± 1	8.1969 ± 999	0.4110 ± 31	0.67	2253 ± 29	2220 ± 17	2284 ± 17
19	Zm-Vdy 7 зер., (0.1N HNO ₃), выщ HF220°60м	2.5	0.001	510	0.1208 ± 2	0.0510 ± 1	6.6088 ± 271	0.3968 ± 15	0.92	2061 ± 8	2154 ± 8	1968 ± 3
20	Zm-Vdy 7 зер., (0.1N HNO ₃), выщ HF220°30м	1.5	0.388	68	0.1325 ± 17	0.0793 ± 2	6.9050 ± 999	0.3778 ± 71	0.81	2099 ± 49	2066 ± 39	2132 ± 24
21	Zm-Vdy 5 зер., (H ₂ O), остаток от выщ №10	0.7	—	26	0.1113	0.2712	3.5800	0.2333	0.61	1545	1352	1820
22	Zm-Vdy 5 зер., (H ₂ O), остаток от выщ №11	1.7	0.30	41	0.1301 ± 36	0.1341 ± 2	6.813 ± 0.284	0.380 ± 11	0.75	2087 ± 83	2075 ± 62	2100 ± 49

Примечание. *Навеска бадделита не определялась; Pb_c — обычный свинец; Pb_r — общий свинец; ^aизмеренные изотопные отношения; ^bизотопные отношения, скорректированные на бланк и обычный свинец; Rho — коэффициент корреляции ошибок отношений ²⁰⁷Pb/²³⁵U—²⁰⁶Pb/²³⁸U. Величина ошибок (2σ) соответствует последним значащим цифрам. Vdy, Zm-Vdy — бадделит, циркон-бадделитовые агрегаты; (6N HCl) — способ удаления поверхностных загрязнений; ВО — предварительный высокотемпературный отжиг; выщ 6N HCl — выщелок, полученный с помощью 6N HCl; выщ HF110°60м — выщелок, полученный в результате обработки HF при 110°С в течение 60 мин, выщ HF110°30м, выщ HF220°60м, выщ HF220°30м — при 110°С в течение 30 мин, при 220°С в течение 60 мин, при 220°С в течение 30 мин соответственно.

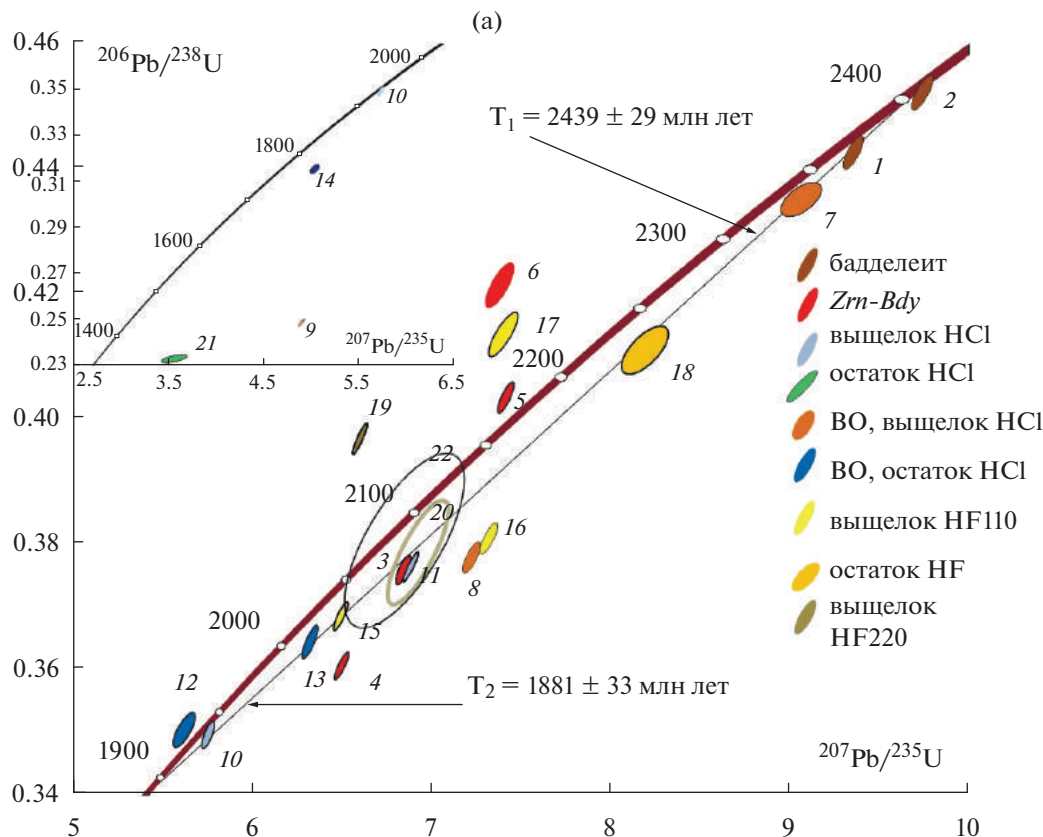
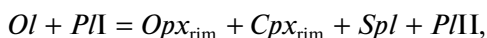


Рис. 9. Диаграммы с конкордией, на которых представлены результаты U-Pb (ID-TIMS) геохронологических исследований.

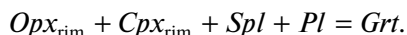
(а) — вся совокупность экспериментальных точек для бадделеита, циркон-бадделеитовых агрегатов и фаз, полученных в результате “дискретной химической абразии”, обр. Са-454-3; (б) — точки изотопного состава единичных зерен бадделеита из образцов габброноритов Са-454-3 (Амбарнский массив) и Са-738-1 (массив оз. Северное Каменное); (в) — экспериментальные точки, преимущественно характеризующие изотопный состав циркона оболочек циркон-бадделеитовых агрегатов. Номера точек соответствуют порядковым номерам в табл. 1.

массопереноса степень локальности минеральных равновесий в коронах выше, чем в полностью преобразованной метаморфической породе без реликтов ранних парагенезисов, а уравнивание минеральных ассоциаций происходит медленнее. Эти обстоятельства и связанная с ними значительная вариативность составов минералов затрудняют определение температуры и давления их формирования (Ashworth et al., 2001, 2004).

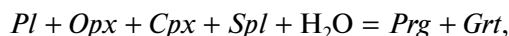
Формирование ранних дупироксеновых коронарных структур вокруг оливина на его границе с плагиоклазом в метагабброноритах Беломорской провинции происходит в результате минеральной реакции:



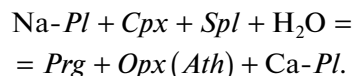
обычной в оливинсодержащих метабазитах, а поздние гранатовые каймы образуются за счет реакции ранних кайм с плагиоклазом:



Образование паргасита совместно с гранатом за счет внутреннего слоя короны может быть описано реакцией:



а без граната — реакцией:



Во всех этих реакциях происходит диффузионный перенос компонентов, включая кремнезем, что объясняет наблюдаемую реакцию:



Анализ топологии фазовой диаграммы в системе, валовый состав которой соответствует паре *An + Fo* (Kushiro, Yoder, 1966), показывает, что наблюдаемые реакции не могут происходить в супрасолидусных условиях, а при остывании первая из реакций возможна только в диапазоне давлений 7–8 кбар, что существенно выше, чем оценки давлений при которых происходила кристаллизация габброноритов.

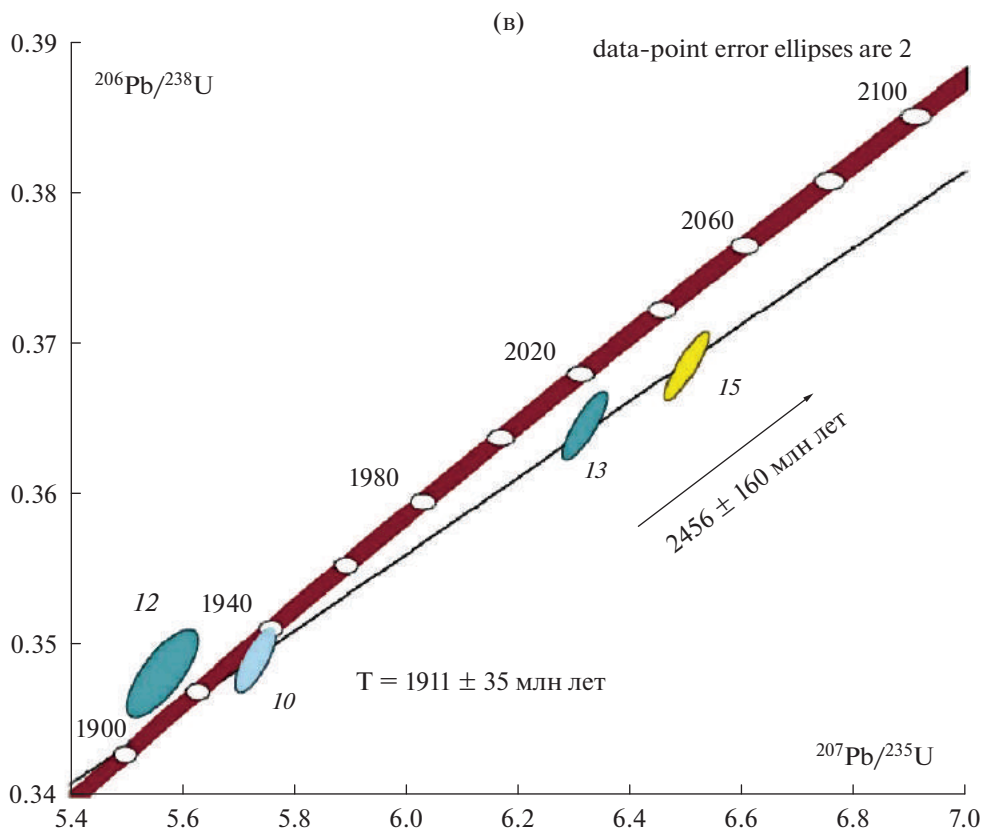
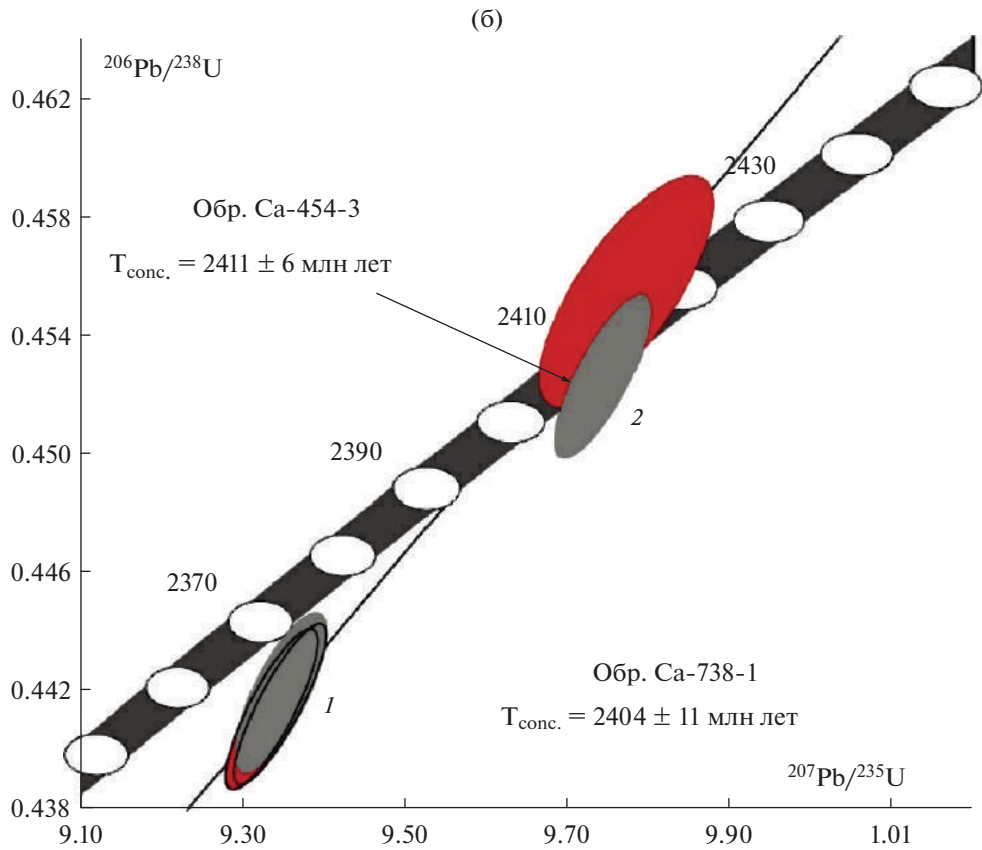


Рис. 9. Окончание

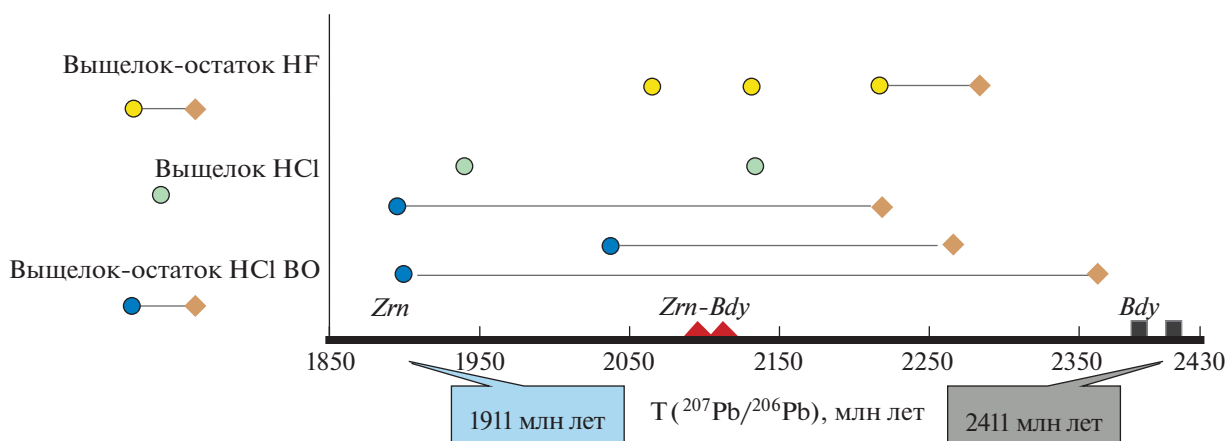


Рис. 10. Схема, демонстрирующая различия значений возраста ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$) бадделеита, выщелочков и остатков, полученных в результате применения “дискретной химической абразии” циркон-бадделеитовых агрегатов из габброноритов Амбарнского массива. *Zrn*, *Bdy*, *Zrn-Bdy* – циркон, бадделеит, циркон-бадделеитовые агрегаты; *BO* – предварительный высокотемпературный отжиг.

ритов в Беломорской провинции (Егорова, 2017). В то же время достаточно просто объяснить наблюдаемые реакции метаморфическими преобразованиями, которые должны протекать в две стадии: гранулитовый метаморфизм низких–умеренных давлений (формирование двупироксеновых кайм) и гранулитовый или амфиболитовый метаморфизм высоких давлений (формирование гранатсодержащих кайм). Подобные двухстадийные короны, связанные с полиметаморфизмом, известны во многих метаморфических комплексах (Agbossoumonde et al., 2004; Bethune, Davidson, 1997; Johnson, Carlson, 1990; Ghosh et al., 2021). Безводные минеральные ассоциации соответствуют гранулитовым парагенезисам, амфиболсодержащие – парагенезисам, переходным от гранулитовой к амфиболитовой фациям метаморфизма. Вариации типов кайм определяются большим набором факторов: *P-T* условиями протекания реакций, присутствием в системе флюида и его составом, составом самой породы. Так, присутствие граната возможно в более железистых породах или в результате преобразований при больших давлениях, а в более магнезиальных породах его альтернативой в тех же условиях может быть ассоциация *Orx + Spl* или *Cpx + Spl*.

Нами выполнены оценки термодинамических параметров формирования магматических парагенезисов и реакционных структур Амбарнского массива (рис. 11). Расчеты проведены методами классической термометрии с использованием программ *PTQuick* (Симаков, Доливо-Добровольский, 2009) и *PTQ_Avg* (Доливо-Добровольский, 2016). Формирование ранней магматической высокомагнезиальной минеральной ассоциации *Ol + OrxI + CpxI + Pl* происходило при температурах 1050–1150°C (*Cpx-Orx* термометры: Bertrand, Mercier, 1985; Putirka, 2008; Wells, 1977; Wood, Ban-

po, 1973) и давлениях 4–6 кбар (*Cpx-Orx-Ol-Pl* барометр: Fumagalli et al., 2017). Оценки условий образования двупироксеновых коронарных структур по тем же термометрам и барометру дают значения 680–900°C, 6.5–8.5 кбар. Оценка давления с большой точностью невозможна, так как она основана на содержании Al_2O_3 в клинопироксене, которое в изучаемых породах низкое, что приводит к большим ошибкам расчетов. Рассчитанные параметры подтверждают формирование ранних корон в условиях гранулитового метаморфизма низких–умеренных давлений.

Оценка температуры кристаллизации циркона, заместившего бадделеит, выполненная с использованием сольвусного термометра *Ti-в-цирконе* (Ferry, Watson, 2007) составляет от $843 \pm 43^\circ\text{C}$ (Supplementary 5, *ESM_5.xlsx*). Поскольку необходимые для точного определения температуры с применением этого термометра кварц и рутил в породе отсутствуют, а значения a_{SiO_2} и a_{TiO_2} неизвестны, то невозможно оценить, насыщен ли циркон титаном. В этом случае полученное значение должно рассматриваться как минимальная оценка температуры формирования циркона и подтверждает формирование цирконовой оболочки вокруг бадделеита в условиях гранулитовой фации. Таким образом, оценки условий образования циркона согласуются с оценками температур формирования коронарных структур, полученных по слагающим их пороодообразующим минералам.

Морфологические и геохимические особенности бадделеита и циркона в оливиновых габброноритах

Бадделеит, типичный аксессуарный минерал интрузивных базитов, обычно локализован в ин-

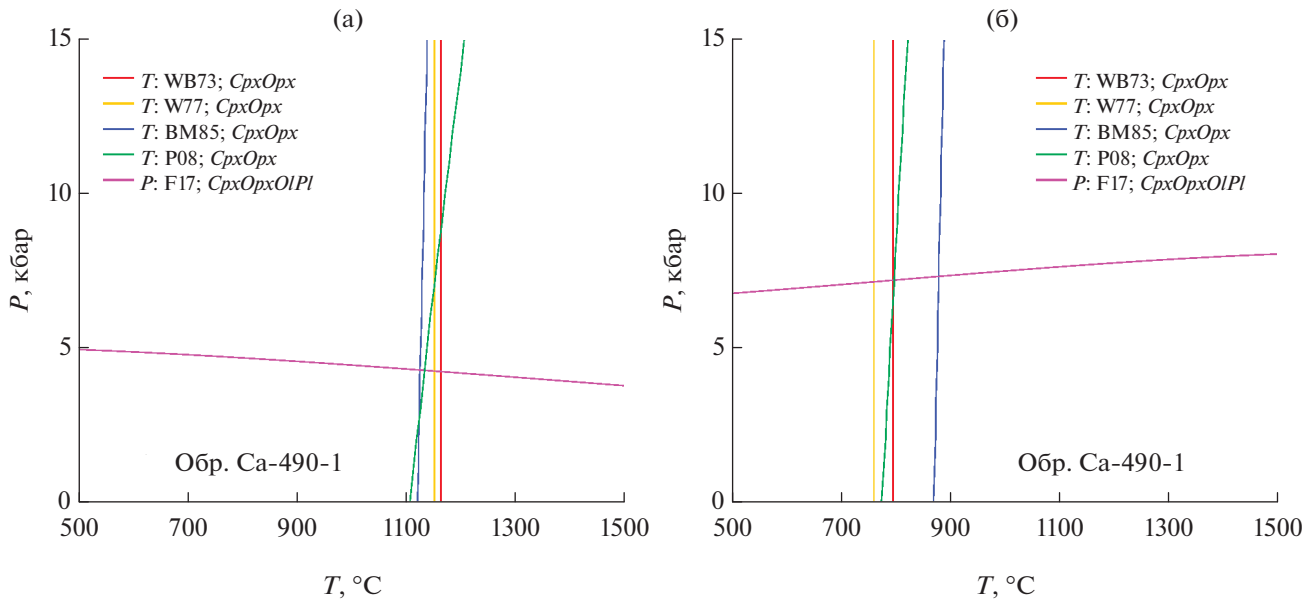


Рис. 11. Результаты термобарометрического изучения метаморфизованных габброноритов Амбарского массива: (а) – реликтовая магматическая ассоциация $OrxI + CpxI + Ol + Pl$, (б) ранняя метаморфическая ассоциация: $OrxII + CpxII + PlI + Spl \pm OII$. Используемые инструменты: дупироксеновые термометры (WB73: Wood, Banno, 1973; W77: Wells, 1977; BM85: Bertrand, Mercier, 1985; P08: Putirka, 2008), дупироксен-оливин-плаггиоклазовый барометр (F17: Fumagalli et al., 2017). Для расчетов использованы составы минералов, приведенные в Supplementary 6, ESM_6.xlsx.

терстициях крупных зерен породообразующих минералов и формирует табличатые и удлиненные псевдо-призматические кристаллы размером 30–100 мкм (Söderlund et al., 2013; Beckman et al., 2017). В габброноритах Беломорской провинции, бадделейт имеет типичные для базитов морфологию и размер зерен, однако преобладают в этих породах циркон-бадделейтовые агрегаты (рис. 4), характерные для метаморфизованных габброидов. Согласно проведенным ранее исследованиям (Beckman et al., 2017; Beckman, Möller, 2018), оболочка циркона вокруг бадделейта может формироваться на любом этапе метаморфических преобразований базитов, однако максимальный рост поликристаллического циркона соответствует наиболее раннему этапу метаморфизма пород, когда бадделейт является главным источником циркония.

Изучение габброноритов Амбарского массива показало, что циркон-бадделейтовые агрегаты и поликристаллический циркон в габброноритах локализованы в центральной части коронарной структуры вокруг оливина (рис. 3в, 12; Supplementary 3, ESM_3.pdf для обр. Са-454-1). По строению и морфологии цирконовые оболочки вокруг бадделейта (рис. 4) аналогичны ортопироксеновым коронам вокруг оливина (рис. 3в), что позволяет предполагать их синхронное формирование в результате диффузионного привноса SiO_2 , выво-

бождающегося при разложении анортитового компонента плаггиоклаза. Важно отметить, что во всех случаях цирконовые короны вокруг бадделейта наблюдаются только в составе дупироксеновых коронарных структур и отсутствуют в составе гранатовых и амфиболовых кайм. Можно предположить, что это объясняется возможностью рассеяния циркония в кристаллических решетках граната и амфибола, препятствующей формированию циркона на соответствующем этапе метаморфизма в условиях низких содержаний циркония в породе.

Анализ распределения элементов-примесей в бадделейте подтверждает магматическую природу бадделейта и сохранность его состава. При этом наиболее крупные ядра бадделейта имеют характер распределения рассеянных элементов, наиболее близкий к бадделейту Палаборы и Ковдора (рис. 7в). Анализ вариаций концентраций элементов-примесей в цирконе показывает отсутствие сходства с магматическим цирконом (рис. 7в), что свидетельствует в пользу метаморфической природы цирконовой оболочки и исключает субсолидусную природу коронарных структур вокруг оливина. Обогащение циркона HREE предполагает отсутствие равновесия с гранатом, что согласуется с положением циркон-бадделейтовых агрегатов в безгранатовых коронарных структурах (рис. 3в, 12). Обогащение циркона LREE, вероят-

но, является результатом участия Si-содержащего флюида в формировании коронарных структур и оболочек циркона (Xia et al., 2010).

Результаты геохронологических исследований

Использование локальных U-Th-Pb изотопных исследований (SHRIMP-II) не позволило получить надежные оценки возраста отдельных фаз циркон-бадделеитовых агрегатов. Это обусловлено, очевидно, сложностью в выборе однородных ненарушенных участков как в пределах трещиноватых ядер, так и в оболочках, имеющих микроблочную структуру, “интерстиции” в которых часто выполнены бадделеитом (рис. 4). Кроме того, дискордантность реликтового бадделеита, преобразованного в результате флюидной переработки, связанной с наложенным метаморфизмом, накладывает ограничения на получение точных оценок возраста.

Результаты экспериментов, направленных на “химическое” разделение бадделеита и циркона, продемонстрировали высокую эффективность подхода, предложенного М. Рио с соавторами (Rioux et al., 2010), которые использовали 6N HCl для кристаллов, предварительно подвергнутых высокотемпературному отжигу при 850°C в течение 48 ч. Применение только кислотной обработки (6N HCl, 15N HF) с целью разделения фаз не имеет смысла, поскольку зерна, не подвергавшиеся предварительному высокотемпературному отжигу, значительно менее резистентны и, соответственно, селективному растворению будут подвергаться как ядра, сложенные бадделеитом, так частично или полностью оболочки, выполненные поликристаллическим цирконом, который в силу высокой дефектности кристаллической решетки (микроблочность) обладает низкой устойчивостью. В то же время нужно учитывать и некоторую вероятность частичного растворения в HCl метамиктных участков и в цирконе, подвергнутом высокотемпературному отжигу. Не исключено, что наблюдаемая дискордантность выщелоков (табл. 2, № 8) после кислотной обработки HCl, изотопный состав которых должен соответствовать бадделеиту, который, как правило, не обнаруживает существенных посткристаллизационных потерь Pb и U, обусловлена именно этим фактом. Очевидно, циркон оболочек (табл. 2, № 14) мог испытывать частичные потери Pb в посткристаллизационное время. Вероятно, и обратная дискордантность исходных циркон-бадделеитовых агрегатов может также объясняться различной степенью селективных потерь Pb и U в различных фазах этих агрегатов.

В целом результаты “дискретной химической абразии” позволяют сделать вывод о том, что в результате селективного растворения 6N HCl в остатках остается преимущественно радиогенный свинец цирконовых оболочек (рис. 10). В то же время различная степень дискордантности остатков (рис. 9а) указывает, с одной стороны, на возможность неполного растворения бадделеитовой фазы (табл. 2, № 13), а, с другой – на нарушение сохранности изотопных отношений в оболочках, частично представляющих собой смесь кристаллической и метамиктной фаз и демонстрирующих различное поведение U-Pb системы, в том числе в результате кислотной обработки.

Верхнее пересечение дискордии, рассчитанной для фигуративных точек, соответствующих изотопному составу большей части проанализированных выщелоков и остатков, отвечает возрасту 2439 ± 9 млн лет, близкому к возрасту единичных зерен бадделеита из оливиновых габброноритов Амбарнского массива габброноритов 2411 ± 6 млн лет. Для того чтобы корректно оценить возраст образования оболочек, мы использовали только изотопные данные для остатка (табл. 2, № 13) и выщелоков (табл. 2, №№ 10, 15), имеющих минимальную возрастную дискордантность (0.6–5%), что позволяет нам рассматривать значение возраста, определяемого нижним пересечением дискордии, рассчитанной для точек их состава, 1911 ± 35 млн лет (СКВО = 0.70), в качестве оценки возраста метаморфизма, с которым связано их образование. К сожалению, на данном этапе исследований погрешность этой оценки возраста сравнительно велика, что создает определенные ограничения при реконструкции температурно-временных моделей эволюции Беломорской провинции в палеопротерозое.

Возраст палеопротерозойского гранулитового метаморфизма пород Беломорской провинции

Результаты геологических, петрологических, геохимических и геохронологических исследований Амбарнского массива не противоречат традиционным представлениям (Сыстра, 1978; Степанов, 1981; Арестова, 2004) о его принадлежности к палеопротерозойскому комплексу лерцолитов-габброноритов Беломорской провинции. U-Pb (ID-TIMS) возраст единичных зерен неизменного бадделеита составляет 2411 ± 6 млн лет, что в пределах погрешности совпадает с возрастом 2404 ± 11 млн лет, полученным ранее для бадделеита из оливиновых габброноритов оз. Северное Каменное, расположенного в этом же районе Беломорской провинции (Степанова и др., 2020)

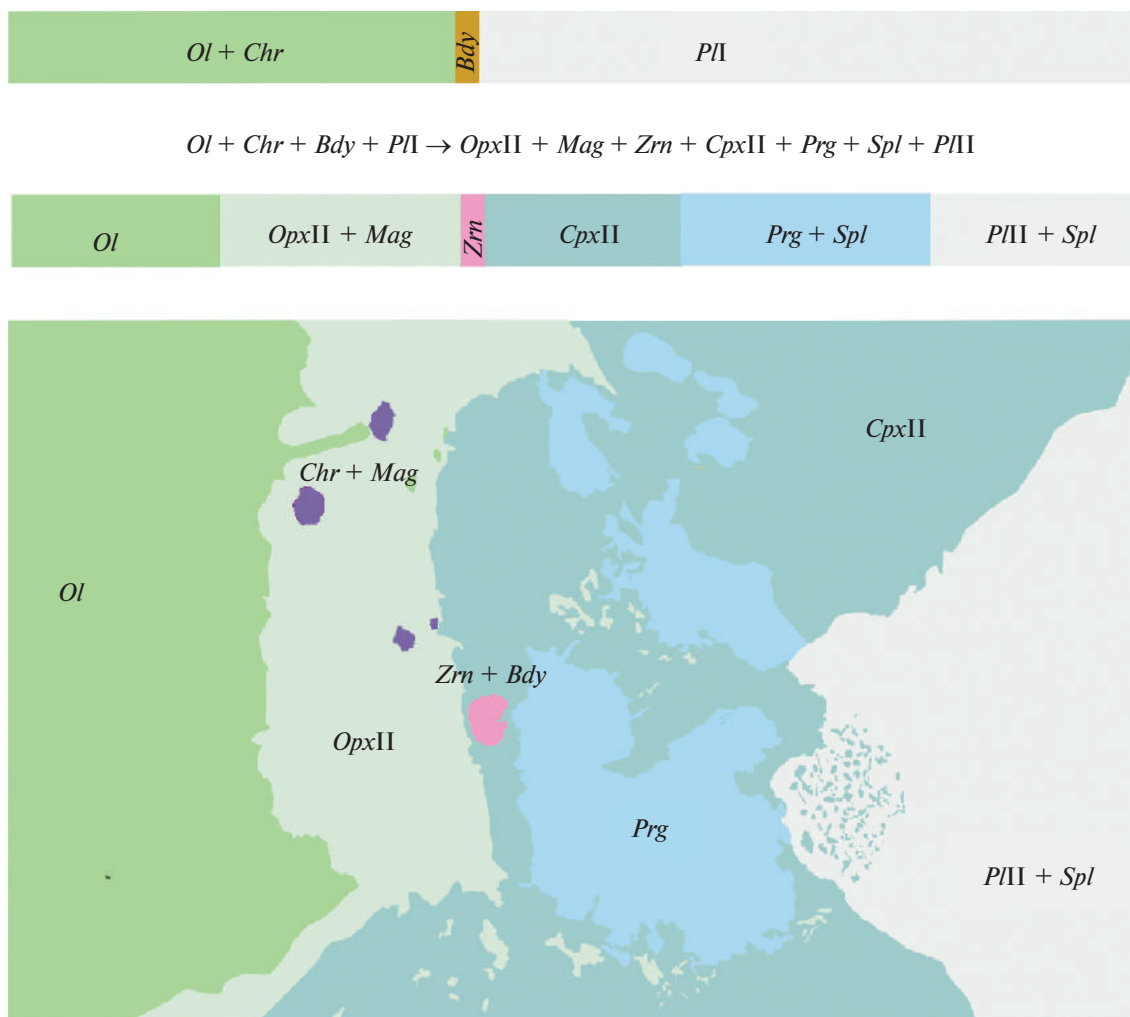


Рис. 12. Модель формирования коронарных структур на границе оливин–плагиоклаза в породах Амбарского массива.

(рис. 9б). Эти данные подтверждают существование дискретного эпизода мантийного магматизма с возрастом 2,4 млрд лет в восточной части Фенноскандинавского щита и широкое распространение базитов этой возрастной группы в Беломорской провинции.

Совокупность петрологических, минералогических и геохронологических данных позволяет сделать вывод о том, что возраст гранулитового метаморфизма, наложенного на габбронориты Амбарского массива, составляет 1911 ± 35 млн лет, что соответствует ранней стадии Лапландско-Кольской коллизионной орогении (Daly et al., 2006). Признаки проявления позднепалеопротерозойского гранулитового метаморфизма обнаружены и в других районах Беломорской провинции (Азимов и др., 2017а, 2017б; Устинова и др., 2021). Ранее позднепалеопротерозойские значения возраста метаморфизма габброноритов Беломорской про-

винции с коронарными структурами были установлены Н.Л. Алексеевым с соавторами (Алексеев и др., 1999) Sm-Nd методом. Близкие к установленным нами значения параметров метаморфизма ($820\text{--}900^\circ\text{C}$ и $5.5\text{--}6$ кбар) и возраста ($\sim 1924\text{--}1927$ млн лет) были получены для пород Лапландского гранулитового пояса, находящегося в осевой части того же Лапландско-Кольского орогена, С.А. Бушминым и Ю.М. Лебедевой с соавторами (Бушмин и др., 2009; Лебедева и др., 2012).

Несмотря на то, что степень сохранности палеопротерозойских гранулитовых парагенезисов в породах Беломорской провинции значительно ниже, чем в Лапландских гранулитах, которые не испытали значимых структурно-метаморфических преобразований, связанных с событиями моложе 1900 млн лет (Каулина, 2009), имеющиеся к настоящему времени данные о возрасте и условиях метаморфических преобразований в Беломорской

провинции свидетельствуют в пользу значительно более широкого, чем предполагалось ранее (Ранний..., 2005), распространения палеопротерозойского метаморфизма гранулитовой фации, связанного с формированием Лапландско-Кольского орогена.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Результаты геологических, петрологических и геохронологических исследований коронитовых метагабброноритов Амбарнского массива в центральной части Беломорской провинции Фенноскандинавского щита позволяют сделать следующие выводы:

1. Возраст кристаллизации пород, определенный на основании результатов U-Pb (ID-TIMS) геохронологических исследований единичных зерен бадделеита, составляет 2411 ± 6 млн лет.

2. Применение методики “дискретной химической абразии” позволило получить оценку возраста (U-Pb, ID-TIMS) метаморфизма гранулитовой фации 1911 ± 35 млн лет, с которым связано образование двупироксеновых коронарных структур на границе оливин-плагиоклаз в габброноритах и оболочек циркона вокруг бадделеита.

3. Этап метаморфических преобразований оливиновых габброноритов Беломорской провинции на 500 млн лет моложе возраста их становления и, очевидно, связан с процессами формирования Лапландско-Кольского орогена.

Благодарности. Авторы выражают глубокую благодарность Л.Я. Арановичу и К.Н. Шатагину (ИГЕМ РАН) за ценные замечания, которые позволили значительно улучшить статью.

Источники финансирования. Исследования выполнены при поддержке РФФИ (проект № 20-05-00437) и НИР №№ FMUW-2022-0002, FMUW-2022-0003, FWME-2019-0060.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Азимов П.Я., Слабунов А.И., Степанова А.В. и др. Палеопротерозойские высокобарные гранулиты Беломорской провинции Фенноскандии: петрологические свидетельства коллизии “континент-континент” // Геодинамика раннего докембрия: сходство и различия с фанерозоем. Материалы научной конференции и путеводитель экскурсий. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2017а. С. 13–17.

Азимов П.Я., Степанова А.В., Егорова С.В. и др. Ранний позднепалеопротерозойский гранулитовый метаморфизм низких-умеренных давлений в Беломорской провинции Фенноскандии // Геодинамика раннего докембрия: сходство и различия с фанерозоем. Мате-

риалы научной конференции и путеводитель экскурсий. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2017б. С. 17–21.

Алексеев Н.Л., Лобач-Жученко С.Б., Богомолов Е.С. и др. Фазовые и изотопные (Nd) равновесия в друзитах массива Толстик и района Тупой губы, Северо-Западное Беломорье, Балтийский щит // Петрология. 1999. Т. 7. № 1. С. 3–23.

Арестова Н.А. Эволюция базит-ультрабазитового магматизма Балтийского щита интервала 3.4–2.4 млрд лет. Дис. ... докт. геол.-мин. наук. СПб.: ИГГД РАН, 2004. 305 с.

Бабарина И.И., Степанова А.В., Азимов П.Я., Серебряков Н.С. Неоднородность переработки фундамента в Лапландско-Кольском коллизионном орогене, Беломорская провинция Фенноскандинавского щита // Геотектоника. 2017. № 5. С. 3–19.

Балаганский В.В., Кудряшов Н.М., Балашов Ю.А. и др. О возрасте друзитового массива Жемчужный, Северо-Западное Беломорье: U-Pb изотопные данные и геологические следствия // Геохимия. 1997. № 2. Р. 158–168.

Балаганский В.В., Минц М.В., Дэйли Д.С. Палеопротерозойский Лапландско-Кольский ороген // Строение и динамика литосферы Восточной Европы. Результаты исследований по программе EUROPROBE. М.: Роснедра, Геокарт, 2006. С. 158–171.

Березин А.В., Скублов С.Г., Марин Ю.Б. и др. Новое проявление эклогитов в Беломорском подвижном поясе: геология, условия метаморфизма и изотопный возраст // Докл. АН. 2013. Т. 223. С. 64–75.

Бибикова Е.В., Богданова С.В., Глебовицкий В.А. и др. Этапы эволюции Беломорского подвижного пояса по данным U-Pb цирконового геохронологии (ионный микрозонд NORDSIM) // Петрология. 2004. Т. 12. № 3. С. 227–244.

Бушмин С.А., Глебовицкий В.А., Савва Е.В. и др. Возраст высокобарического метасоматоза в зонах сдвиговых деформаций при коллизионном метаморфизме в Лапландском гранулитовом поясе: U-Pb-SHRIMP-II-датирование цирконов из силлиманит-гиперстеновых пород Порьегубского покрова // Докл. АН. 2009. Т. 428. № 6. С. 792–796.

Доливо-Добровольский Д.В. PTQ_Avg: дополнение к программе PTQuick для вычисления “простых средних” – точек кратчайших среднеквадратичных расстояний до всех линий, построенных на 2D диаграммах. 2016. URL: <http://www.dimadd.ru/ru/Programs/ptqavg>

Егорова С.В. Палеопротерозойские габбронориты Беломорской и Карельской провинций Фенноскандинавского щита: сравнительный анализ состава, условий формирования и метаморфических преобразований. Дисс. ... геол.-мин. наук. Петрозаводск: ИГ КарНЦ РАН, 2017. 221 с.

Ларикова Т.Л. Формирование друзитовых (коронарных) структур вокруг оливина и ортопироксена при метаморфизме габброидов Северного Беломорья, Карелия // Петрология. 2000. Т. 8. № 4. С. 430–448.

- Лебедева Ю.М., Бушмин С.А., Глебовицкий В.А. Термодинамические условия метасоматоза в высокотемпературных и высокобарических зонах сдвиговых деформаций (Кандалакшско-Умбинская зона, Кольский полуостров) // Докл. АН. 2012. Т. 445. № 2. С. 191–195.
- Миллер Ю.В., Милькевич Р.И. Покровно-складчатая структура Беломорской зоны и ее соотношение с Карельской гранит-зеленокаменной областью // Геотектоника. 1995. № 6. С. 80–93.
- Носова А.А., Сазонова Л.В., Наркисова В.В., Симакин С.Г. Элементы-примеси в клинопироксенах из палеозойских вулканитов Тагильской островной дуги Среднего Урала // Геохимия. 2002. № 3. С. 254–268.
- Ранний докембрий Балтийского щита // Под ред. В.А. Глебовицкого. СПб.: Наука, 2005. 711 с.
- Светов С.А., Степанова А.В., Чаженгина С.Ю. и др. Прецизионный (ICP-MS, LA-ICP-MS) анализ состава горных пород и минералов: методика и оценка точности результатов на примере раннедокембрийских мафитовых комплексов // Тр. КарНЦ РАН. 2015. № 7. С. 173–192.
- Симаков С.К., Доливо-Добровольский Д.В. PTQuick: программа для определения условий равновесия минеральных парагенезисов методами классической геотермобарометрии. 2009. URL: <http://dimadd.ru/ru/Programs/ptquick>
- Скублов С.Г., Березин А.В., Мельник А.Е. и др. Возраст протолита эклогитов южной части Пезжострова, Беломорский пояс: протолит метабазитов как индикатор времени эклогитизации // Петрология. 2016. Т. 24. № 6. С. 640–653.
- Скублов С.Г., Азимов П.Я., Ли С.-Х. и др. Полиметаморфизм чупинской толщи Беломорского подвижного пояса (Фенноскандия) по данным изотопно-геохимического (U-Pb, REE, O) исследования циркона // Геохимия. 2017. № 1. С. 3–16.
- Слабунов А.И. Геология и геодинамика архейских подвижных поясов (на примере Беломорской провинции Фенноскандинавского щита). Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2008. 298 с.
- Слабунов А.И., Лобач-Жученко С.Б., Бибикина Е.В. и др. Архей Балтийского щита: геология, геохронология, геодинамические обстановки // Геотектоника. 2006. № 6. С. 3–32.
- Слабунов А.И., Володичев О.И., Скублов С.Г., Березин А.В. Главные стадии формирования палеопротерозойских эклогитизированных габбро-норитов по результатам U-Pb (SHRIMP) датирования цирконов и изучения их генезиса // Докл. АН. 2011. Т. 42. С. 238–242.
- Слабунов А.И., Азимов П.Я., Глебовицкий В.А. и др. Архейская и палеопротерозойская мигматизации пород Беломорской провинции Фенноскандинавского щита: петрология, геохронология, геодинамические следствия // Докл. АН. 2016. Т. 467. № 1. С. 71–74.
- Степанов В.С. Основной магматизм докембрия западного Беломорья. Л.: Наука, 1981. 216 с.
- Степанова А.В., Сальникова Е.Б., Самсонов А.В. и др. Интрузивные базиты крупной магматической провинции 2400 млн лет в Беломорском подвижном поясе: первые U-Pb ID-TIMS данные по бадделейту // Докл. АН. 2020. Т. 493. № 2. С. 56–60.
- Сыстра Ю.Й. Структурная эволюция беломорид Западного Беломорья. Л.: Наука, 1978. 180 с.
- Устинова В.В., Максимов О.А., Егорова С.В. Метабазиты Келейногубского массива Беломорского подвижного пояса Фенноскандинавского щита: состав, строение и условия метаморфизма // Вест. Воронежского гос. ун-та. Серия: Геология. 2021. № 3. С. 25–37.
- Федоров Е.С. О новой группе изверженных пород // Изв. Московского сельскохозяйств. ин-та. 1896. Кн. 1. С. 168–189.
- Федотова А.А., Бибикина Е.В., Симакин С.Г. Геохимия циркона (данные ионного микрозонда) как индикатор генезиса минерала при геохронологических исследованиях // Геохимия. 2008. № 9. С. 980–997.
- Шарков Е.В., Смолькин В.Ф., Красивская И.С. Раннепротерозойская магматическая провинция высокомагнезиальных бонинитоподобных пород в восточной части Балтийского щита // Петрология. 1997. Т. 5. № 5. С. 503–522.
- Шарков Е.В., Красивская И.С., Чистяков А.В. Диспергированный мафит-ультрамафитовый магматизм подвижных зон раннего палеопротерозоя Балтийского щита на примере друзитового (коронитового) комплекса Беломорья // Петрология. 2004. Т. 12. № 6. С. 632–655.
- Agbossoumondé Y., Guillot S., Ménot R.-P. Pan-African subduction–collision event evidenced by high-*P* coronas in metanorites from the Agou massif (southern Togo) // Precamb. Res. 2004. V. 135. № 1–2. P. 1–21. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2004.06.005>
- Amelin Yu., Li Ch., Naldrett A.J. Geochronology of the Voisey's Bay intrusion, Labrador, Canada, by precise U-Pb dating of coexisting baddeleyite, zircon, and apatite // Lithos. 1999. V. 47. P. 33–51.
- Ashworth J.R., Sheplev V.S. Diffusion modelling of metamorphic layered coronas with stability criterion and consideration of affinity // Geochim. Cosmochim. Acta. 1997. V. 61. № 17. P. 3671–3689. [https://doi.org/10.1016/S0016-7037\(97\)00190-7](https://doi.org/10.1016/S0016-7037(97)00190-7)
- Ashworth J.R., Sheplev V.S., Khlestov V.V., Ananyev V.A. Geothermobarometry using minerals at non-equilibrium: A corona example // Eur. J. Mineral. 2001. V. 13. № 6. P. 1153–1161.
- Ashworth J.R., Sheplev V.S., Khlestov V.V., Ananyev V.A. An analysis of uncertainty in non-equilibrium and equilibrium geothermobarometry // J. Metamorph. Geol. 2004. V. 22. № 9. P. 811–824.
- Balagansky V.V., Timmerman M.J., Kozlova N.Y., Kisilitsyn R.V. A 2.44 Ga syn-tectonic mafic dyke swarm in the Kolvitsa Belt, Kola Peninsula, Russia: Implications for early Palaeoproterozoic tectonics in the north-eastern Fennoscandian Shield // Precamb. Res. 2001. V. 105. P. 269–287.

- Beckman V., Möller Ch.* Prograde metamorphic zircon formation in gabbroic rocks: The tale of microtextures // *J. Metamorph. Geol.* 2018. V. 12. P. 1221–1236.
- Beckman V., Moller Ch., Soderlund U., Andersson J.* Zircon growth during progressive recrystallization of gabbro to garnet amphibolite, eastern segment, Sveconorwegian orogen // *J. Petrol.* 2017. V. 58. № 1. P. 167–188.
- Belousova E.A., Griffin W.L., O'Reilly S.Y., Fisher N.I.* Igneous zircon: Trace element composition as an indicator of source rock type // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2002. V. 143. P. 602–622.
- Bertrand P., Mercier J.-C.C.* The mutual solubility of coexisting ortho- and clinopyroxene: Toward an absolute geothermometer for the natural system? // *Earth. Planet. Sci. Lett.* 1985. V. 76. № 1–2. P. 109–122.
- Bethune K.M., Davidson A.* Grenvillian metamorphism of the Sudbury diabase dyke-swarm: From protolith to two-pyroxene-garnet coronate // *Canada Mineral.* 1997. V. 35. № 5. P. 1191–1220.
- Black L.P., Kamo S.L., Allen C.M. et al.* Improved $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ microprobe geochronology by the monitoring of a trace-element-related matrix effect; SHRIMP, ID-TIMS, ELA-ICP-MS and oxygen isotope documentation for a series of zircon standards // *Chem. Geol.* 2004. V. 205. P. 115–140.
- Bogdanova S.V., Gorbatshev R., Garetsky R.G.* EUROPE|East European Craton // *Ref. Modul. Earth Syst. Environ. Sci.* 2016.
- Bogdanova S.V., Bibikova E.V.* The “Saamian” of the Belomorian Mobile Belt: New geochronological constraints // *Precamb. Res.* 1993. V. 64. P. 131–152.
- Daly J.S., Balagansky V.V., Timmerman M.J., Whitehouse M.J.* The Lapland-Kola orogen: Palaeoproterozoic collision and accretion of the northern Fennoscandian lithosphere // *Geol. Soc. London Mem.* 2006. V. 32. P. 579–598.
- Davidson A., van Breemen O.* Baddeleyite-zircon relationships in coronitic metagabbro, Grenville Province, Ontario: Implications for geochronology // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1988. V. 100. № 3. P. 291–299.
- Dokukina K., Mints M.* Subduction of the Mesoarchaeon spreading ridge and related metamorphism, magmatism and deformation by the example of the Gridino eclogitized mafic dyke swarm, the Belomorian Eclogite Province, eastern Fennoscandian Shield // *J. Geodyn.* 2019. V. 123. P. 1–37.
- Dokukina K.A., Mints M.V., Khubanov V.B. et al.* Early Palaeoproterozoic granulite-facies metamorphism and partial melting of eclogite-facies rocks in the Salma association, eastern Fennoscandian Shield, Russia // *Precamb. Res.* 2021. V. 361. P. 106260.
- Faryad S.W., Kachlík V., Sláma J., Hoinkes G.* Implication of corona formation in a metatroctolite to the granulite facies overprint of HP-UHP rocks in the Moldanubian Zone (Bohemian Massif) // *J. Metamorph. Geol.* 2015. V. 33. № 3. P. 295–310.
- Ferry J.M., Watson E.B.* New thermodynamic models and revised calibrations for the Ti-in-zircon and Zr-in-rutile thermometers // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2007. V. 154. № 4. P. 429–437.
- Fumagalli P., Borghini G., Rampone E., Poli S.* Experimental calibration of forsterite-anorthite-Ca-tschermak-enstatite (FACE) geobarometer for mantle peridotites // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2017. V. 172. Article 38. P. 1–19.
- Gallien F., Mogessie A., Hauzenberger C.A. et al.* On the origin of multi-layer coronas between olivine and plagioclase at the gabbro – granulite transition, Valle Fe Huerta Ranges San Juan Province, Argentina // *J. Metamorph. Geol.* 2012. V. 30. P. 281–301.
- Ghosh S., Prabhakar N., D'Souza J.* Origin of multilayer corona textures in mafic granulites from the Sandmata Complex, Aravalli Craton (northwestern India): Petrological characteristics and tectonic implications // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2021. V. 176. Article 35.
- Goergen E.T., Whitney D.L.* Corona networks as three-dimensional records of transport scale and pathways during metamorphism // *Geology.* 2012. V. 40. № 2. P. 183–186.
- Grant S.M.* Diffusion models for corona formation in metagabbros from the Western Grenville Province, Canada // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1988. V. 98. P. 49–63.
- Heaman L.M.* The application of U-Pb geochronology to mafic, ultramafic and alkaline rocks: An evaluation of three mineral standards // *Chem. Geol.* 2009. V. 261. P. 43–52.
- Heaman L.M., LeCheminant A.N.* Paragenesis and U-Pb systematics of baddeleyite (ZrO_2) // *Chem. Geol. Geol.* 1993. V. 110. P. 95–126.
- Hinthorne C.A., Andersen R.L., Conrad J.F. et al.* Single-grain $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ and U/Pb age determinations with a 10- μm spatial resolution using the ion microprobe mass analyzer (IMMA) // *Chemical Geol.* 1979. V. 25. P. 271–303.
- Höglttä P., Balagansky V., Garde A.A. et al.* Archean of Greenland and Fennoscandia // *Episodes.* 2008. V. 1. P. 13–19.
- Humphreys M.C.S.* Silicate liquid immiscibility within the crystal mush: Late-stage magmatic microstructures in the Skaergaard intrusion, East Greenland // *J. Petrol.* 2011. V. 52. № 1. P. 147–174.
- Johnson C.D., Carlson W.D.* The origin of olivine-plagioclase coronas in metagabbros from the Adirondack Mountains, New York // *J. Metamorph. Geol.* 1990. V. 8. № 6. P. 697–717.
- Kouvo O.* The use of mafic pegmatoids in geochronometry // *Abstr. 5th Eur. Colloq. Geochronology, Pisa, 1977.* Sept. 5–10.
- Krogh T.E.* A low-contamination method for hydrothermal decomposition of zircon and extraction of U and Pb for isotopic age determination // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1973. V. 37. P. 485–494.
- Krogh T.E., Corfu F., Davis D.W. et al.* Precise U-Pb isotopic ages of diabase dykes and mafic to ultramafic rocks using trace amounts of baddeleyite and zircon // *Eds. H.C. Halls, W.F. Fahrig. Mafic Dyke Swarms. Geol. Assoc. Canada Spec. Pap.* 1987. V. 34. P. 147–152.

- Kushiro I., Yoder H.S.*, Anorthite-forsterite and anorthite-enstatite reactions and their bearing on the basalt-eclogite transformation // *J. Petrol.* 1966. V. 7. № 3. P. 337–362.
- Li X., Yu H., Zhang L. et al.* 1.9 Ga eclogite from the Archaean-Paleoproterozoic Belomorian Province, Russia // *Sci. Bull.* 2017. V. 62. № 4. P. 239–241.
- Lobach-Zhuchenko S.B., Arestova N.A., Chekulaev V.P. et al.* Geochemistry and petrology of 2.40–2.45 Ga magmatic rocks in the north-western Belomorian Belt, Fennoscandian Shield, Russia // *Precamb. Res.* 1998. V. 92. № 3. P. 223–250.
- Ludwig K.R.* PbDat for MS-DOS, version 1.21 // U.S. Geol. Survey Open-File Rept. 88-542. 1991. 35 p.
- Ludwig K.R.* User's Manual for Isoplot 3.75. A geochronological Toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Centre Spec. Publ. 2012. № 5.
- Ludwig K.R.* SQUID 1.13a. A User's Manual. A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel // Berkeley Geochronology Center Spec. Production 2005. № 2. Berkeley. 19 p.
- Mattinson J.M.* Zircon U-Pb chemical abrasion "CA-TIMS" method: Combined annealing and multi-step partial dissolution analysis for improved and accuracy of zircon ages // *Chem. Geol.* 2005. V. 220. P. 47–66.
- McDonough W.F., Sun S.-s.* The composition of the Earth // *Chem. Geol.* 1995. V. 2541. № 94. P. 223–253.
- Melnik A.E., Skublov S.G., Rubatto D. et al.* Garnet and zircon geochronology of the Paleoproterozoic Kuru-Vaara eclogites, northern Belomorian Province, Fennoscandian Shield // *Precamb. Res.* 2021. V. 353. P. 106014.
- Ogilvie P., Gibson R.L.* Arrested development – a comparative analysis of multilayer corona textures in high-grade metamorphic rocks // *Solid Earth.* 2017. V. 8. P. 93–135.
- Putirka K.* Thermometers and barometers for volcanic systems // *Rev. Mineral. Geochem.* 2008. V. 69. P. 61–120.
- Reischmann T., Brüggemann G.E., Jochum K.P., Todt W.A.* Trace element and isotopic composition of baddeleyite // *Mineral. Petrol.* 1995. V. 53. № 1–3. P. 155–164.
- Rioux M., Dudas F., Bowring S., Hanson R.* Characterizing the U-Pb systematics of baddeleyite through chemical abrasion: Application of multi-step digestion methods to baddeleyite geochronology // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2010. V. 160. P. 777–801.
- Rodionov N.V., Belyatsky B.V., Antonov A.V. et al.* Comparative in-situ U-Th-Pb geochronology and trace element composition of baddeleyite and low-U zircon from carbonates of the Palaeozoic Kovdor alkaline-ultramafic complex, Kola Peninsula, Russia // *Gondwana Res.* 2012. V. 21. P. 728–744.
- Rubatto D.* Zircon trace element geochemistry: Partitioning with garnet and the link between U-Pb ages and metamorphism // *Chem. Geol.* 2002. V. 184. P. 123–138.
- Söderlund U., Johansson L.* A simple way to extract baddeleyite (ZrO₂) // *Geochem. Geophys. Geosystems.* 2002. V. 3. <https://doi.org/10.1029/2001GC000212>
- Söderlund U., Ibanez-Mejia M., El Bahat A. et al.* Reply to Comment on 'U-Pb baddeleyite ages and geochemistry of dolerite dykes in the Bas-Draa inlier of the Anti-Atlas of Morocco: Newly identified 1380 Ma event in the West African Craton' by Andre' Michard and Dominique Gasquet // *Lithos.* 2013. V. 174. P. 101–108.
- Stacey J.S., Kramers I.D.* Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1975. V. 26. № 2. P. 207–221.
- Steiger R.H., Jäger E.* Subcommission of geochronology: Convention of the use of decay constants in geo- and cosmochronology // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1977. V. 36. № 2. P. 359–362.
- Stepanova A., Stepanov V.* Paleoproterozoic mafic dyke swarms of the Belomorian Province, eastern Fennoscandian Shield // *Precamb. Res.* 2010. V. 183. P. 602–616.
- Stepanova A.V., Azimov P., Samsonov A.V. et al.* Paleoproterozoic ca. 2.2 Ga high-Cl metagabbro in the Belomorian province, Eastern Fennoscandian Shield: Origin and tectonic implications // *Lithos.* 2021. V. 400–401. 106377.
- Stepanova A.V., Stepanov V.S., Larionov A.N. et al.* Relicts of Paleoproterozoic LIPs in the Belomorian Province, eastern Fennoscandian Shield: Barcode reconstruction for a deeply eroded collisional orogen // *Geol. Soc. London, Spec. Publ.* 2022. V. 518. P. 101–128.
- Turner S.P., Stüwe K.* Low-pressure corona textures between olivine and plagioclase in unmetamorphosed gabbros from Black Hill, South Australia // *Mineral. Mag.* 1992. V. 56. P. 503–509.
- Wells P.A.* Pyroxene thermometry in simple and complex systems // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1977. V. 62. № 2. P. 129–139.
- Whitney D.L., Evans B.W.* Abbreviations for names of rock-forming minerals // *Amer. Mineral.* 2010. V. 95. P. 185–187.
- Wiedenbeck M., Alle P., Corfu F. et al.* Three natural zircon standards for U-Th-Pb, Lu-Hf, trace element and REE analysis // *Geostandard Newsletter.* 1995. V. 19. P. 1–3.
- Williams I.S.* U-Th-Pb Geochronology by Ion Microprobe // Eds. M.A. McKibben, W.C. Shanks III, W.I. Ridley. Applications of microanalytical techniques to understanding mineralizing processes. *Rev. Econom. Geol.* 1998. V. 7. P. 1–35.
- Wingate M., Compston W.* Crystal orientation effects during ion microprobe U-Pb analysis of baddeleyite // *Chem. Geol.* 2000. V. 168. P. 75–97.
- Wood B.J., Banno S.* Garnet-orthopyroxene and orthopyroxene-clinopyroxene relationships in simple and complex systems // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1973. V. 42. № 2. P. 109–124.
- Xia Q.X., Zheng Y.F., Hu Z.* Trace elements in zircon and co-existing minerals from low-T/UHP metagranite in the Dabie orogen: Implications for action of supercritical fluid during continental subduction-zone metamorphism // *Lithos.* 2010. V. 114. P. 385–412.

A History of coronitic metagabbronorites in the Belomorian Province, Fennoscandian Shield: U-Pb (CA-ID-TIMS) dating of Zircon-Baddeleyite Aggregates

E. B. Salnikova¹, A. V. Stepanova², P. Ya. Azimov¹, M. A. Sukhanova¹, A. B. Kotov¹, S. V. Egorova², Yu. V. Plotkina¹, E. V. Tolmacheva¹, A. V. Kervinen², N. V. Rodionov³, and V. S. Stepanov²

¹ *Institute of Precambrian Geology and Geochronology, Russian Academy of Sciences, Saint-Petersburg, Russia*

² *Institute of Geology, Karelian Research Centre, Russian Academy of Sciences, Petrozavodsk, Russia*

³ *Centre for Isotopic Research, Russian Geological Research Institute, Saint-Petersburg, Russia*

Timing of crystallization age and metamorphic reworking of mafic rocks from polycyclic Precambrian regions is a difficult problem. In a wide range of temperature and pressure (from greenschist to granulite facies) magmatic baddeleyite can be partially or completely replaced by zircon. As a result, aggregates composed by baddeleyite overgrown by polycrystalline zircon are formed. Evaluation of the age of each phase of the aggregates can provide information on both the age of the magmatic event and metamorphism. For the coronites of the Ambarnsky massif (Belomorian Province, Fennoscandia) U-Pb (ID-TIMS) geochronological investigations of zircon-baddeleyite aggregates have been performed. The petrological study of the rocks indicates the synchronous formation of coronas at the olivine–plagioclase border and zircon rims around baddeleyite. U-Pb (ID-TIMS) dating of single baddeleyite provide crystallization age of gabbronorites of the Ambarnsky massif at 2411 ± 6 Ma. Using of the “discrete chemical abrasion” the age at 1911 ± 35 Ma for metamorphic zircon rims is established. The obtained results demonstrate that the formation of corona structures resulted from granulite facies metamorphism during the Lapland-Kola orogeny and was separated from the crystallization time by 500 Ma.

Keywords: U-Pb zircon, baddeleyite geochronology, high-temperature annealing, chemical abrasion, metamorphism, corona structures, Belomorian province