

**THE BELOMORIAN ECLOGITE PROVINCE (EASTERN FENNOSCANDIAN SHIELD, RUSSIA):  
MESO-NEOARCHEAN OR LATE PALEOPROTEROZOIC?****M.V. Mints, K.A. Dokukina**

Geological Institute of RAS, Moscow, Russia

**ABSTRACT.** A critical discussion of competing models of the geodynamic nature (oceanic or continental subduction) and age (Meso-Neoproterozoic or Late Paleoproterozoic) of the eclogite facies metamorphism in the Belomorian eclogite province (BEP) is based on the systematic analysis of the sum of previously known and newly obtained data characterizing the geological structure of the Salma eclogite association and features of zircons from eclogites, including the isotopegeochronological and geochemical characteristics, composition and distribution of mineral inclusions. Regular changes in the REE trends and crystallization-recrystallization temperature of porous zircons in eclogite-metagabbro illustrate the sequence of magmatic and metamorphic events in the Meso-Neoproterozoic and Paleoproterozoic. The susceptibility to recrystallization of zircons is due to partial metamictness and porous structure. The earliest (~2.9 Ga) zircon zones retain magmatic-type REE trends. The microinclusions of the prenite-pumpelliite and greenschist facies minerals and the increase in the LREE and MREE concentrations indicate hydrothermal metamorphism in the spreading ridge and on the ocean floor at 2.9–2.82 Ga. Prenite, pumpelliite, albite, actinolite, chlorite, diaspore and saponite also form inclusions in the eclogitic garnet. An increase of LREE and MREE, the disappearance of the Ce positive anomaly, a change from negative to positive Eu anomaly at 2.82–2.78 Ga indicate that plagioclase was removed during the formation of the ‘garnet + omphacite’ eclogite association and the replacement of sphene with rutile. The eclogite facies metamorphism linked with subduction of the oceanic crust is also indicated by the microinclusions of garnet and rutile in zircon. The crystallization temperature in 700–900 °C range of the round-oval zircons from eclogites-metagabbro records the Neoproterozoic granulite facies metamorphism at 2.77–2.70 Ga, the negative Eu anomalies in the cores and rims of zircons indicate the participation of plagioclase in the metamorphic crystallization. Late (2.1–1.7 Ga) rims of porous zircons that occurred at 600–680 °C are distinguished by minimal REE concentrations, a change from a positive Eu anomaly to a negative one, and the appearance of a negative Ce anomaly, which indicates the presence of plagioclase, reducing type of fluids and, accordingly, low water activity that is characteristic of high-temperature metamorphism under stretching condition and mantle-plume activity. The deep Sm-Nd system reworking in the Belomorian tectonic province, including BEP, at ~1.9 Ga was caused by the crustal heating that spread from the Lapland granulite belt border in the west-south-westward direction. The Lu-Hf system in zircon reworking with a significant increase in radiogenic Hf indicates the recrystallization of a long-existing garnet, in which a significant amount of radiogenic <sup>176</sup>Hf accumulated by 1.9 Ga as a result of the <sup>176</sup>Lu decay. This contradicts the earlier suggestion of the eclogite garnet primary crystallization in the late Paleoproterozoic (1.94–1.89 Ga).

**KEYWORDS:** Belomorian eclogite province; Meso-Neoproterozoic; Paleoproterozoic; porous zircon; round-oval zircon; eclogite-metagabbro; eclogite-metagabbro; Archean subduction; REE trend in zircon; microinclusions in zircon; atoll garnet; Kola-Karelia; eastern Fennoscandian Shield

**FUNDING:** This study was carried out under the state assignment of the Geological Institute of RAS and financially supported as part of RFBR Project No. 20-05-00190.

**RESEARCH ARTICLE**

Received: December 19, 2018

Revised: May 13, 2019

Accepted: July 2, 2019

**FOR CITATION:** Mints M.V., Dokukina K.A., 2020. The Belomorian eclogite province (eastern Fennoscandian Shield, Russia): Meso-Neoproterozoic or Late Paleoproterozoic? *Geodynamics & Tectonophysics* 11 (1), 151–200. doi:10.5800/GT-2020-11-1-0469

## СУБДУКЦИОННЫЕ ЭКЛОГИТЫ БЕЛОМОРСКОЙ ЭКЛОГИТОВОЙ ПРОВИНЦИИ (ВОСТОК ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ЩИТА, РОССИЯ): МЕЗОАРХЕЙ, НЕОАРХЕЙ ИЛИ ПОЗДНИЙ ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙ?

М.В. Минц, К.А. Докукина

Геологический институт РАН, Москва, Россия

**АННОТАЦИЯ.** Критическое обсуждение конкурирующих моделей геодинамической природы (океанская или континентальная субдукция) и возраста (мезонеоархей или поздний палеопротерозой) эклогитового метаморфизма ассоциации Салма в Беломорской эклогитовой провинции опирается на систематический анализ обширной базы данных, полученных сторонниками обеих моделей. Имеющиеся данные характеризуют геологическое строение ассоциации Салма и особенности цирконов из эклогитов: изотопно-геохронологические и геохимические параметры, состав и особенности распределения минеральных включений. Закономерные изменения трендов REE и температуры кристаллизации – рекристаллизации пористых цирконов в эклогитах-метагаббро иллюстрируют последовательность магматических и метаморфических событий в мезонеоархее и палеопротерозое. Восприимчивость к перекристаллизации цирконов обусловлена частичной метамиктностью и пористой структурой. Наиболее ранние (~2.9 млрд лет) зоны цирконов сохраняют тренды REE магматического типа. Микровключения минералов пренит-пумпеллиитовой и зеленосланцевой фации и рост концентраций LREE и MREE свидетельствуют о гидротермальном метаморфизме в зоне спрединга и на океанском дне 2.90–2.82 млрд лет назад. Пренит, пумпеллиит, альбит, актинолит, хлорит, диаспор и сапонит образуют включения также и в эклогитовом гранате. Увеличение концентраций LREE и MREE, исчезновение положительной Ce-аномалии, смена отрицательной на положительную аномалию Eu 2.82–2.78 млрд лет назад предполагают удаление плагиоклаза при образовании эклогитовой ассоциации «гранат + омфациит» и замещение сфена рутилом. На эклогитовый метаморфизм указывают микровключения граната и рутила в цирконе. Неоархейский метаморфизм гранулитовой фации 2.77–2.70 млрд лет назад зафиксирован округло-овальными цирконами из эклогитов-метагаббро-оронитов: температурами кристаллизации 700–900 °C и отрицательными аномалиями Eu в ядрах и каймах цирконов, которые указывают на участие плагиоклаза в процессе метаморфической кристаллизации. Поздние (2.1–1.7 млрд лет) каймы пористых цирконов, возникшие при 600–680 °C, отличаются минимальными концентрациями REE, сменой положительной на отрицательную аномалию Eu и появлением отрицательной Ce-аномалии, что указывает на присутствие плагиоклаза, восстановительный тип флюидов и низкую активность воды, характерную для высокотемпературного метаморфизма в обстановках растяжения и мантийно-плюмовой активности. Глубокая перестройка Sm-Nd системы пород Беломорской тектонической провинции, включая БЭП, ~1.9 млрд лет назад вызвана прогревом коры, который распространялся от границы с Лапландским гранулитовым поясом в ЗЮЗ направлении. Перестройка Lu-Hf системы в цирконе со значительным приростом радиогенного Hf указывает на перекристаллизацию длительно существовавшего граната, в котором к 1.9 млрд лет в результате распада <sup>176</sup>Lu накопилось значительное количество радиогенного <sup>176</sup>Hf. Это противоречит ранее выдвинутому предположению о первичной кристаллизации эклогитового граната в позднем палеопротерозое 1.94–1.89 млрд лет назад.

**КЛЮЧЕВЫЕ СЛОВА:** Беломорская эклогитовая провинция; мезоархей; неоархей; палеопротерозой; пористый циркон; округло-овальный циркон; эклогит-метагаббро; эклогит – метагаббро-оронит; архейская субдукция; тренд REE в цирконе; микровключения в цирконе; атоловый гранат; Кола-Карелия; восток Фенноскандинавского щита

**ФИНАНСИРОВАНИЕ:** Работа выполнена в рамках Государственного задания ГИН РАН, частично профинансирована РФФИ и является вкладом в проект РФФИ № 20-05-00190.

### 1. ВВЕДЕНИЕ

Мезонеоархейская Беломорская эклогитовая провинция (БЭП) в восточной части Фенноскандинавского щита (рис. 1) по своим размерам (протяженность более 300 км и ширина около 50 км) и количеству тел эклогитов (десятки или, возможно, сотни) не имеет аналогов среди известных сегодня провинций докембрийских эклогитов. История формирования БЭП от появления пород – протолитов будущих эклогитов (~2.9 млрд лет) до завершающих метаморфических преобразований (~1.9 млрд лет) охватила временной интервал

продолжительностью около 1 млрд лет. В строении БЭП участвуют две эклогитовые ассоциации: Салма, сформированная в результате субдукции мафитовых пород океанской литосферы, и Гридино, образованная эклогитизированными мафитовыми дайками.

Раннедокембрийские эклогиты в восточной части Фенноскандии были известны уже в первой половине прошлого века. Однако петрологические исследования и изотопное датирование этих пород, результатом которых стало выделение мезонеоархейской Беломорской эклогитовой провинции были выполнены лишь

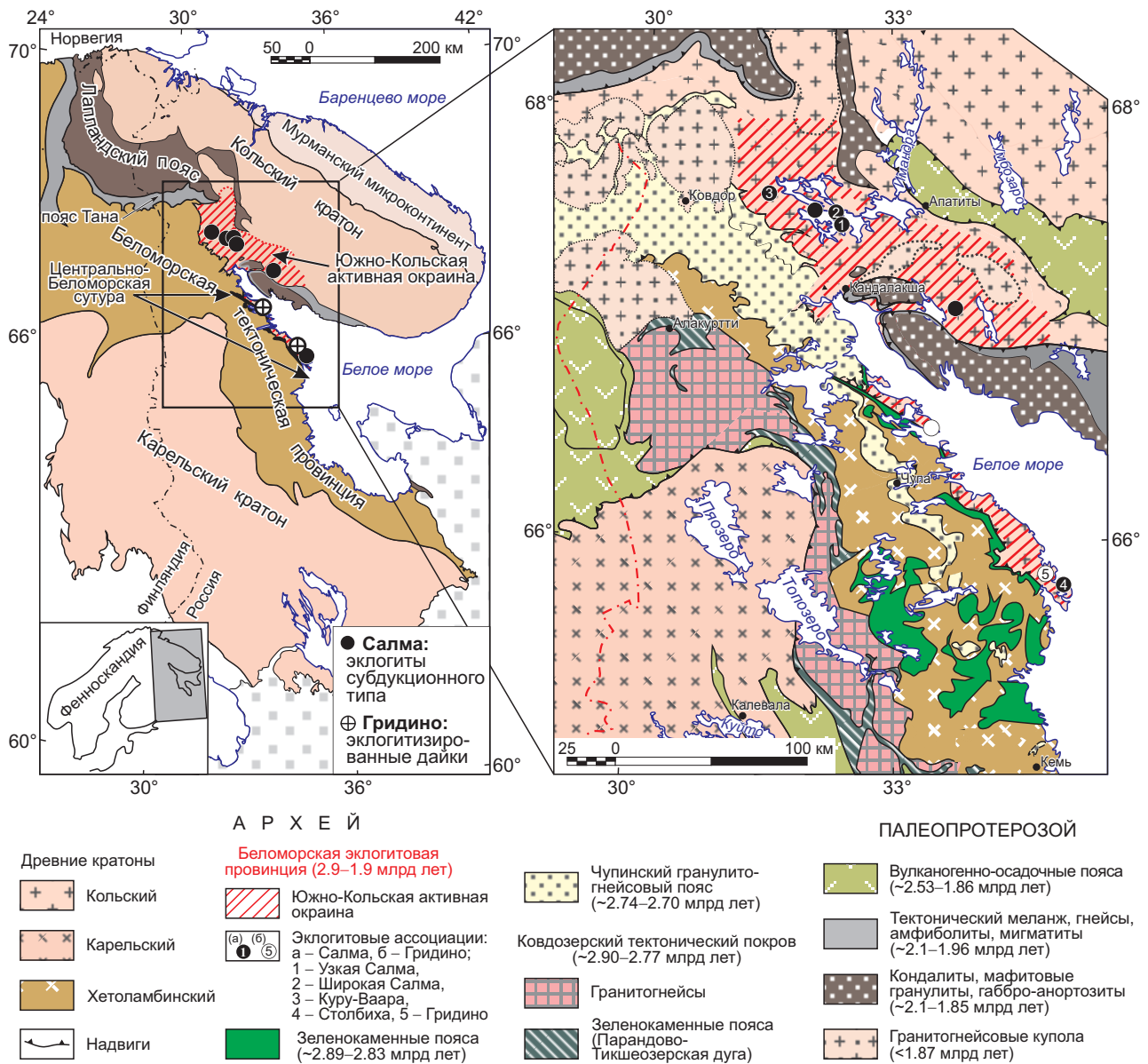


Рис. 1. Мезо-неоархейская Беломорская эклогитовая провинция в восточной части Фенноскандинавского щита.

Fig. 1. The Meso-Neoproterozoic Belomorian eclogite province (BEP) in the eastern Fennoscandian Shield.

сравнительно недавно [Volodichev et al., 2004; Mints et al., 2010a, 2010b; Konilov et al., 2011]. Перечисленные публикации дали импульс многоаспектным исследованиям БЭП, которые были проведены в недавние годы российскими и зарубежными специалистами. В процессе исследования БЭП несколькими научными группами были получены принципиально различные возрастные модели эклогитового метаморфизма.

В настоящее время модели эволюции, предлагаемые исследователями БЭП, можно разделить на три группы. Нашей оценке мезоархейского возраста океанских протолитов и мафитовых даек, интродуцировавших мезоархейскую активную окраину, и их метаморфизма в условиях эклогитовой фации в БЭП [Mints et al., 2010a, 2010b; Dokukina, Konilov 2011; Konilov et al., 2011; Dokukina, Mints, 2019] противопоставлена модель, предполагающая позднепалеопротерозойский возраст эклогитового

метаморфизма [Skublov et al., 2011a, 2012; Mel'nik et al., 2013; Li et al., 2017a; Imayama et al., 2017; Yu et al., 2019]: Предполагается, что мезоархейские и неоархейские мафитовые породы и палеопротерозойские мафитовые дайки возникли независимо друг от друга, а эклогитовый метаморфизм тех и других протекал одновременно в связи с орогенными событиями в конце палеопротерозоя – около 1.9 млрд лет назад. Предполагается также, что каймы, обрамляющие кристаллы циркона из эклогитов Салмы, обладают уникальными геохимическими характеристиками, свойственными исключительно эклогитовым цирконам. Соответственно возраст этих кайм датирует эклогитовый метаморфизм БЭП. Согласно [Skublov et al., 2012; Herwartz et al., 2012], результаты исследований Lu-Hf изотопной системы в гранатах из эклогитов свидетельствуют о первичной кристаллизации эклогитового граната 1.94–1.89 млрд



лет назад. Исследователи третьей группы пришли к заключению, что мезоархейские и неоархейские мафитовые породы, геохимические характеристики которых принадлежат океанскому типу, и палеопротерозойские мафитовые дайки возникли независимо друг от друга, а эклогитовый метаморфизм тех и других пород протекал неоднократно в связи с орогенными событиями в мезоархее, неоархее и палеопротерозое [Volodichev et al., 2004, 2005, 2009; Slabunov et al., 2011; Shchipansky et al., 2012; Balagansky et al., 2015].

Целью нашей статьи является систематический анализ всей суммы известных ранее и большого количества полученных исследователями различных групп новых (2017–2019 гг.) данных, которые характеризуют возраст последовательных стадий метаморфической эволюции эклогитов субдукционного типа, представленных в ассоциации Салма, и обсуждение причин альтернативных интерпретаций этих данных.

## 2. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ В ИСТОРИИ БЭП

До настоящего времени не существует общепринятых моделей строения и эволюции докембрийской литосферы Кола-Карельского региона [Slabunov et al., 2006]. Обзор существующих представлений можно найти в книгах [Mints et al., 2010b, 2015]. В предлагаемой статье мы опираемся на представленные в этих книгах модели строения и эволюции композитного Восточно-Европейского кратона, одним из компонентов которого является палеоконтинент Кола-Карелия.

Литосфера Кола-Карельского региона возникла в результате палео- и мезоархейских событий в интервале между ~3.5 и ~2.8 млрд лет (рис. 2, а) в результате объединения нескольких микроконтинентов. Наиболее древние микроконтиненты (>3.0 млрд лет) были сформированы при кратковременных импульсах эндогенной активности. Формирование молодых микроконтинентов (3.00–2.93 млрд лет) продолжалось до 2.80 и в отдельных участках до 2.72 млрд лет. Границы микроконтинентов зафиксированы линейными зеленокаменными поясами протяженностью до 200 км. Породы этих поясов сформированы в океанических и островодужных обстановках и включены в сутурные зоны приколлизиях микроконтинентов 3.05–2.85, 2.88–2.84, 2.88–2.78 и 2.84–2.74 млрд лет назад [Svetov, 2005; Mints et al., 2010b, 2015]. Тела эклогитов, область размещения которых получила название «Беломорская эклогитовая провинция», пространственно и структурно связаны с Центрально-Беломорским зеленокаменным поясом (ЦБП) – палеосутурой, сшивающей Хетоламбинский и Инари-Кольский микроконтиненты. Гранит-зеленокаменный комплекс к юго-западу от Хетоламбинского микроконтинента традиционно именуется Карельским кратоном, гранит-зеленокаменный комплекс к северо-востоку от ЦБП относят к Кольскому кратону. Хетоламбинский микроконтинент и структуры в его непосредственном обрамлении образуют Беломорскую тектоническую провинцию [Glebovitsky, 2005], также

используются наименования «Беломорский подвижный пояс» [Slabunov et al., 2006] и «Беломорский аккреционно-коллизийный ороген» [Mints et al., 2010b, 2015]. Термины «Беломорская тектоническая провинция» и «Беломорская эклогитовая провинция» («БЭП») отвечают разным понятиям, пространственные границы которых лишь частично совпадают. Эклогитовые глубинные ксенолиты, вынесенные к поверхности кимберлитовой магмой трубки В. Гриба Архангельской алмазоносной провинции [Shchukina et al., 2017, 2018], возможно, фиксируют восточное продолжение БЭП.

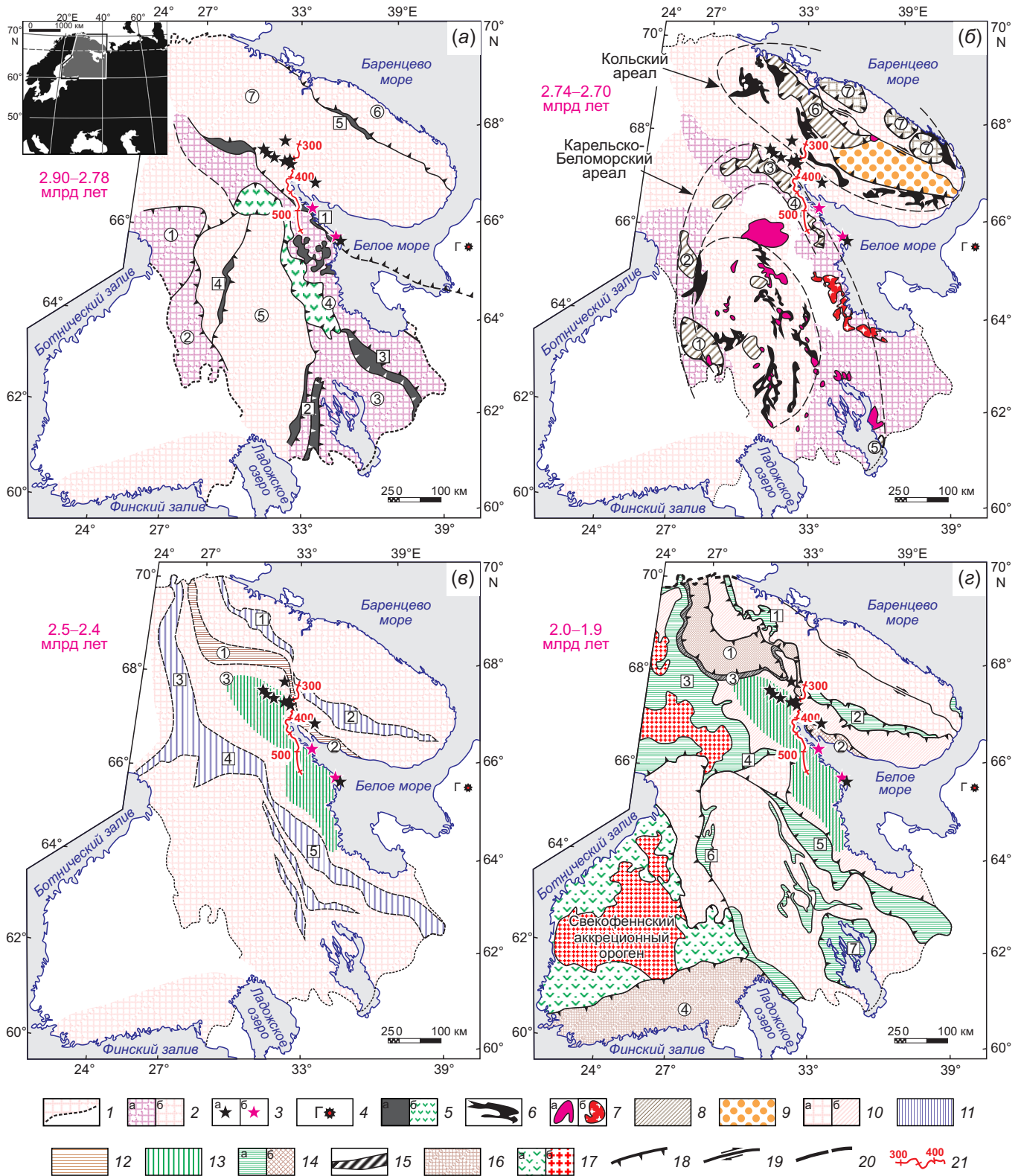
ЦБП сложен интенсивно деформированными и расланцованными мафит-ультрамафитовыми породами океанического типа, сформированными 2.88–2.85 млрд лет назад [Borisova et al., 1997; Bibikova et al., 1999], погружающимися в северо-восточном направлении [Mints et al., 2009, 2010b, 2015]. В строении коллизийного надвиго-поддвигового ансамбля участвуют Хетоламбинский микроконтинент и окраина Инари-Кольского микроконтинента (рис. 3). Структурная позиция Инари-Кольской окраины позволяет рассматривать ее в качестве активной континентальной окраины, несмотря на отсутствие достоверно идентифицируемых проявлений магматизма, свойственного активным окраинам. Тела эклогитов размещены в породах Инари-Кольской окраины.

Формирование «мафитового» протолита эклогитов Салмы все исследователи БЭП связывают с мезоархеем или с неоархеем. Оценки возраста протолитов эклогитов – 2.94 млрд лет [Kaulina et al., 2010], ~2.9 млрд лет [Mints et al., 2010a, 2014], 2.88 млрд лет [Skublov et al., 2011a], 2.82 млрд лет [Shchipansky et al., 2012], ~2.80 млрд лет [Yu et al., 2019], 2.77 млрд лет [Li et al., 2017a], древнее 2.73–2.72 млрд лет [Imayama et al., 2017] – совпадают или близки возрасту мафит-ультрамафитовых пород ЦБП.

Эволюция БЭП на неоархейском этапе интерпретируется исследователями по-разному. Ряд исследователей восточной части Фенноскандинавского щита отдает предпочтение субдукционно-коллизийной модели неоархейской эволюции (например [Slabunov et al., 2006], также ссылки в этой работе). Напротив, интегральный анализ геологических и геофизических данных для обширной территории Восточно-Европейского кратона, включая результаты интерпретации сейсмических образов коры по глубинным геотраверсам, показал, что неоархейская эволюция БЭП вписывается в широкий спектр проявлений тектонотермальной активности мантийно-плюмового типа в пределах Кола-Карельского региона (см. рис. 2, б). Соответственно, эволюция БЭП в неоархее коррелируется с событием глобального ранга – неоархейским суперплюмом [Mints et al., 2010b, 2015; Mints, Eriksson, 2016]. Анализируя возрастные оценки событий в неоархейской истории БЭП, мы опираемся на модель эволюции, обоснованную в этих публикациях.

Наиболее яркие проявления мантийно-плюмовой активности сосредоточены в границах Кольского и Карело-Беломорского овальных концентрически-зональных ареалов высокотемпературного магматизма





**Рис. 2.** Беломорская эклогитовая провинция (БЭП) в структуре и истории Кола-Карельского региона: последовательность тектонотермальных процессов раннего докембрия и тектонических структур, возникших в результате этих процессов (по данным [Mints et al., 2010b, 2015; Mints, Eriksson, 2016]): (а) – мезоархей, 2,90–2,78 млрд лет, образование Кола-Карельского палеоконтинента, объединившего палео- и мезоархейские микроконтиненты при посредстве сутурных зон (зеленокаменных поясов): закрытие океанов, разделявших микроконтиненты, субдукция океанской литосферы, возникновение БЭП; (б) – неоархей, 2,74–2,70 млрд лет, возникновение овальных концентрически-зональных ареалов высокотемпературного магматизма и метаморфизма – производных мантийных плюмов (компонентов суперплюма глобального ранга); (в) – ранний палеопротерозой, 2,5–2,4 млрд лет, начальная стадия сопряженного формирования гранулитогнейсовых и умеренно-метаморфизованных осадочно-вулканогенных поясов – производных мантийного плюма (компонента суперплюма); (з) – поздний палеопротерозой, 2,0–1,9 млрд лет, главная и завершающая стадии формирования сопряженных гранулитогнейсовых и умеренно-метаморфизованных осадочно-вулканогенных поясов – производных мантийного плюма (компонента суперплюма).

гнейсовых и умеренно-метаморфизованных осадочно-вулканогенных поясов (на рисунке показан Лапландский сектор Лавро-Русского внутриконтинентального орогена [Mints et al., 2015]) – производных мантийного плюма (компонента суперплюма глобального ранга).

1 – граница фанерозойского осадочного чехла; 2 – палеомезоархей: гранит-мигматитовые комплексы ТТГ типа: а – палеоархейские, б – мезоархейские; 3–5 – мезоархей: 3 – эклогиты Беломорской эклогитовой провинции (БЭП): а – Салма (эклогиты субдукционного типа), б – Гридино (эклогитизированные дайки), 4 – эклогиты-ксенолиты из трубки В. Гриба (предполагаемый компонент БЭП), 5 – зеленокаменные пояса-сутуры (а), гранит-зеленокаменный комплекс – Ковдозерская островная дуга (б); 6–9 – неоархей: 6 – эпиконтинентальные зеленокаменные пояса, 7 – интрузивы: а – санукитоиды, б – «молодые» граниты, 8 – гранулитогнейсовые пояса и эндербиты, 9 – Кейвская вулканотектоническая депрессия: гнейсы-палеовулканиды; 10 – архейские комплексы ТТГ типа: а – не подвергшиеся палеопротерозойской переработке, б – неравномерно переработанные в палеопротерозое; 11–13 – ранний палеопротерозой (принципиальная реконструкция раннепалеопротерозойских пород): 11 – осадочно-вулканогенные пояса, 12 – гранулитогнейсовые пояса, 13 – область распространения малых мафитовых-ультрамафитовых интрузивов («друзитов»); 14–17 – поздний палеопротерозой: 14 – синхронно сформированные пояса Лапландского сектора: а – осадочно-вулканогенные, б – гранулитогнейсовые, 15 – поднадвиговый метаморфический пояс Тана (Танаэль), 16 – Южно-Финляндский гранулитогнейсовый пояс, 17 – Свекофеннский аккреционный ороген: а – вулканогенно-осадочные комплексы, б – гранитоиды; 18–20 – тектонические границы: 18 – взбросо-надвиги (пунктиром показано предполагаемое продолжение Центрально-Беломорской сутуры), 19 – сбросо-сдвиги, 20 – предполагаемые; 21 – фрагмент сейсмического геотраверса 1-ЕВ.

Цифровые обозначения: рис. (а) – микроконтиненты (цифры в кружках): 1 – Рануа, 2 – Исальми, 3 – Водлозеро, 4 – Хетоламбина, 5 – Кухмо-Сегозерский, 6 – Мурманский, 7 – Инари-Кольский; зеленокаменные пояса – сутуры (цифры в квадратах): 1 – Центрально-Беломорский, 2 – Ведлозеро-Сегозерский, 3 – Каменноозерский, 4 – Типасьярви-Кухмо-Суомуссалми, 5 – Колмозеро-Воронья; рис. (б) – гранулитогнейсовые комплексы (цифры в кружках): 1 – Варпайсарви, 2 – Рануа, 3 – Чупинский, 4 – Нотозерский, 5 – Онежский, 6 – Мурманский; рис. (в, г) – осадочно-вулканогенные пояса (цифры в квадратах): 1 – Печенга, 2 – Имандра-Варзуга, 3 – Карасйок-Киттила, 4 – Северо-Карельский, 5 – Восточно-Карельский, 6 – Кайнуу; 7 – Онежская депрессия; гранулитогнейсовые пояса (цифры в кружках): 1 – Лапландский, 2 – Колвицкий, 3 – Тана (Танаэль, параавтохтон), 4 – Южно-Финляндский.

**Fig. 2.** Position of the Belomorian eclogite province (BEP) within the structure and history of the Kola-Karelia region: sequence of the Early Precambrian tectonothermal processes and tectonic structures resulting from these processes (after [Mints et al., 2010b, 2015; Mints, Eriksson, 2016]): (a) – Mesoarchean, 2.90–2.78 Ga. Formation of the Kola-Karelia paleocontinent that combined the Paleo- and Mesoarchean microcontinents through the suture zones (greenstone belts): the closure of the oceans that had separated the microcontinents, subduction of the oceanic lithosphere, the BEP emergence; (б) – Neoarchean, 2.74–2.70 Ga. Emergence of oval concentric-zonal areas of high-temperature magmatism and metamorphism, which originated from mantle plumes (components of the global superplume); (в) – Early Paleoproterozoic, 2.5–2.4 Ga. The initial stage of the combined formation of granulite-gneiss and low-grade sedimentary-volcanic belts caused by a mantle plume (a component of the global superplume); (г) – Late Paleoproterozoic, 2.0–1.9 Ga. The main and final stages of formation of the conjugate granulite-gneiss and moderately metamorphosed sedimentary-volcanic belts (the figure shows the Lapland sector of the Lauro-Russian intracontinental orogen [Mints et al., 2015]) caused by a mantle plume (a component of the global superplume).

1 – boundary of the Phanerozoic sedimentary cover; 2 – Paleo-Mesoarchean: TTG type granite-migmatite complexes: а – Paleoarchean, б – Meso-Archean; 3-5 – Mesoarchean: 3 – eclogites of the Belomorian eclogite province (BEP): а – Salma (subduction type eclogites), б – Gridino (eclogitized dykes), 4 – eclogites-xenoliths from B. Grib's pipe (assumed component of BEP), 5 – greenstone belts-sutures (a), granite-greenstone complex (Kovdozero island arc) (б); 6–9 – Neoarchean: 6 – epicontinental greenstone belts, 7 – intrusives: а – sanukitoids, б – 'young' granites, 8 – granulite-gneiss belts and enderbites, 9 – Keivy volcanic-tectonic depression: gneisses-paleo-volcanics; 10 – Archean TTG type complexes: а – complexes that did not undergo the Paleoproterozoic reworking, б – complexes that were irregularly reworked during Paleoproterozoic; 11–13 – Early Paleoproterozoic (principal reconstruction of the Early Paleoproterozoic rocks): 11 – sedimentary-volcanic belts, 12 – granulite-gneiss belts, 13 – area of distribution of small mafic-ultramafic intrusions ('druzites'); 14–17 – Late Paleoproterozoic: 14 – synchronously formed belts of the Lapland sector: а – sedimentary-volcanic, б – granulite-gneiss ones, 15 – underthrust metamorphic belt (Tanaelv belt), 16 – South Finland granulite-gneiss belt, 17 – Svecofenian accretionary orogen: а – volcanic-sedimentary complexes, б – granitoids; 18–20 – tectonic boundaries: 18 – thrusts with reverse component, 19 – normal strike-slip faults, 20 – assumed faults; 21 – fragment of 1-EU seismic geotraverse. Numerical symbols: (a) – microcontinents (figures in circles): 1 – Ranua, 2 – Iisalmi, 3 – Vodlozero, 4 – Khetolambina, 5 – Kuhmo-Segozero, 6 – Murmansk, 7 – Inari-Kola; greenstone belts – sutures (figures in squares): 1 – Central-Belomorian, 2 – Vedlozero-Segozero, 3 – Kamennozero, 4 – Tipasjarvi-Kuhmo-Suomussalmi, 5 – Kolmozero-Voronya; (б) – granulite-gneiss complexes (figures in circles): 1 – Varpaisjärvi, 2 – Ranua, 3 – Chupa, 4 – Notosero, 5 – Onega, 6 – Murmansk; (в, г) – sedimentary-volcanogenic belts (figures in squares): 1 – Pechenga, 2 – Imandra-Varzuga, 3 – Karasjok-Kittila, 4 – North Karelian, 5 – East Karelian, 6 – Kainuu; 7 – Onega depression; granulite-gneiss belts (figures in circles): 1 – Lapland, 2 – Kolvitsa, 3 – Tana (paraavtohton), 4 – South Finland.

и метаморфизма, внутриконтинентального осадконакопления и вулканизма. Эклогиты БЭП размещены во внешней зоне Карело-Беломорского ареала. В этой зоне, широкой дугой охватывающей Карельский кратон, примечательна цепочка гранулитогнейсовых и эндербитовых комплексов. Возраст гранулитового метаморфизма эклогитов Салмы ~2.74–2.70 млрд лет [Kaulina et al., 2010; Mints et al., 2010a, 2010b] близок или совпадает

с возрастом гранулитового метаморфизма пород этих комплексов: Варпайсарви 2.72–2.63 млрд лет [Hölttä et al., 2000; Mänttari, Hölttä, 2002], Пудасьярви ~2.65 млрд лет [Mutanen, Huhma, 2003], Чупинский 2.72–2.71 млрд лет [Bibikova et al., 2004], Нотозерский 2.73–2.64 млрд лет [Bibikova et al., 1993, 1995; Glebovitskii et al., 2000; Zinger, 1993] и Онежский 2.74–2.70 млрд лет [Matveeva et al., 2011; Slabunov et al., 2015]. Структурные связи и

синхронность высокотемпературных событий регионального и глобального ранга и постэклогитового гранулитового метаморфизма Салмы указывают на сопряженность этих событий.

Палеопротерозойская эволюция Восточно-Европейского кратона также интерпретируется исследователями по-разному. Одни авторы обсуждают модели эволюции субдукционно-коллизийного типа [Berthelsen, Marker, 1986; Daly et al., 2006; Balagansky et al., 2015]. Другие исследователи отдают предпочтение моделям внутриконтинентальной эволюции и рифтогенной природы палеопротерозойских осадочно-вулканогенных поясов [Melezhik et al., 2012, и ссылки в данной работе]. В нашей работе мы следуем второму направлению и, как и в предыдущих разделах, опираемся на результаты интегрального анализа геологических и геофизических данных.

Палеопротерозойская эволюция Восточно-Европейского кратона определялась последовательными импульсами мантийно-плюмовой активности суперплюмового ранга, результатом которых стало формирование Лапландско-Среднерусского-Южно-Прибалтийского внутриконтинентального орогена и Свекофеннского аккреционного орогена [Mints, 2007, 2018; Mints et al., 2010b, 2015; Mints, Eriksson, 2016]. Палеопротерозойская эволюция эклогитовой ассоциации Салма и в целом БЭП протекала на фоне и в согласии с региональной последовательностью тектонотермальных событий (см. рис. 2, в, г). Обсуждение широкого круга проблем, касающихся возникновения, эволюции и постэклогитового метаморфизма БЭП, будет представлено в другой статье. Формирование региональной тектонической структуры Кола-Карелии завершили позднепалео-

протерозойские тектонотермальные события 1.87–1.70 млрд лет назад.

При формировании внутриконтинентального орогена БЭП оказалась включенной в параавтохтон Лапландского и Колвицкого покровно-надвиговых ансамблей, которые представляют собой разделенные эрозией фрагменты единой синформной структуры, сложенной гранулитогнейсами [Mints, 2014] (см. рис. 2, з). В породах параавтохтона наблюдается инвертированная метаморфическая зональность, вызванная прогревом сверху: к моменту надвигообразования гранулитогнейсовые комплексы оставались нагретыми до температур гранулитовой фации [Barbey, Raith, 1990; Perchuk et al., 1999; Mints et al., 2007, 2010b].

Подробная характеристика химического и минерального состава и структуры и метаморфических преобразований эклогитов приведена в большом числе публикаций [Volodichev et al., 2005, 2009; Dokukina et al., 2009, 2010, 2012, 2014, 2017; Kaulina, 2010; Mel'nik et al., 2013; Mints et al., 2010a, 2010b, 2014, 2015; Skublov et al., 2010a, 2010b, 2011a, 2011b, 2012, 2013; Slabunov et al., 2011; Herwartz et al., 2012; Shchipansky et al., 2012; Balagansky et al., 2015; Dokukina, Konilov, 2011; Dokukina, Mints, 2019; Imayama et al., 2017; Konilov et al., 2011; Li et al., 2017a, 2017b; Yu et al., 2019]. Средние составы главных разновидностей пород (Fe-Ti метагаббро, метагаббронориты, меланократовые метагаббронориты) приведены в таблице. Помимо главных разновидностей распространены породы промежуточного состава.

Эклогиты Салмы в многочисленных обнажениях представлены будинами и блоками небольшого размера, погруженными в ТТГ гнейсы. Практически все тела эклогитов БЭП подверглись последующим

**Средние содержания\* главных элементов в главных типах эклогитов Салмы (по [Mints et al., 2010b])**  
**The average contents\* of the major elements in the Salma eclogites (after [Mints et al., 2010b])**

Компонент	Эклогиты		
	Fe-Ti метагаббро	Метагаббронориты	Меланократовые метагаббронориты
n	3	10	5
SiO <sub>2</sub>	47.15	48.65	47.57
TiO <sub>2</sub>	2.07	0.69	0.39
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13.73	15.72	8.77
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *	19.64	11.75	11.99
MnO	0.23	0.19	0.23
MgO	5.24	9.50	18.23
CaO	9.95	11.29	11.53
Na <sub>2</sub> O	1.83	1.82	0.81
K <sub>2</sub> O	0.07	0.33	0.41
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.09	0.06	0.07
Сумма	100	100	100
mg#	0.38	0.65	0.72

Примечание. Составы в пересчете на 100 %-ный сухой остаток. \* – железо дано в окисной форме.  
 Note. Normalized to 100 % dry residue. \* – Fe oxide.



метаморфическим преобразованиям, реликты эклогитовой минеральной ассоциации наблюдаются лишь в части образцов. В дальнейшем мы будем использовать удобные в контексте нашей работы названия: эклогиты-метагаббронориты, эклогиты – меланократовые метагаббронориты, эклогиты – Fe- и Fe-Ti-метагаббро.

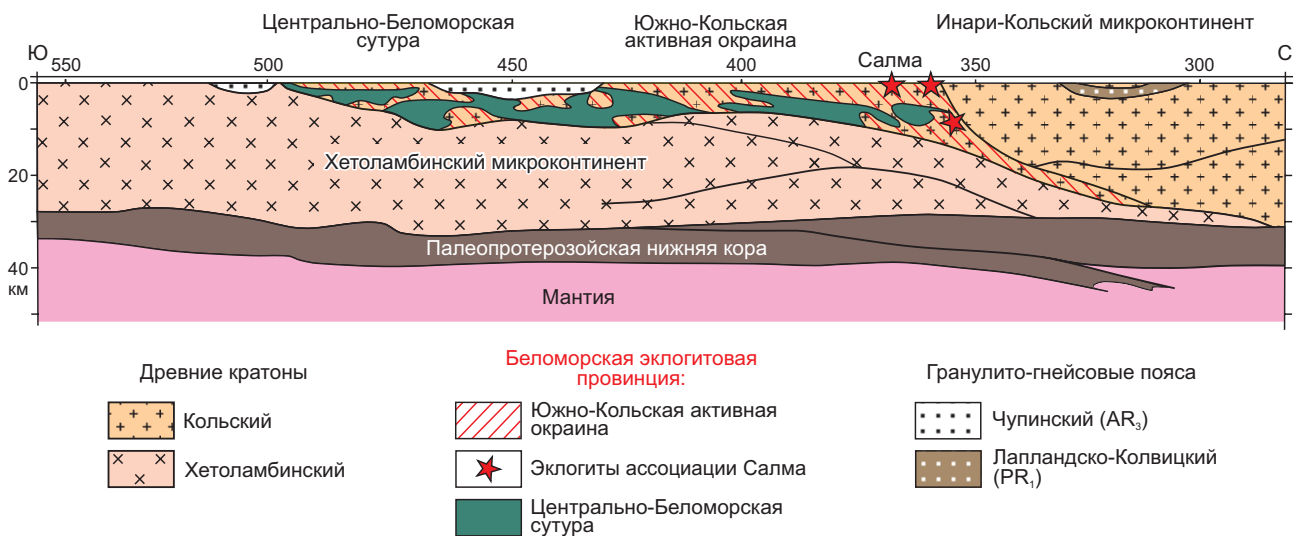
Узкая Салма – единственное обнажение, которое предоставляет возможность совместно исследовать все разновидности эклогитов, размеры, морфологию и соотношения тел, образованных эклогитами различного состава. Узкая Салма – искусственное обнажение в борту выемки федеральной трассы Мурманск – Санкт-Петербург, 1192-й километр выделяется своими размерами: 150 м в сечении федеральной трассой приблизительно поперек простирания при высоте искусственного уступа около 3–4 м. Эклогиты прослежены по простиранию вдоль берега оз. Имандра примерно на 4 км при мощности более 50 м. Обнажение размещено над погружающейся в северных румбах Центрально-Беломорской сутурой (рис. 3). Характерной особенностью этого обнажения является прекрасно выраженная расслоенность эклогитовой ассоциации: в разрезе чередуются различающиеся составом пластинообразные тела с неровными границами и варьирующей мощностью (рис. 4). В разрезе преобладают эклогиты-метагаббронориты, вторые по значению эклогиты – Fe- и Fe-Ti-метагаббро (oxide gabbro), подчиненную роль играют эклогиты – меланократовые метагаббронориты (пиклогиты), а также прослой и жилообразные тела гранатитов, пространственно и по особенностям состава связанные с Fe- и Fe-Ti-метагаббро. Мощность слоев, сложенных метагабброноритами, меняется в интервале от первых метров до 10 м; мощность слоев Fe-Ti-метагаббро и меланократовых метагабброноритов достигает 5 м

и 2–3 м соответственно; мощность прослоев, линз и жил гранатитов, как правило, не превышает 1.0–1.5 м. Разрез пересекают ветвящиеся жилы кианит-гранат-биотитовых плагиогранитов и пегматитов.

Блоки эклогитов, вскрытые в карьере Куру-Ваара в межрудном пространстве между позднепалеопротерозойскими керамическими пегматитами, как правило, сложены одной из отмеченных выше разновидностей эклогитов – метагаббро или метагабброноритов. Также были обнаружены грубозернистые кианит-, корунд- и дюрмортьеритсодержащие гранат-фенгит-кварцевые породы пегматоидного облика [Shchipansky et al., 2012; Balagansky et al., 2015]. Эти породы образуют единый комплекс с мафитовыми эклогитами, которые сохранили структуру и морфологию пиллоу-лав (рис. 5): структура заполнения межподушечного пространства в деталях копирует структуру слабометаморфизованных пиллоу-лав. Было показано, что протолитом комплекса была осадочно-вулканогенная ассоциация пород океанской коры, образованная мафитовыми пиллоу-лавами и алюмокремнистыми осадками [Dokukina et al., 2017]. Обнаружение этих пород позволяет связать воедино эклогиты БЭП с одновозрастными вулканогенно-осадочными ассоциациями зеленокаменных поясов Карелии [Svetov, 2005].

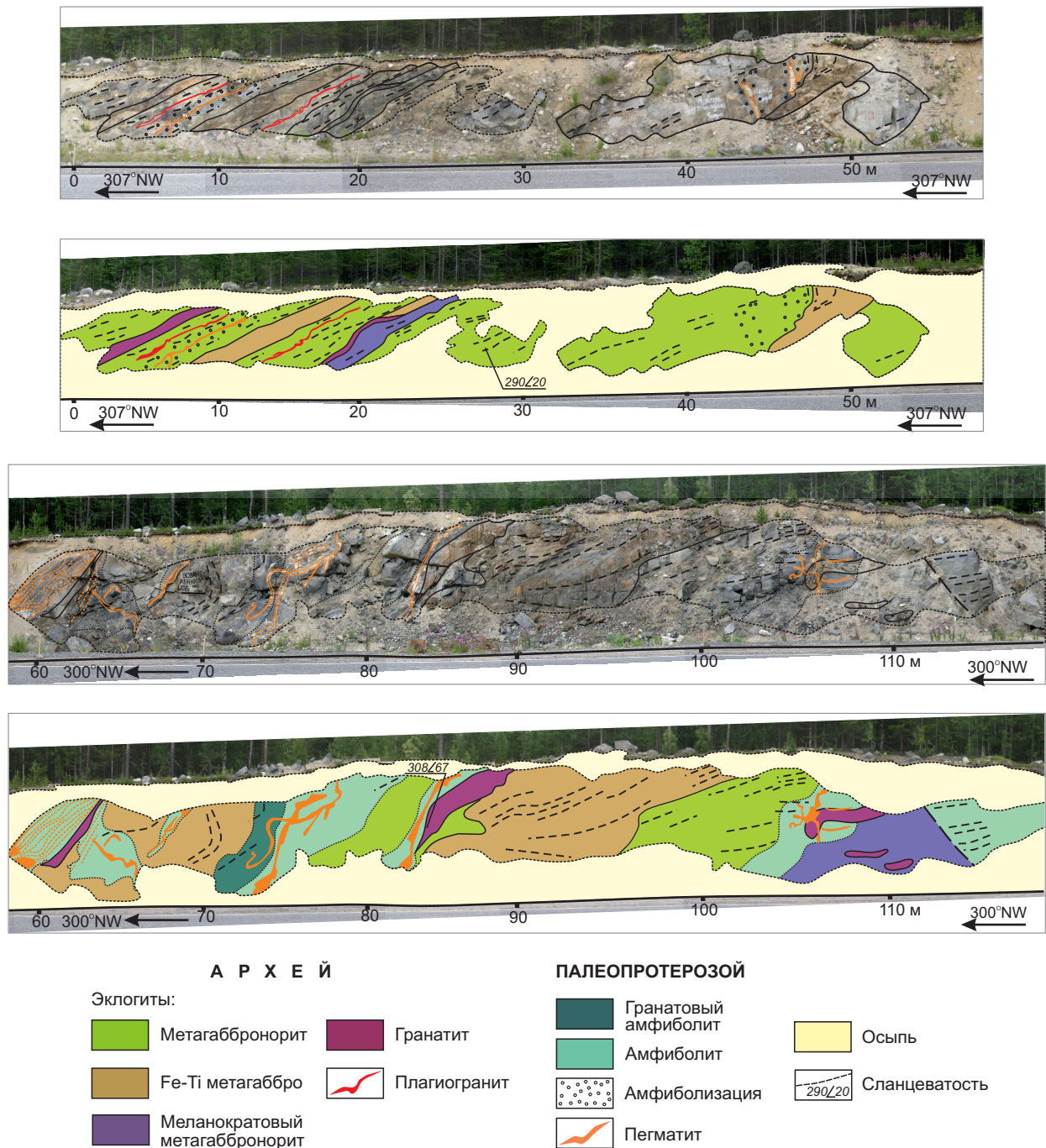
### 3. ВКЛЮЧЕНИЯ МИНЕРАЛОВ ПРОГРАДНОЙ СТАДИИ МЕТАМОРФИЗМА В ПОРОДОБРАЗУЮЩИХ МИНЕРАЛАХ ЭКЛОГИТОВ

В породообразующих минералах салминских эклогитов широко распространены включения низко- и среднетемпературных минералов пренит-пумпеллиитовой и эпидот-амфиболитовой фации, аналогичные производным гидротермального метаморфизма зоны



**Рис. 3.** Беломорская эклогитовая провинция – коллизионный надвиго-поддвиговой тектонический ансамбль: геологический разрез по геотраверсу 1-ЕВ (фрагмент в интервале 300–550 м) через коллизионный пояс, соединяющий Карельский и Кольский палеоконтиненты (см. пояснения в тексте) (по [Mints et al., 2014, 2015]).

**Fig. 3.** Belomorian eclogite province (a collisional overthrust-underthrust tectonic ensemble): geological section along 1-EU geotraverse (a 300–550 m fragment) across the collisional belt connecting the Karelia and Kola paleocontinents (see the explanations in the text) (after [Mints et al., 2014, 2015]).



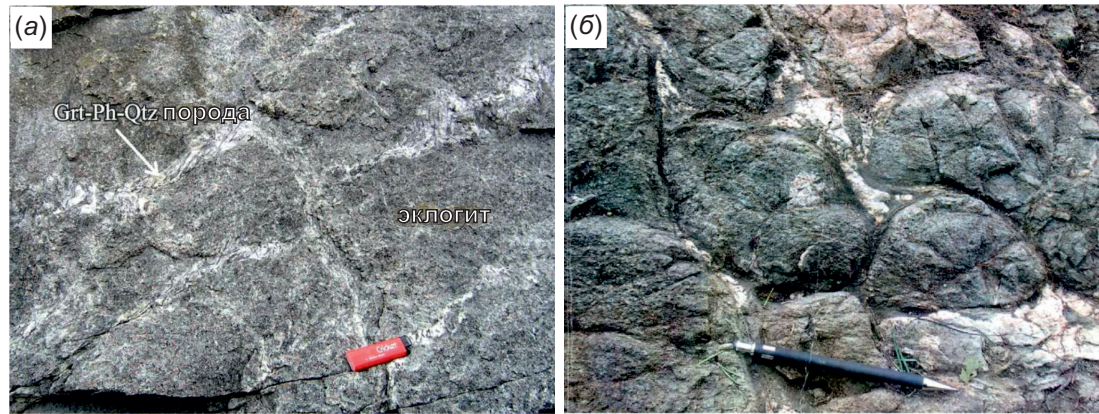
**Рис. 4.** Узкая Салма, наиболее представительное обнажение эклогитов субдукционного типа в пределах БЭП. Прекрасно выражена расслоенность эклогитовой ассоциации: в разрезе чередуются пластинообразные тела эклогитов различного состава.

**Fig. 4.** Uzкая Salma: the most representative exposure of subduction-type eclogites within BEP. The stratification of the eclogite assemblage is well expressed by the alternating plate-like bodies of eclogites varying in composition.

спрединга и океанского дна [Mints et al., 2010b; Konilov et al., 2011]. Исследование этих включений позволяет реконструировать проградную ветвь эволюции эклогитов Салмы. Наиболее обычным контейнером для включений является атолловый гранат (рис. 6). Сходство составов граната на внутренней и внешней границах «атолла» относительно внутренней области атоллового кольца позволяет предполагать, что кристаллизация порфириобластов происходила одновременно от центра к краю и навстречу – от края к центру

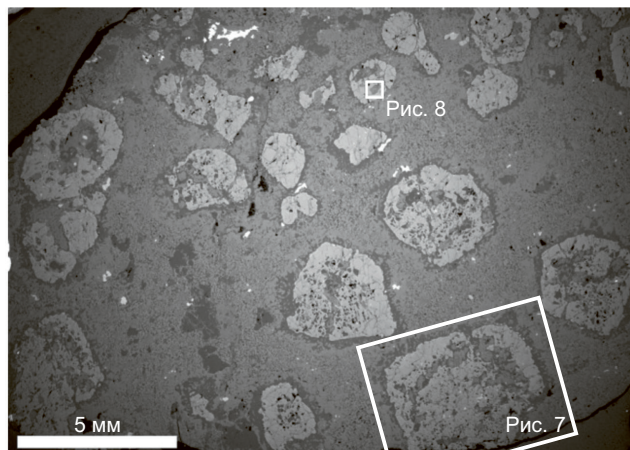
[Mints et al., 2010b; Konilov et al., 2011]. Это создавало условия для захвата ранее существовавших минералов, в частности пумпеллиита (рис. 6, 7). В эклогите (Fe-Ti-метагббро) в порфириобласте граната обнаружено включение клинопироксена, содержащего, в свою очередь, хлорит; встречены включения клинопироксена, который, помимо хлорита, включает и зерна идиоморфного граната. Последовательная кристаллизация реликтовых минеральных парагенезисов представлена на рис. 8.





**Рис. 5.** Фотографии пиллоу-лав, различающихся уровнем метаморфизма (по [Dokukina et al., 2017]): (а) – ассоциация мафитового эклогита с гранат-фенгит-кварцевой породой, сохраняющая структуру пиллоу-лавы с межподушечным выполнением (обнажение в карьере Куру-Ваара); (б) – пироксеносодержащая коматиитовая лава, межподушечное пространство заполнено алюмокремнистым осадком (мезоархейский, 3.0–2.9 млрд лет, Ведлозеро-Сегозерский зеленокаменный пояс) (по [Svetov, 2005]).

**Fig. 5.** Photos of pillow lavas differing in the level of metamorphism (after [Dokukina et al., 2017]): (a) – association of mafic eclogite with garnet-phengite-quartz rock, which preserves the structure of pillow-lava with inter-pillow fill (outcrop in the Kuru-Vaar quarry); (b) – pyroxene-bearing komatiite lava, and inter-pillow space filled with aluminosilicate sediment (Meso-Archaean, 3.0–2.9 Ga, Vedlozero-Segozero greenstone belt) (after [Svetov, 2005]).



**Рис. 6.** Включения захваченных минералов в порфиробластах атоллного граната, размещенных в матрице, образованной клинопироксен-плагиоклазовым симплектитом: BSE изображение в режиме широкого поля (Узкая Салма, эклогит – Fe-Ti метагаббро, образец S204/16). Поля, ограниченные белыми квадратами, показаны в увеличенном виде на рис. 7 и 8 (по [Konilov et al., 2011]).

**Fig. 6.** Trapped mineral inclusions in the atoll-type garnet porphyroblasts placed in a clinopyroxene-plagioclase simplectitic matrix: BSE image in wide-field mode (Uzkaya Salma, eclogite – Fe-Ti metagabbro, sample S204/16). The fields (white squares) are shown in an enlarged view in Fig. 7 and 8 (after [Konilov et al., 2011]).

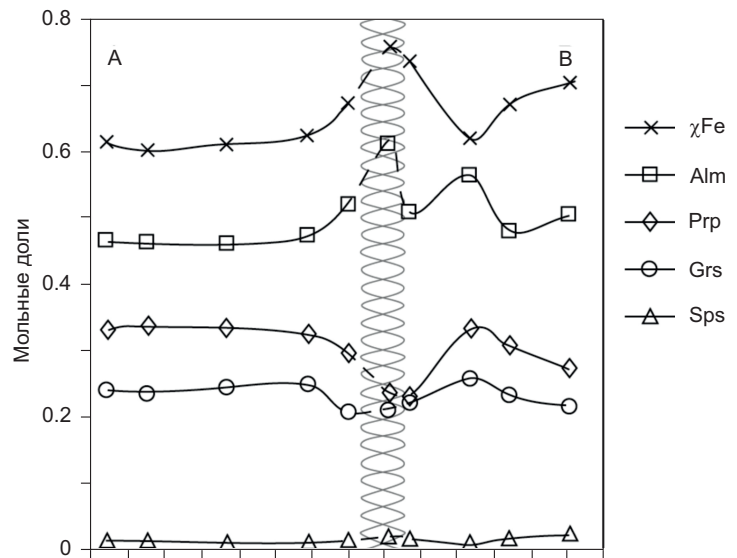
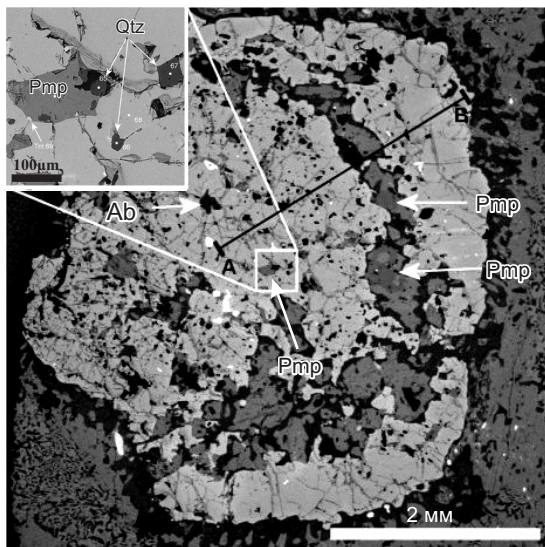
Зерна клинопироксена, размещенные в мелкозернистом матриксе, также содержат включения хлорита ( $\pm$  амфибол). Морфология минеральных включений и отсутствие связей с поздними структурами типа пронизывающих породу трещин и, прежде всего, аналогия с минеральной ассоциацией, заключенной в атоллном гранате, определенно свидетельствуют об их реликтовой («законсервированной») природе [Konilov et al., 2011]. В эклогитах – меланократовых метагабброноритах в нескольких позициях внутри хромистой шпинели обнаружены включения Cr-содержащего диаспора [Konilov et al., 2011]. Присутствие диаспора свидетельствует, что породы, вовлеченные в погружение, могли

начинать этот путь непосредственно с поверхности океанского острова. В том же образце был обнаружен сапонит (сметит) (рис. 9). Сапонит также обычен в породах морского дна и, соответственно, принадлежит проградной минеральной ассоциации.

#### 4. СТРУКТУРНО-МОРФОЛОГИЧЕСКИЕ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ЦИРКОНОВ И МИНЕРАЛЬНЫЕ ВКЛЮЧЕНИЯ В ЦИРКОНАХ ЭКЛОГИТОВ

Цирконы из эклогитов Салмы представлены тремя типами. Морфология, особенности зональности, микро-структура, геохимические характеристики, условия





**Рис. 7.** Свидетельство доэклогитового гидротермального метаморфизма в пределах спредингового хребта: включения альбита, актинолита и пумпеллиита в порфиробласте атоллного граната из симплектитового эклогита – Fe-Ti метагаббро Узкой Салмы (образец S204/16, рис. 7 обозначен белым прямоугольником на рис. 6). Слева – изображение в отраженных электронах: включения альбита и пумпеллиита отмечены стрелками и в увеличенном масштабе показаны на врезке, справа – композиционный профиль граната: заштрихованная область соответствует участку с включениями альбита, актинолита и пумпеллиита (по [Mints et al., 2010b]).

**Fig. 7.** Evidence of the pre-eclogite hydrothermal metamorphism in the spreading ridge: albite, actinolite and pumpellyite inclusions in the atoll garnet porphyroblast in symplectitic eclogite – Fe-Ti metagabbro from Uzкая Salma (sample S204/16, Fig. 7 is marked by a white box in Fig. 6). On the left, BSE image: albite, actinolite and pumpellyite inclusions are marked by arrows and are shown in an enlarged scale in the inset; on the right, the compositional profile of the garnet: the shaded area corresponds to the area with inclusions of albite, actinolite and pumpellyite (after [Mints et al., 2010b]).

формирования и возраст отдельных зон циркона каждого типа специфичны и определенным образом связаны с составом протолитов эклогитов (рис. 10):

1) пористые кристаллы с многочисленными включениями, подвергшиеся преобразованию типа «растворение – переосаждение», выделены из эклогитов – Fe-Ti- и Fe-метагаббро;

2) зональные, полностью или почти полностью перекристаллизованные пористые цирконы, сохраняющие пористую структуру в ядре, окруженном широкой каймой, выделены из гранатитов;

3) округло-овальные цирконы характерны для эклогитов-метагабброноритов и эклогитов – меланократовых метагабброноритов.

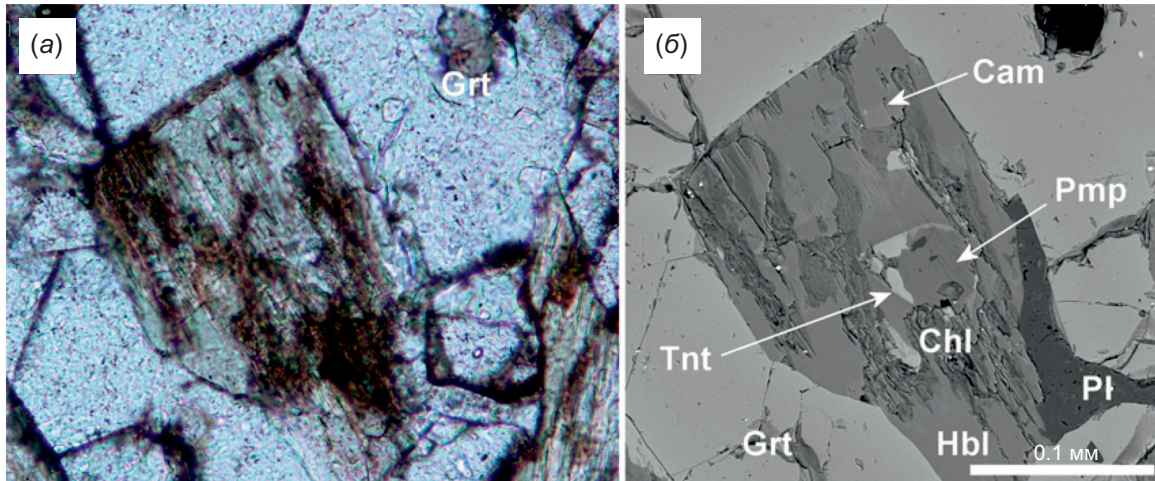
Наиболее богаты цирконами эклогиты – Fe- и Fe-Ti-метагаббро. Аналогичная особенность типична для габброидов современной океанской коры [Grimes et al., 2008, 2009; Aranovich et al., 2017] и фанерозойских офиолитов [Kaczmarek et al., 2008]. Напротив, габбронориты и эклогиты-метагаббронориты содержат относительно небольшое количество магматических цирконов или лишены их вовсе. Авторы – сторонники позднепалеопротерозойского возраста эклогитов Салмы – рассматривали цирконы из всех разновидностей эклогитов, включая гранатиты, в качестве единой ассоциации [Mel'nik et al., 2013; Skublov et al., 2010a, 2010b, 2011a, 2011b, 2012, 2013; Imayama et al., 2017; Li et al., 2017a, 2017b; Yu et al., 2019]. Эти исследователи ввели в оборот большой массив новых данных, характеризующих

возраст и геохимические особенности цирконов из различных пород БЭП. При работе с массивом новых данных мы были вынуждены типизировать цирконы по микрофотографиям и косвенным признакам, приведенным в публикациях.

#### 4.1. Пористый циркон

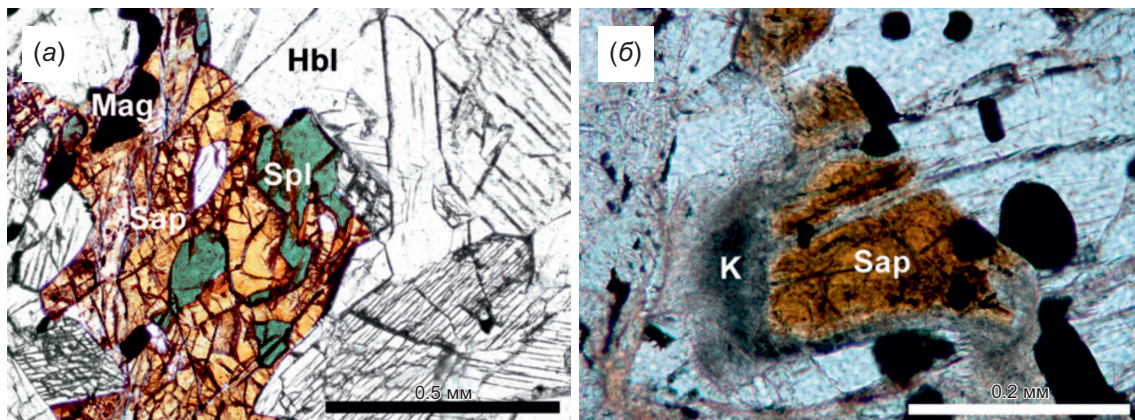
**Морфология и микроструктура.** Пористые цирконы, характерные для эклогитов – Fe-Ti- и Fe-метагаббро, в других породах Кола-Карельского региона отмечались крайне редко (например [Sharkov et al., 2015]). Короткопризматические кристаллы имеют округленные очертания с глубокими «загибами», BSE изображения образованы сочетанием светло-серых участков, содержащих множественные включения, и разделяющих их более темных участков. Выделяются тончайшие темно-серые каймы и светло-серые участки, находящиеся в сложных пространственных соотношениях со светлыми областями неправильной формы, наполненными включениями. Светло-серые зоны, обрамляющие и разделяющие светлые области, характеризуются более равномерной окраской. Пространственные соотношения светлых ситовидных областей и светло-серых участков позволяют лишь приблизительно оценить последовательность их формирования (рис. 11).

Особенности структуры свидетельствуют о перекристаллизации исходного циркона в процессе метасоматического замещения, основу которого составляет сочетание растворения исходной минеральной фазы



**Рис. 8.** Свидетельство последовательных стадий доэцлогитового метаморфизма в обстановках спредингового хребта, океанского дна и зоны субдукции. Включения доэцлогитовых минералов в лагуне атоллного граната из симплектитового эклогита – Fe-Ti метагаббро Узкой Салмы (образец S204/16, рис. 8 обозначен белым прямоугольником на рис. 6): ассоциация пумпеллиита (Pmp), титанита (Tnt), хлорита (Chl) и актинолита (Cam – Ca-clinoamphibole) замещается роговой обманкой (Hbl, зеленоватый оттенок на микрофотографии). (a) – микрофотография в плоско поляризованном свете (PPL), (б) – изображение в отраженных электронах (BSE) (по [Konilov et al., 2011]).

**Fig. 8.** Evidence of the successive stages of pre-eclogite facies metamorphism in the spreading ridge, ocean floor and subduction zone settings. Pre-eclogite facies mineral phases included in the lagoon of the atoll garnet in symplectitic eclogite – Fe-Ti metagabbro from Uzkaya Salma (sample S204/16, Fig. 8 is marked by a white box in Fig. 6): relics of pumpellyite (Pmp), titanite (Tnt), chlorite (Chl) and actinolite (Cam – Ca-clinoamphibole) replaced by hornblende (Hbl, greenish tint in photomicrograph). (a) – Photomicrograph in the plane polarized light (PPL), (б) – BSE image (after [Konilov et al., 2011]).



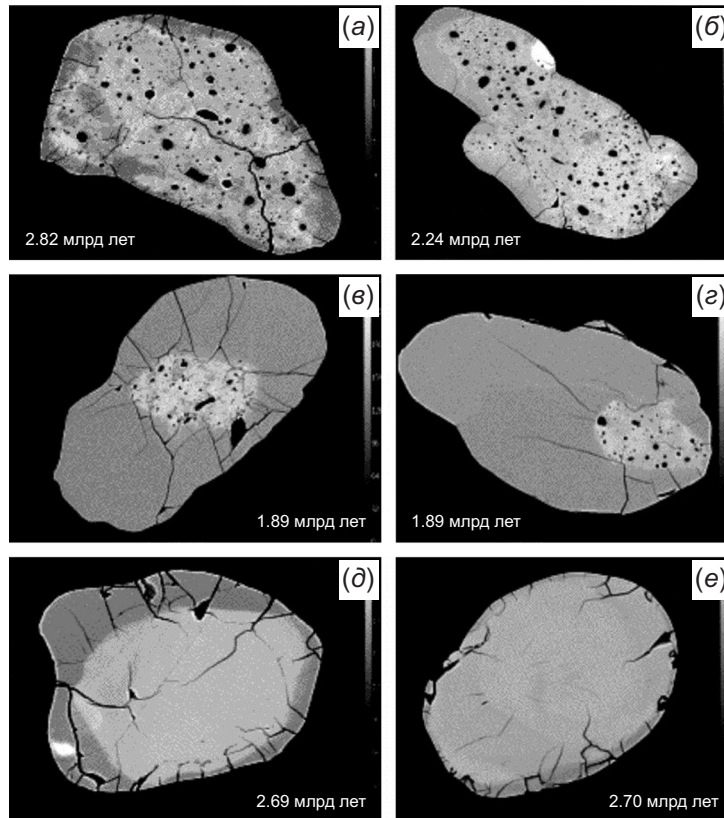
**Рис. 9.** Свидетельство доэцлогитового метаморфизма в обстановке спредингового хребта: микрофотографии глинистых минералов в эклогите – меланократовом метагаббронорите (пиклогите) Узкой Салмы (обр. S204/26): (a) – тесное взаимное прораствание сапонита и шпинели в окружении низко-Al роговой обманки; (б) – обраствание сапонита керолитом (обозначен буквой К); черные непрозрачные минералы – шпинель и магнетит (по [Konilov et al., 2011]).

**Fig. 9.** Evidence of the pre-eclogite facies metamorphism in the spreading ridge: photomicrographs (PPL) showing modes of occurrence of clay minerals in eclogite – melanocratic metagabbro-norite (piclogite) from the Uzkaya Salma (sample S204/26). (a) – intimate intergrowth of saponite and spinel surrounded by low-Al hornblende, (б) – replacement of saponite by kerolite (K). Black minerals are spinel and magnetite (after [Konilov et al., 2011]).

и роста новой фазы при участии флюида (coupled dissolution-precipitation process, CDR) [Geisler et al., 2007]. Двойной процесс растворения – переосаждения принципиально отличается от процессов, в которых растворение и рост разделены во времени, что приводит к образованию хорошо известных структур обрастания типа «ядроболочка». В процессе растворения – переосаждения существенную роль играет метамиктизация

циркона, поскольку метамиктные участки более растворимы [Krogh, Devis, 1975; Levchenkov et al., 1998]. Результатом этого процесса являются многочисленные поры и включения, возникающие во внутренней области циркона под воздействием флюидов и/или расплавов, мигрирующих по зонам деформаций гетерогенной кристаллической решетки. В процессе растворения – переосаждения может происходить полное переуравновешивание





**Рис. 10.** Морфология, особенности зональности и микроструктура специфических популяций циркона в эклогитах, сформированных при метаморфизме габброидов различного состава и гранатитов (изображения в отраженных электронах, BSE).

(а, б) – 1-й тип: пористые кристаллы с многочисленными включениями, подвергшиеся преобразованию типа «растворение – переосаждение» при низких и умеренных температурах; выделены из эклогитов – Fe-Ti- и Fe-метагаббро; (в, з) – 2-й тип: полностью или почти полностью перекристаллизованные пористые цирконы, выделенные из гранатитов; (д, е) – 3-й тип: округло-овальные цирконы, характерные для пород гранулитовой фации, преимущественно выделенные из эклогитов – метагабброноритов и меланократовых метагабброноритов. Хорошо видны каймы, обрамляющие более ранние кристаллы. Указан возраст (млрд лет), полученный LAM-ICP-MS. Удлинение кристаллов 0.15–0.25 мм (по [Mints et al., 2014]).

**Fig. 10.** Morphology, zoning features and microstructure of the specific populations of zircon from eclogites that formed during the metamorphism of gabbroids of different compositions and garnetites (BSE images).

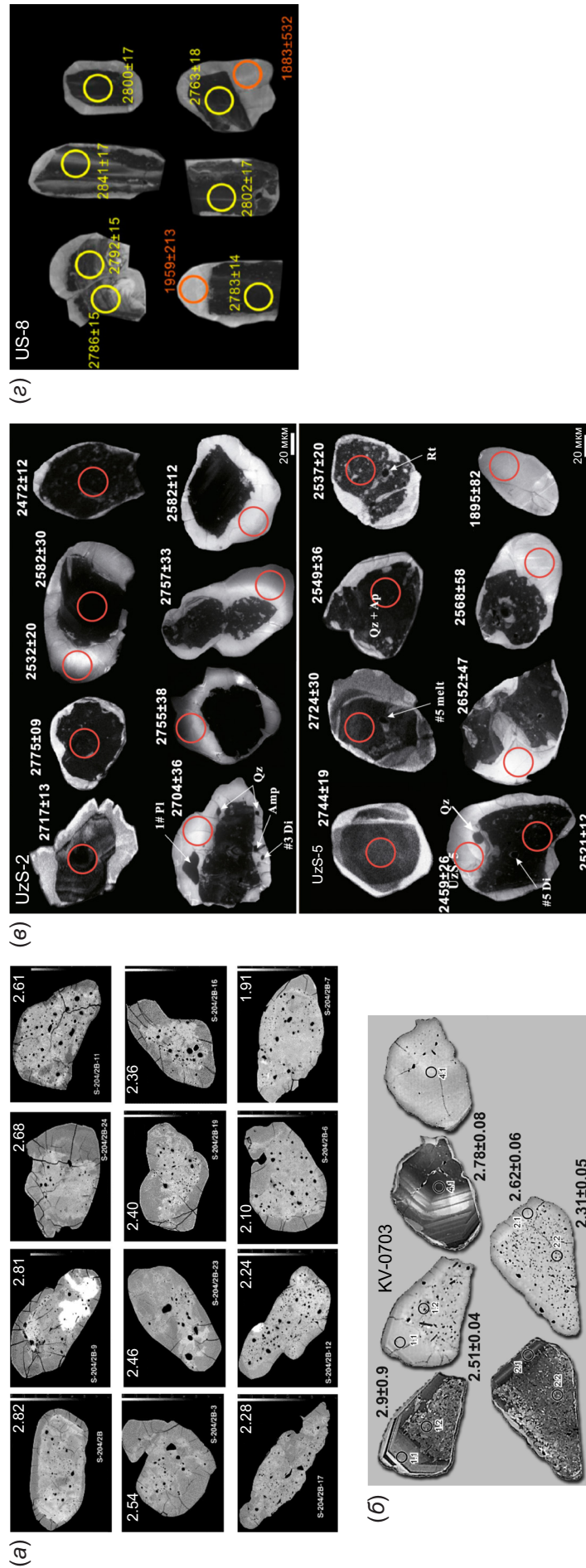
(а, б) – type 1: porous crystals with numerous inclusions that have undergone dissolution-reprecipitation transformations at low and moderate temperatures; zircons were separated from eclogites – Fe-Ti and Fe-metagabbro. (в, з) – type 2: completely or almost completely recrystallized porous zircons separated from garnetites. (д, е) – type 3: round-oval zircons characteristic of the granulite facies rocks, mainly separated from eclogites – metagabbronorites and melanocratic metagabbronorites. The rims framing the earlier crystals are clearly visible. The LAM-ICP-MS age is shown in Ga. The length of the zircon crystals is in the 0.15–0.25 mm range (after [Mints et al., 2014]).

изотопной системы, чем объясняется субконкордантность серии последовательных оценок возраста, которые фиксируют промежуточные тектонотермальные события в истории БЭП на протяжении длительного интервала – от ~2.9 до ~1.9 млрд лет.

**Микровключения.** Обилие незакономерно распределенных пор и округлых включений от 1 до 5–6 мкм в диаметре, сосредоточенных в светло-серых (в BSE) участках кристаллов, придает цирконам характерный ситовидный облик и делает их полупрозрачными или даже непрозрачными в проходящем свете (рис. 11). Мономинеральные включения представлены кварцем, альбитом, клинопироксеном (Jd 0–6 %), рутилом, кальцитом, мусковитом, F-апатитом, Al-титанитом, TR-эпидотом, эпидотом, пиритом, галенитом. Характерны также полиминеральные включения: альбит + кальцит, рутил + кварц, клинопироксен + эпидот, F-апатит +

мусковит + кальцит, Al-титанит + кварц + кальцит + апатит + TR-эпидот, пирит + апатит, TR-эпидот + кварц, титанит + кварц + рутил + кальцит [Kaulina, 2010; Kaulina et al., 2010] (рис. 12). Список минералов-включений значительно расширили новые данные, полученные китайскими коллегами [Li et al., 2017a, 2017b]. В ядрах цирконов обнаружены гранат, клинопироксен (диопсид), плагиоклаз, альбит, амфибол, цоизит/эпидот, сфен, кальцит, пумпеллиит, хлорит, кварц, апатит, а также кислое стекло. В оболочках кристаллов преимущественно отмечены те же минералы: гранат, клинопироксен (диопсид), плагиоклаз, амфибол, цоизит/эпидот, рутил, сфен, пумпеллиит, кварц и ортопироксен. Al-пумпеллиит в ядрах и в оболочках циркона аналогичен этому минералу, встреченному в матрице эклогита. По мнению С. Ли с соавторами, большинство минералов были захвачены в процессе роста циркона (рис. 13), тогда как

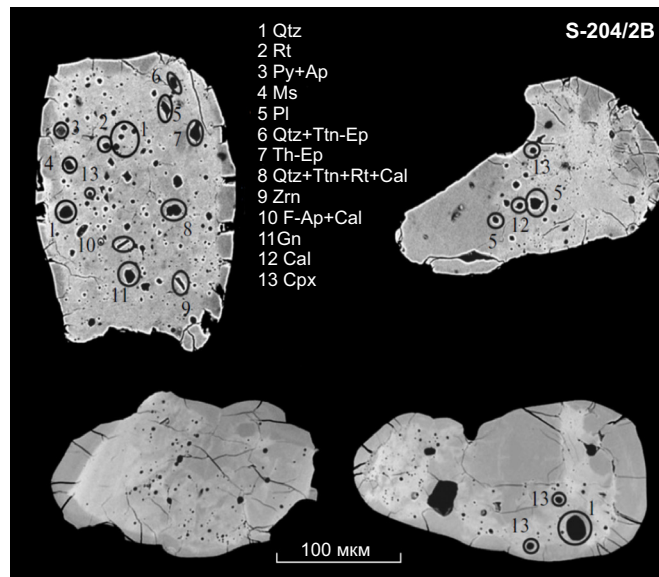




**Рис. 11.** Представительные примеры CL и BSE изображений пористых цирконов с многочисленными минеральными включениями (1-й тип), извлеченных из эклогитов (Fe-Ti- и Fe-метагаббро) Узкой Салмы.

Показаны места  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  конкордантных определений возраста La-ICP-MS и полученные оценки возраста: (a, б) – млрд лет, (в, г) – млн лет. Удлиненная кристаллов 0.15–0.25 мм. (а) – цирконы из обр. S204/2B (Fe-Ti-метагаббро), BSE изображения: хорошо видны пористая структура, многочисленные включения, пятнистая микроструктура и узкие свет-ло-серые в BSE каймы. (по [Mints et al., 2010b]). (б) – цирконы из обр. KV-0703 (Fe-метагаббро), CL и BSE изображения: хорошо видны пористая структура, многочисленные включения, пятнистая микроструктура и узкие каймы с реликтом тонкой осциляторной зональности (по [Shchipansky et al., 2012]). (в) – цирконы из обр. UzS-2 (Fe-Ti-метагаббро) и обр. UzS-5 (Fe-метагаббро), CL изображения: показаны включения минералов и расплава (melt) (по [Li et al., 2017a]). (г) – цирконы из обр. US-8 (Fe-метагаббро), CL изображения: хорошо видны широкие яркие люминесцирующие каймы (по [Yu et al., 2019]).

**Fig. 11.** Representative CL and BSE images of porous zircons with numerous mineral inclusions (type 1) extracted from eclogites (Fe-Ti- and Fe-metagabbro) of Uzkaaya Salma. Locations of the La-ICP-MS  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  concordant ages and the age estimates: Ga (a, б), Ma (в, г). The length of the zircon crystals is in the 0.15–0.25 mm range. (a) – zircons from sample S204/2B (Fe-Ti-metagabbro), numerous inclusions, spotty microstructure and narrow light gray rims (after [Mints et al., 2010b]). (б) – zircons from sample KV-0703 (Fe-metagabbro). CL and BSE images: clearly visible porous structure, numerous inclusions, spotty microstructure and narrow rims with a relic of a thin oscillatory zoning (after [Shchipansky et al., 2012]). (в) – zircons from sample UzS-2 (Fe-Ti-metagabbro) and sample UzS-5 (Fe-metagabbro). CL images: visible inclusions of minerals and melt (after [Li et al., 2017a]). (г) – zircons from sample US-8 (Fe-metagabbro). CL images: clearly visible broad bright luminescent rims (after [Yu et al., 2019]).

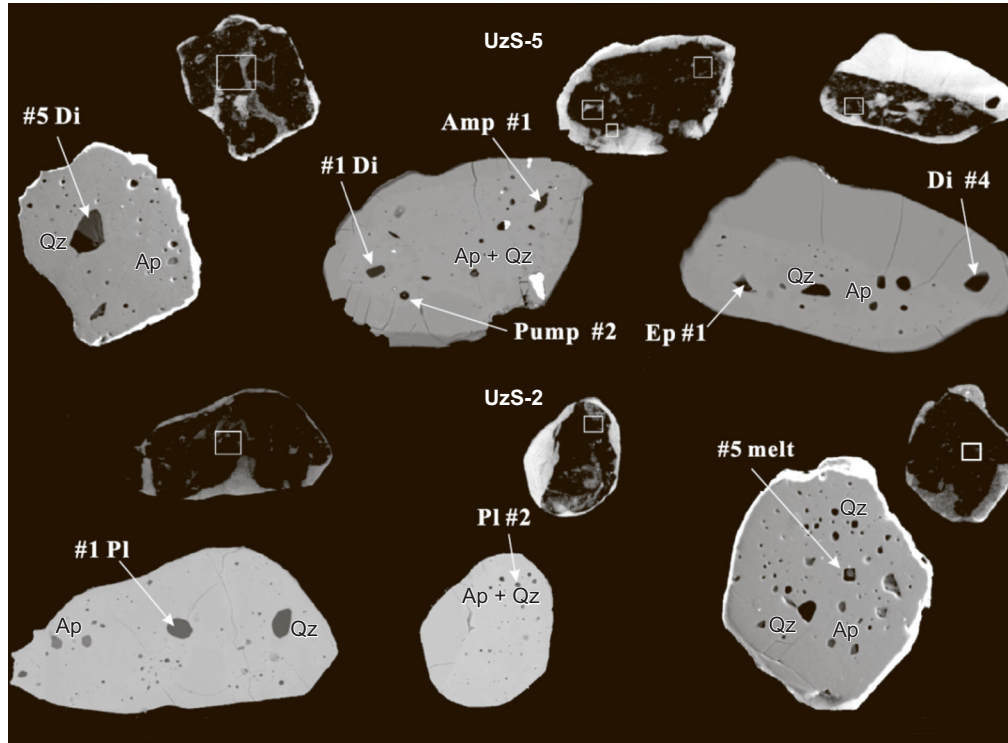


**Рис. 12.** Минеральные микровключения в пористом цирконе (BSE изображение, Узкая Салма, обр. S204/2B).

Характерно незакономерное распределение минералов, формировавшихся в разных условиях; поздние каймы лишены пор и не содержат включений. Qtz – кварц, Pl (An = 10 %) – п, Cpx (Jd 0–6 %) – клинопироксен, Rt – рутил, Cal – кальцит, Ms – мусковит, F-Ap – F-апатит, Ttn – титанит (сфен), TR-Ep – TR-эпидот, Ep – эпидот, Py – пирит, Gn – галенит, Zrn – циркон (по [Kaulina et al., 2010]).

**Fig. 12.** Mineral microinclusions in porous zircon (BSE image, sample S204/2B, Uzkaya Salma).

Characteristically irregular distribution of minerals formed under different conditions; late rims lack pores and do not contain inclusions. Qtz – quartz, Pl (An = 10 %) – plagioclase, Cpx (Jd 0–6 %) – clinopyroxene, Rt – rutile, Cal – calcite, Ms – muscovite, F-Ap – F-apatite, Al-Ttn – titanite (sphene), TR-Ep – TR-epidote, Ep – epidote, Py – pyrite, Gn – galena, Zrn – zircon (after [Kaulina et al., 2010]).



**Рис. 13.** Типичные пористые цирконы с многочисленными минеральными включениями (BSE и CL изображения, Узкая Салма, эклогит – Fe-метагаббро: обр. UzS-5 и UzS-2).

Amp – амфибол, Ap – апатит, Di – диопсид, Ep – эпидот, Pl – плагиоклаз, Pump – пумпеллиит, Qz – кварц (по [Li et al., 2017a]).

**Fig. 13.** Representative zircons with multiple mineral inclusions (BSE and CL images, eclogite – Fe-metagabbro: samples UzS-5 and UzS-2, Uzkaya Salma).

Amp – amphibole, Ap – apatite, Di – diopside, Ep – epidote, Pl – plagioclase, Pump – pumpellyite, Qz – quartz (after [Li et al., 2017a]).

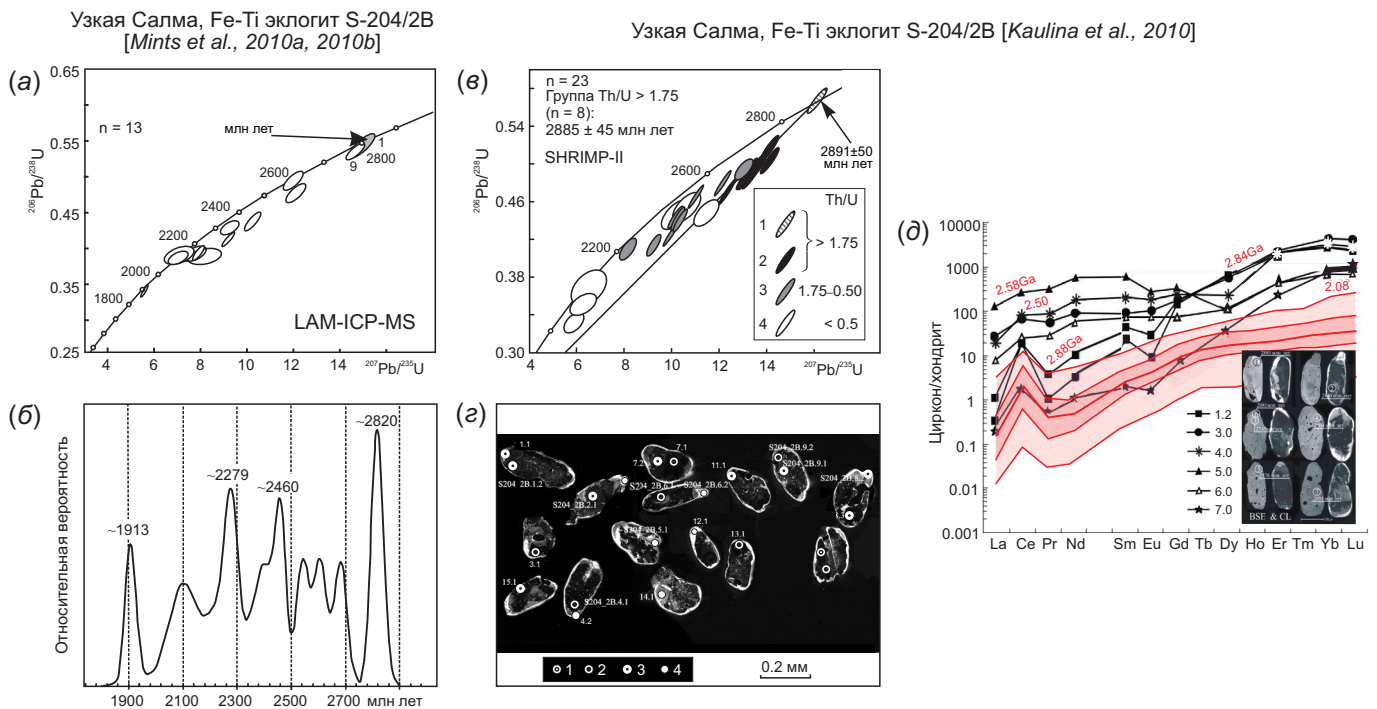
некоторые из них, заключенные в оболочках кристаллов, могли кристаллизоваться позднее при участии флюидов, мигрирующих по микротрещинам.

**Эволюция геохимических характеристик.** Пористые цирконы характеризуются обычными для циркона концентрациями U (до 600 ppm), но отличаются повышенным содержанием Th (до 1500 ppm) и вызванной этим метамиктностью [Mints et al., 2010b]. Характерной особенностью U-Pb датировок пористых цирконов является последовательность конкордантных и субконкордантных оценок возраста, «перетекающих» из одной в другую. На начальной стадии исследований БЭП [Mints et al., 2010b; Kaulina, 2010; Kaulina et al., 2010] пористые цирконы были обнаружены в эклогите – Fe-Ti метагаббро (см. рис. 11, 12). Было установлено, что возраст наиболее древних участков кристаллов достигает 2.9 млрд лет, последовательность более молодых конкордантных и субконкордантных оценок возраста образована датами 2.82, 2.46, 2.28 и 1.91 млрд лет (рис. 14) [Mints

et al., 2010a, 2010b]. Дальнейшие исследования, в целом, подтвердили первоначальные оценки.

1. Наиболее древние значения возраста, полученные в осцилляторных каймах пористых кристаллов (рис. 11, б), варьируются от  $2.9 \pm 0.1$  до  $2.62 \pm 0.06$  млрд лет [Kaulina, 2010; Kaulina et al., 2010; Shchipansky et al., 2012]. «Магматические» Th/U отношения в интервале от 1.3 до 11.9 (рис. 15) и оценки температуры 780–860 °C, полученные Ti-цирконовым методом [Shchipansky et al., 2012] (рис. 16), фиксируют завершение магматической кристаллизации.

2. Наименее измененные участки во внутренней области кристаллов (ядра С-1 и частично С-2 в обр. UzS-2 по [Li et al., 2017a]) характеризуются высокой суммарной концентрацией REE с обычным для магматических цирконов обогащением HREE (YbN и LuN в интервале 1000–10000), положительной Ce и отрицательной Eu аномалиями (рис. 17). Th/U отношение от 0.5 до 5.0 также характерно для магматических цирконов, реликтовые



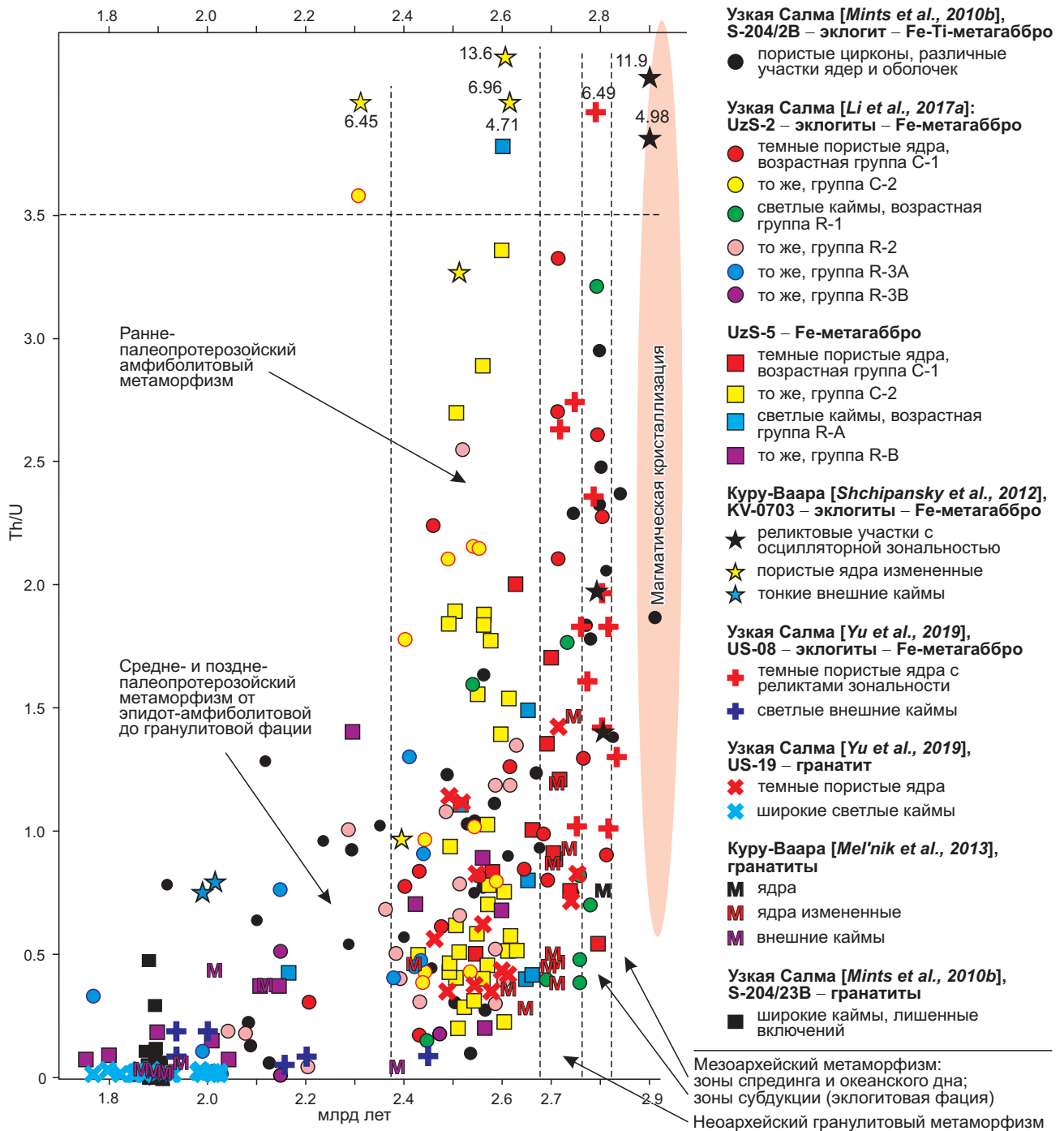
**Рис. 14.** Узкая Салма, впервые полученные характеристики пористых цирконов из эклогитов – Fe-Ti-метагаббро (обр. S204/2B).

(а, б) – оценки U-Pb возраста по циркону, LAM-ICP-MS [Mints et al., 2010 a, 2010 b]: (а) – диаграмма с конкордией, (б) – наиболее вероятные оценки возраста метаморфических событий; (в, г) – оценки U-Pb возраста по циркону, SHRIMP-II [Kaulina et al., 2010; Kaulina, 2010]: (в) – диаграмма с конкордией, (г) – BSE изображения пористых цирконов с указанием точек анализа (1–4 – типы кристаллов циркона, сгруппированных по величине Th/U отношения, соответствующей рис. (в), в том числе 10.1 – точка с максимальной оценкой  $2891 \pm 50$  млн лет); (д) – тренды REE в цирконах, соответствующие последовательным метаморфическим событиям [Kaulina, 2010; Kaulina et al., 2010]. Здесь и далее фоновой закраской показаны области доверительных интервалов «эклогитового циркона» (темно-розовый – 65 %, бледно-розовый – 95 %) по [Skublov et al., 2012].

**Fig. 14.** Characteristics of porous zircons from eclogites – Fe-Ti-metagabbro (sample S204/2B, Uzskaya Salma), which have been obtained for the first time.

(а, б) – U-Pb zircon ages, LAM-ICP-MS data [Mints et al., 2010 a, 2010 b]: (а) – concordia diagram, (б) – relatively probable ages of metamorphic events; (в, г) – U-Pb zircon age, SHRIMP-II data [Kaulina, 2010; Kaulina et al., 2010]: (в) – diagram with concordia; (г) – BSE images of porous zircons, indicating the points of analysis (1–4 – zircon types related to Th/U groups in (в), including 10.1 – maximum age estimate at  $2891 \pm 50$  Ma); (д) – REE trends in zircons corresponding to successive metamorphic events [Kaulina, 2010; Kaulina et al., 2010]. Here and below, the background shading shows the areas of the ‘eclogitic zircon’ confidence intervals (dark pink – 65 %, pale pink – 95 %) (after [Skublov et al., 2012]).



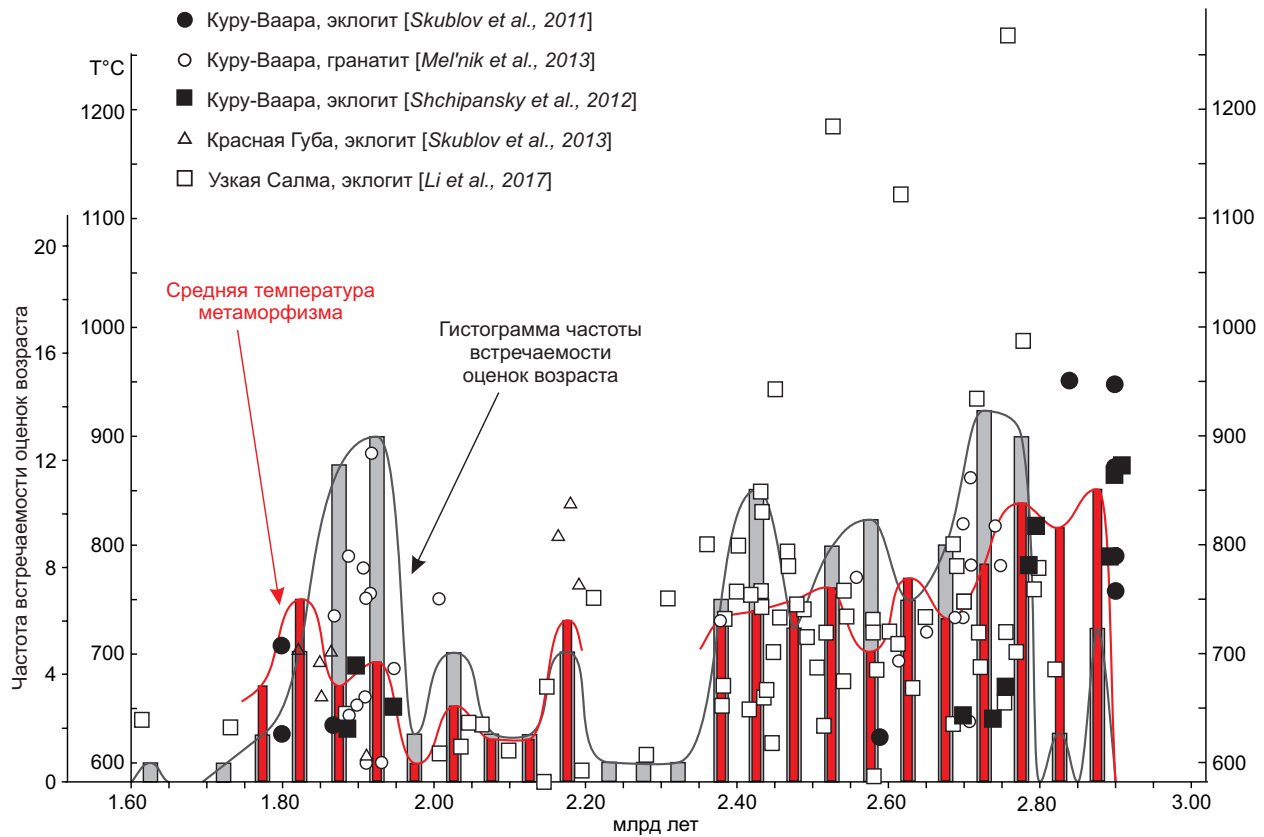


**Рис. 15.** Распределение и эволюция Th/U отношения в пористых цирконах из эклогитов-метагаббро ассоциации Салма (по данным [Mints et al., 2010b; Li et al., 2017; Shchipansky et al., 2012; Yu et al., 2019; Mel'nik et al., 2013]).

**Fig. 15.** Distribution and evolution of the Th/U ratio in porous zircons from eclogite-metagabbro of the Salma association (based on data from [Mints et al., 2010b; Li et al., 2017; Shchipansky et al., 2012; Yu et al., 2019; Mel'nik et al., 2013]).

оценки температуры магматической кристаллизации в ядрах и в R-1 кайме достигают 1000–1300 °C, [Li et al., 2017a], среднее значение – 850 °C (см. рис. 16). Оценки возраста – конкордантные, субконкордантные и по пересечению дискордии и конкордии, находятся в интервале 2.90–2.82 млрд лет [Kaulina, 2010; Kaulina et al., 2010; Shchipansky et al., 2012; Mints et al., 2010a, 2010b, 2015; Li et al., 2017a]. Эти участки содержат многочисленные включения минералов пренит-пумпеллиитовой фации.

3. С переходом к участкам цирконов, морфологические и микроструктурные характеристики которых свидетельствуют о глубокой перекристаллизации, тренды REE закономерно меняются. На фоне несколько варьирующихся оценок возраста изменения трендов REE характеризуются определенной стадийностью, каждой стадии отвечают свои примечательные особенности. В зонах кристаллов с отчетливыми признаками перекристаллизации (ядра C-2, каймы R-1 и частично R-2



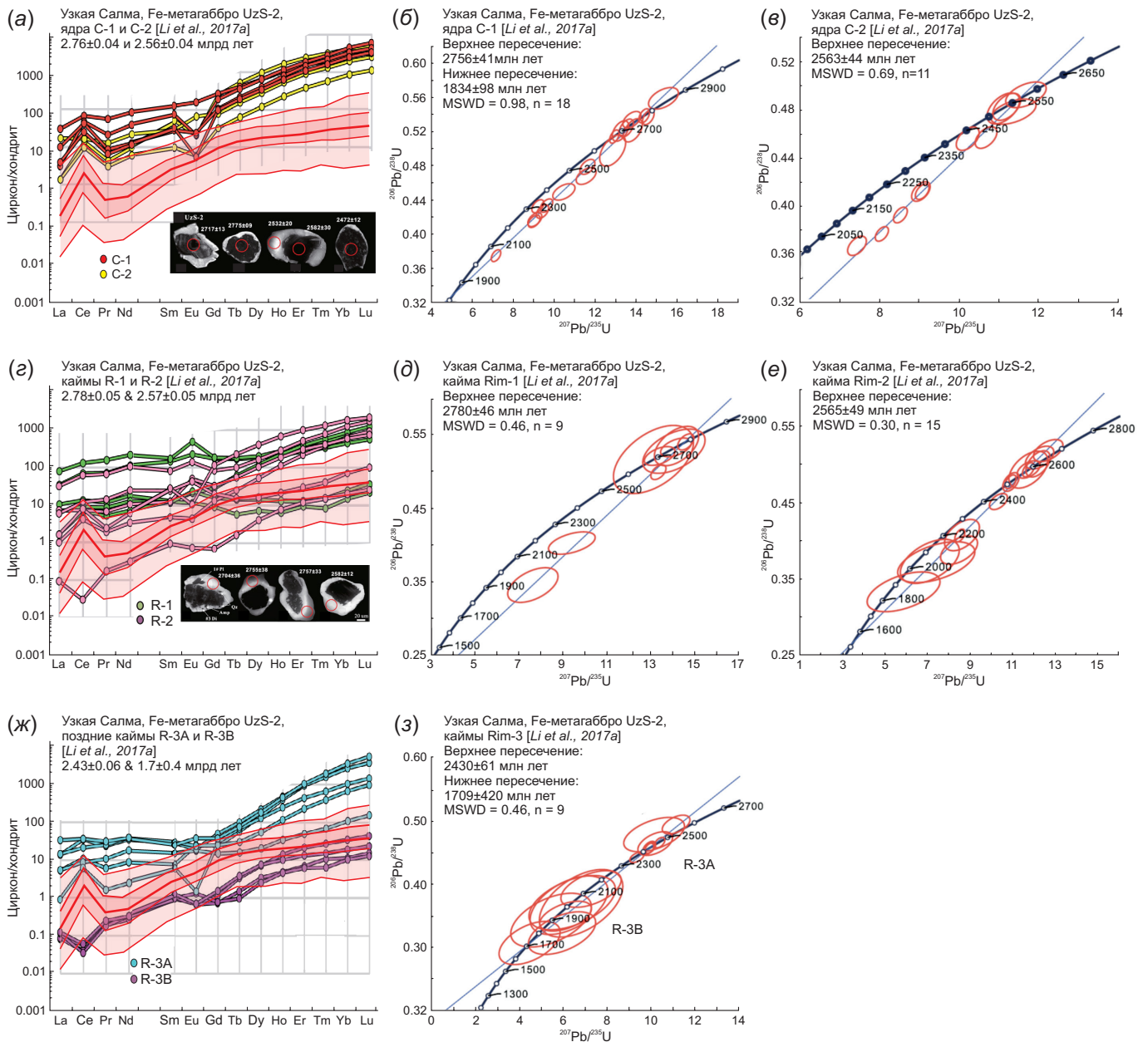
**Рис. 16.** Термальная эволюция эклогитовой ассоциации Салма: температура кристаллизации – рекристаллизации пористых цирконов в эклогитах – Fe-Ti- и Fe-метагаббро и в гранатитах, полученная Ti-цирконовым термометром, в зависимости от возраста. Подобие кривых частоты встречаемости оценок возраста и средней температуры для определенного возрастного интервала позволяет сопоставлять пиковые значения температуры с определенными метаморфическими событиями.

**Fig. 16.** Thermal evolution of the Salma eclogite association. Crystallization – recrystallization temperatures based on Ti-in-zircon thermometry of porous zircons in eclogites (Fe-Ti- and Fe-metagabbro) and garnetites in dependence on age. Similarities in age frequency histograms and average temperatures for specified age intervals allow correlating the peak temperatures to certain metamorphic events.

в обр. UzS-2 по [Li et al., 2017a]) возрастают содержания LREE и более значительно – MREE. Параллельно снижаются положительная Ce- и отрицательная Eu-аномалии вплоть до полного исчезновения и появления положительной Eu-аномалии в трендах с максимальной концентрацией REE. В образцах UzS-5 [Li et al., 2017a] и US-08 [Yu et al., 2019] также растут концентрации LREE и MREE и нивелируется Ce-аномалия (рис. 18, 19). Th/U отношение варьируется от 0.18 до 6.50, демонстрируя неравномерную проработку породы метаморфическими флюидами и/или парциальными выплавками [Gordon et al., 2013]. Оценки возраста (субконкордантные и по пересечению дискордии и конкордии) варьируются в относительно узком интервале 2.83–2.78 (в отдельных образцах – до 2.75) млрд лет, наиболее ранний зафиксированный возраст положительной Eu-аномалии – 2.79 млрд лет. Оценки температуры метаморфизма преимущественно заключены в интервале 760–850 °C (см. рис. 16) [Li et al., 2017a]. Преобладающие оценки близки или совпадают с оценками пиковой температуры эклогитовой фации: 750 °C при минимально возможной оценке давления 15 кбар [Konilov et al., 2011]; 700–750 °C и 13–14 кбар [Mints et al., 2015]; 750–775 °C и

14.0–14.3 кбар [Shchipansky et al., 2012]; 750 °C и 17 кбар [Li et al., 2017a]. Единичные оценки 940–1300 °C связаны с цирконами, которые характеризуются наиболее значительными положительной Ce- и отрицательной Eu-аномалиями и сохраняют реликтовые свидетельства магматической кристаллизации.

4. Следующий этап перекристаллизации приблизительно между 2.78 и 2.73 млрд лет в пористых цирконах почти не заметен. Связанный с этим периодом метаморфизм гранулитовой фации значительно ярче зафиксирован округло-овальными цирконами из эклогитов-метагабброноритов. Единственное свидетельство гранулитового метаморфизма в эклогитах-метагаббро зафиксировано в обр. UzS-5 [Li et al., 2017a], где ядра цирконов (Core-1) имеют возраст 2.74 и 2.72 млрд лет (см. рис. 18). Тренды REE магматического типа с ярко выраженными положительной Ce- и отрицательной Eu-аномалиями и повышенные значения Th/U отношения – 0.5–1.7, которые свойственны этим цирконам, свидетельствуют о кристаллизации циркона при участии парциального расплава, в присутствии плагиоклаза и при ограниченном участии граната. Оценки температуры по Ti-цирконовому термометру составили



**Рис. 17.** Эклогитовая ассоциация Салма (обр. UzS-2): закономерное изменение трендов REE в пористых цирконах из эклогитов-метагаббро, соответствующее последовательным метаморфическим событиям, по данным [Li et al., 2017a].

Следует обратить внимание на рост концентраций LREE и MREE, который сопровождается появлением положительной Eu-аномалии не позднее 2.78 млрд лет, и на появление отрицательной Ce-аномалии в наиболее поздних каймах, заместивших ранее образованный циркон около 1.9 млрд лет назад. (а-в) – ядра цирконов C-1 и C-2: (а) – тренды REE, (б, в) – оценки U-Pb возраста по циркону, LAM-ICP-MS, диаграммы с конкордией для ядер C-1 и C-2; (г-е) – промежуточные зоны (каймы) кристаллов: (г) – тренды REE, (д, е) – оценки U-Pb возраста по циркону, LAM-ICP-MS, диаграммы с конкордией для кайм R-1 и R-2; (ж, з) – внешние зоны (каймы) кристаллов R-3: (ж) – тренды REE, (з) – оценки U-Pb возраста по циркону, LAM-ICP-MS, диаграмма с конкордией; BSE изображения типичных цирконов по [Li et al., 2017a].

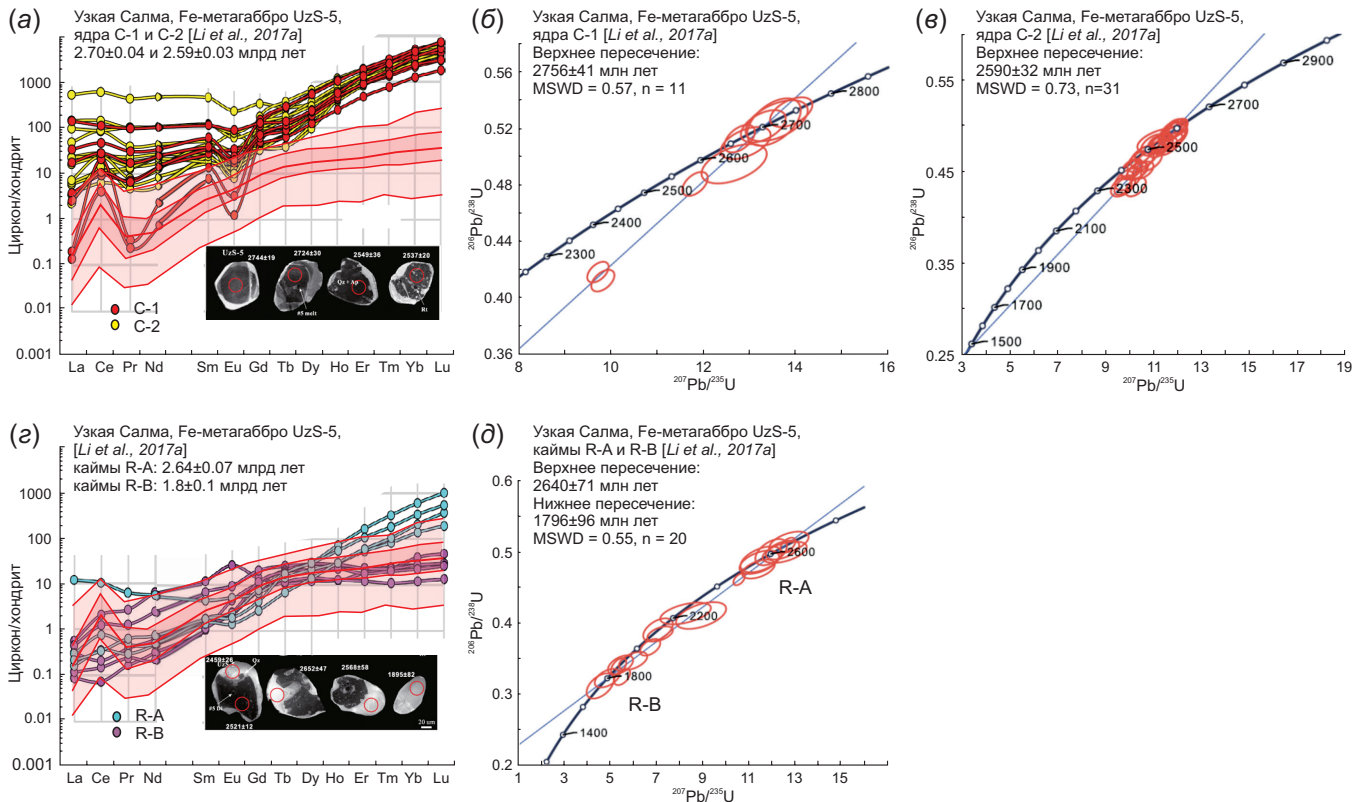
Фоновой закраской показаны области доверительных интервалов «эклогитового циркона» (темно-розовый – 65 %, бледно-розовый – 95 %) (по [Skublov et al., 2012]).

**Fig. 17.** The Salma eclogite association (sample UzS-2). Regular change in the REE trends in porous zircons from eclogite-metagabbro, which corresponds to successive metamorphic events (based on data from [Li et al., 2017a]).

Attention should be paid to increasing concentrations of LREE and MREE, which are accompanied by a positive Eu anomaly before 2.78 Ga, and the appearance of a negative Ce anomaly in the latest rims, which replaced the previously formed zircon at ~1.9 Ga. (a–v) – zircon cores C-1 and C-2: (a) – REE trends, (б, в) – U-Pb zircon ages, LAM-ICP-MS, concordia diagrams for cores C-1 and C-2. (г–е) – intermediate zones (rims), (г) – REE trends, (д, е) – U-Pb zircon ages, LAM-ICP-MS, concordia diagrams for rims R-1 and R-2. (ж, з) – outer zones (rims) R-3: (ж) – REE trends; (з) – U-Pb zircon ages, LAM-ICP-MS, concordia diagrams for rims R-3A and 3-B. BSE images of typical zircons after [Li et al., 2017a].

The background shading shows the areas of the ‘eclogitic zircon’ confidence intervals (dark pink – 65 %, pale pink – 95 %) (after [Skublov et al., 2012]).





**Рис. 18.** Эклогитовая ассоциация Салма (обр. UzS-5): закономерное изменение трендов REE в пористых цирконах из эклогитов-метагаббро, соответствующее последовательным метаморфическим событиям, по данным [Li et al., 2017a].

(a–e) – ядра цирконов C-1 и C-2: (a) – тренды REE, (б, в) – оценки U-Pb возраста по циркону, LAM-ICP-MS, диаграммы с конкордией; (z, д) – каймы кристаллов R-A и R-B: (z) – тренды REE, (д) – оценки U-Pb возраста по циркону, LAM-ICP-MS, диаграмма с конкордией. BSE изображения типичных цирконов по [Li et al., 2017a]. Фоновой закраской показаны области доверительных интервалов «эклогитового циркона» (темно-розовый – 65 %, бледно-розовый – 95 %) по [Skublov et al., 2012].

**Fig. 18.** Salma eclogite association (sample UzS-5). Regular change in the REE trends in porous zircons from eclogite-metagabbro corresponding to successive metamorphic events (based on data from [Li et al., 2017a]).

(a–e) – zircon cores C-1 and C-2: (a) – REE trends, (б, в) – U-Pb zircon ages, LAM-ICP-MS, concordia diagrams for cores C-1 and C-2. (z, д) – rims R-A and R-B: (z) – REE trends, (д) – U-Pb zircon ages, LAM-ICP-MS, concordia diagrams for rims R-3A and 3-B. BSE images of typical zircons after [Li et al., 2017a]. The background shading shows the areas of the ‘eclogitic zircon’ confidence intervals (dark pink – 65 %, pale pink – 95 %) (after [Skublov et al., 2012]).

710–860 °C (см. рис. 16). Единичные оценки достигают 870–970 °C.

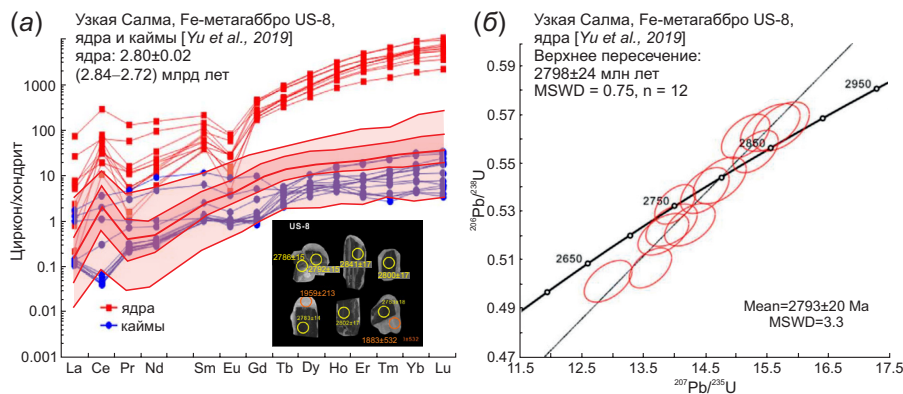
5. Развитие перекристаллизации, зафиксированное оболочками цирконов R-2 и R-3A в обр. UzS-2 по [Li et al., 2017a], приблизительно ограничено оценками возраста (субконкордантными и по пересечению дискордии и конкордии) в интервале 2.64–2.43 млрд лет. На фоне снижения LREE и MREE сохраняются отсутствие Ce- и Eu-аномалий, в отдельных точках сохраняется положительная Eu-аномалия. Уровень HREE остается высоким: нормированные концентрации Yb и Lu превышают 1000 (см. рис. 17), Th/U отношение варьируется от 2.55 до 0.19, демонстрируя неравномерную переработку породы. Оценки температуры метаморфизма заключены в интервале 610–780 °C, средняя температура 750 °C [Li et al., 2017a]. Между 2.58 и 2.52 млрд лет средний уровень снижается до 700 °C (см. рис. 16).

6. Наиболее поздние каймы, отмеченные Li et al. [2017a] как R-3B в обр. UzS-5 и как R-B в обр. UzS-2, а также каймы в обр. US-8 [Yu et al., 2019] с минимальными

концентрациями REE имеют возраст 2.1–1.7 млрд лет (см. рис. 17, 18 и 19). Th/U отношение варьируется от 0.02 до 0.54, температура метаморфизма – 600–680 °C (см. рис. 16). Тренды REE практически полностью укладываются в «эклогитовый эталон» по [Skublov et al., 2012] за единственным, но очень важным исключением, которое образовано отрицательной Ce-аномалией [Li et al., 2017a; Yu et al., 2019]. Появление отрицательной Ce-аномалии сопровождается снижением положительной Eu-аномалии и ее последующей сменой на отрицательную.

#### 4.2. Зональный циркон

Гранатиты пространственно, структурно и по особенностям состава тесно связаны с эклогитами – Fe- и Fe-Ti-метагаббро, протолиты гранатитов, вероятнее всего, являются дериватами габброидной магмы. Субидиоморфные столбчатые кристаллы циркона из гранатитов характеризуются резко проявленной зональностью: кристаллы включают небольшое ядро, подобное



**Рис. 19.** Эклогитовая ассоциация Салма (обр. US-8): закономерное изменение трендов REE в пористых цирконах из эклогитов-метагаббро (по данным [Yu et al., 2019]).

(a) – тренды REE; (б) – оценки U-Pb возраста по циркону, LAM-ICP-MS – диаграммы с конкордией для ядер циркона, скопированные из [Yu et al., 2019]. BSE изображение типичных цирконов с указанием точек анализа по [Yu et al., 2019]. Фоновой закрашкой показаны области доверительных интервалов «эклогитового циркона» (темно-розовый – 65 %, бледно-розовый – 95 %) по [Skublov et al., 2012].

**Fig. 19.** Salma eclogite association (sample US-8). Regular change in the REE trends in porous zircons from eclogite-metagabbro (based on data from [Yu et al., 2019]).

(a) – REE trends, (б) – U-Pb zircon ages, LAM-ICP-MS, concordia diagrams for zircon cores (copied from [Yu et al., 2019]). BSE images of typical zircons with indicated analysis points and age estimates after [Yu et al., 2019]. The background shading shows the areas of the 'eclogitic zircon' confidence intervals (dark pink – 65 %, pale pink – 95 %) (after [Skublov et al., 2012]).

пористым цирконам из метагаббро. Ядро окружено широкой оболочкой, лишенной пор и включений, как правило, значительно более широкой в сравнении с цирконами из метагаббро (см. рис. 10; рис. 20), вплоть до полного замещения исходного пористого кристалла. Сравнение кристаллов с различными соотношениями ядра и каймы не оставляет сомнения в том, что во всех наблюдавшихся случаях кайма формировалась на месте ранее существовавшего пористого циркона в результате процесса растворения – рекристаллизации. Лишенные ядра кристаллы циркона изредка встречаются также и в эклогитах-метагаббро. Кристаллы с полностью замещенным ядром дают близкие оценки возраста – 1.91–1.89 млрд лет. Некоторые кристаллы, сохранившие пористое ядро, дают тот же возраст – 1.91–1.89 млрд лет.

Согласно данным [Yu et al., 2019], наиболее древние участки в ядрах цирконов, которые охарактеризованы трендами REE с положительной Eu-аномалией, имеют возраст 2.76 млрд лет. С более молодыми возрастами связано снижение концентраций LREE и MREE и постепенное исчезновение положительной Eu-аномалии. Каймы цирконов и полностью замещенные кристаллы, датированные в интервале 2.03–1.76 млрд лет, отличаются резко сниженным уровнем REE – в пределах «эклогитового стандарта» по [Skublov et al., 2012]. На этой стадии, подобно REE в цирконах из эклогитов-метагаббро, переход от положительной к небольшой отрицательной Eu-аномалии сопровождается появлением отрицательной Ce-аномалии [Yu et al., 2019] (рис. 21). Величина Th/U отношения в каймах равна 0.01–0.50. Полная последовательность трендов REE в гранатитах Куру-Ваары, прослеженная А.Е. Мельником с соавторами [2013] (рис. 21), копирует особенности трендов

REE в цирконах из метагаббро Узкой Салмы, полученные китайскими коллегами [Li et al., 2017a].

#### 4.3. Округло-овальный гранулитовый циркон

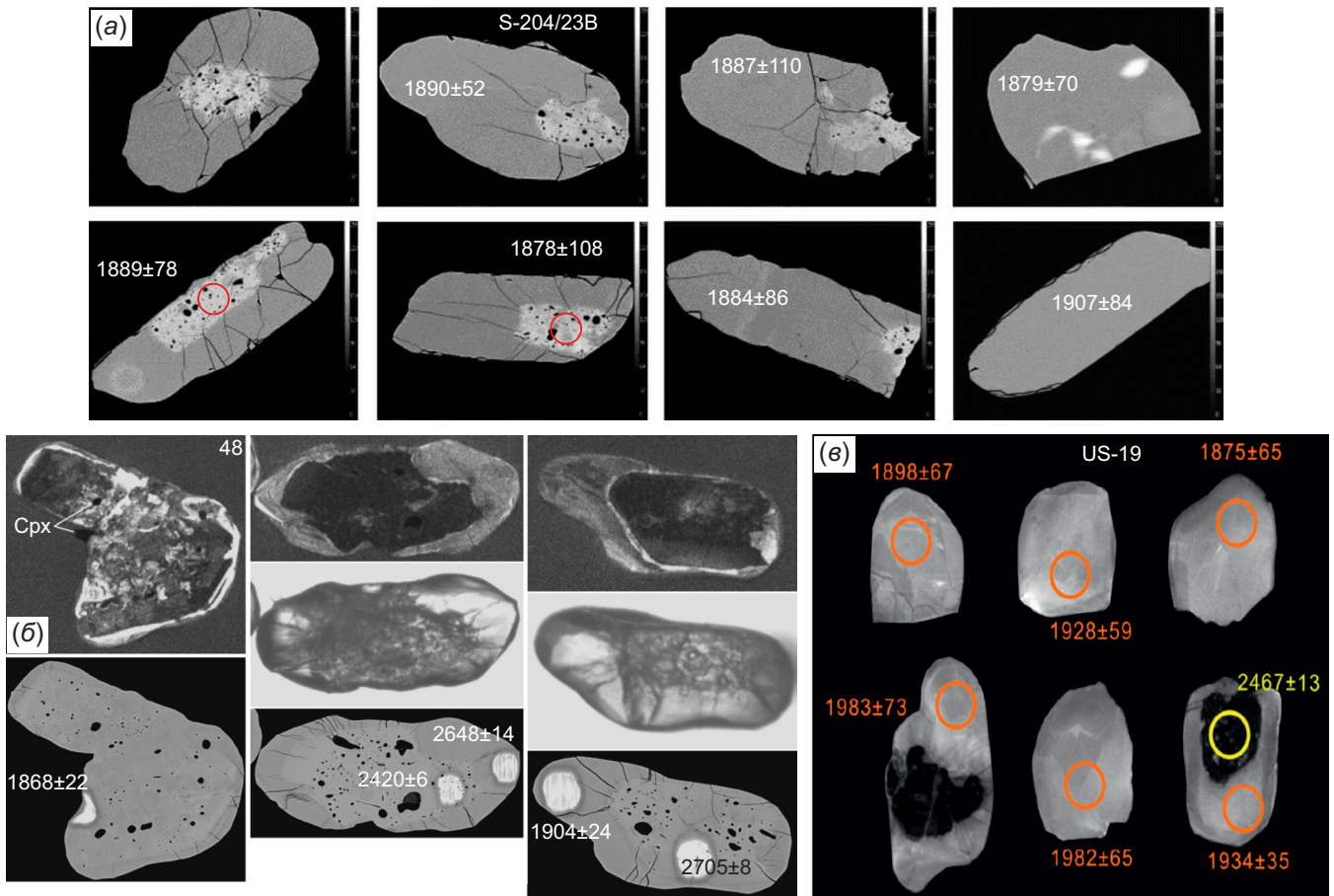
Округло-овальный циркон тесно связан с эклогитами-метагабброноритами с очевидными признаками постэклогитового метаморфизма в условиях гранулитовой фации. Первоначально такие цирконы были выделены из эклогитов-метагабброноритов участка Широкая Салма [Mints et al., 2010a; Kaulina, 2010]. Находки эклогитов, включающих подобные цирконы, повторены на участке Широкая Салма [Imayama et al., 2017], аналогичные цирконы выделены из эклогитов-метагабброноритов Узкой Салмы [Imayama et al., 2017] и Куру-Ваары [Skublov et al., 2011a]. Эти цирконы по своим морфологическим и геохимическим характеристикам аналогичны цирконам из неоархейских пород гранулитовой фации Кола-Карельского [Mänttari, Hölttä, 2002; Kaulina, 2010; Slabunov et al., 2011] и других регионов [Corfu et al., 2003] (рис. 22).

Округло-овальные цирконы имеют ряд микроструктурных и геохимических характеристик, которые принципиально отличают их от цирконов 1-го и 2-го типа (пористых цирконов и зональных цирконов с ядрами, образованными пористым цирконом).

1. Округло-овальные цирконы характеризуются обычными для цирконов концентрациями U (до 900 ppm) и Th (до 200 ppm) [Mints et al., 2010b].

2. В большинстве случаев кристаллы имеют ядро со структурой «гранулитового» типа, обрамленное узкой каймой, светлой в CL (рис. 22).

3. Как правило, эти цирконы не содержат включений или содержат единичные включения (рис. 22). Наличие включений Grt + Amp + Pl + Qz + Rt ± Vt в незональных



**Рис. 20.** Представительные примеры CL- и BSE-изображений зональных цирконов, извлеченных из гранатитов: небольшие пористые ядра с многочисленными минеральными включениями и широкие каймы, лишённые пор и включений. Сравнение кристаллов с различными соотношениями ядра и каймы не оставляет сомнения в том, что во всех наблюдавшихся случаях кайма формировалась на месте ранее существовавшего пористого циркона в результате процесса растворения – рекристаллизации.

(a) – обр. S204/23B (Узкая Салма), BSE-изображения по [Mints et al., 2010b]; (б) – обр. 48 (Куру-Ваара), изображения: в CL – сверху, в проходящем свете – посередине, в BSE – внизу; показаны места определений возраста (по [Mel'nik et al., 2013]); (в) – обр. US-19 (Узкая Салма), CL изображения, показаны места анализа и  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  возраст (млн лет) (по [Yu et al., 2019]).

**Fig. 20.** Representative examples of CL and BSE images of zonal zircon grains extracted from garnetites. Small porous cores with numerous mineral inclusions and wide rims lacking pores and inclusions. Comparison of crystals with different core-rim ratios leaves no doubt that in all of the analyzed cases, the rims formed at the places of the previously existing porous zircons as a result of dissolution and recrystallization process.

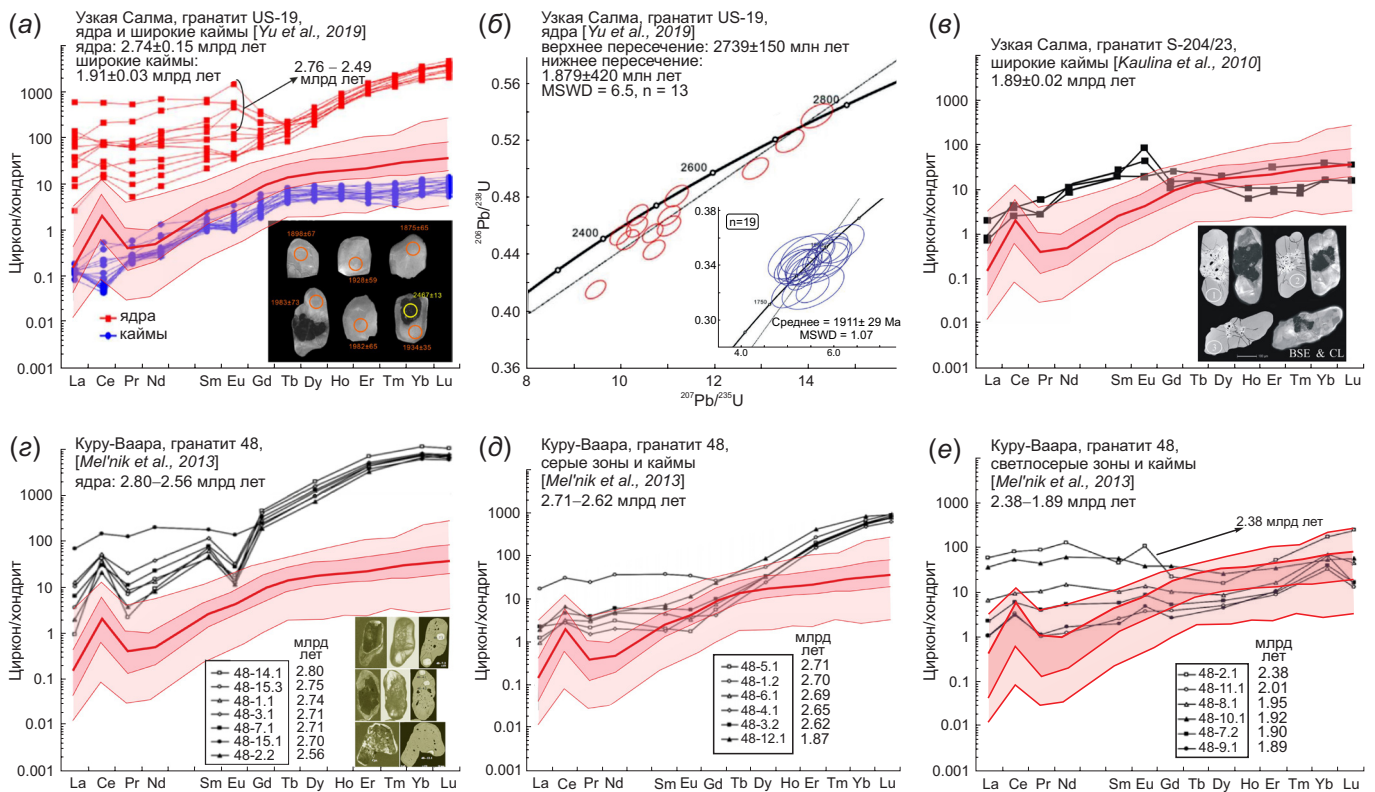
(a) – sample S204/23B (Uzkaya Salma), BSE images after [Mints et al., 2010b]; (б) – sample 48 (Kuru-Vaara), images: CL – above, transmitted light – middle, BSE – below; age determination locations after [Mel'nik et al., 2013]; (в) – sample US-19 (Uzkaya Salma), CL images, locations of analysis and  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  ages (Ma) after [Yu et al., 2019].

темных в катодолюминесценции (CL) цирконах с возрастом 2.73–2.72 млрд лет, которые характеризуются обогащением HREE и значительной отрицательной Eu-аномалией, было принято Т. Имаямой с соавторами [Imayama et al., 2017] в качестве свидетельства метаморфизма амфиболитовой фации протолитов, сформированных в спрединговом хребте. Аналогичный набор включений с добавлением единственного зерна омфацита в светло-серой в CL-зоне полностью перекристаллизованного циркона с плоским трендом HREE и небольшой отрицательной Eu-аномалией с возрастом 1.89–1.87 млрд лет послужил главным, если не единственным, основанием для Т. Имаямы с соавторами [Imayama et al., 2017] связать эту дату с метаморфизмом эклогитовой фации. Принимая этот вывод, Т. Имаяма

с соавторами проигнорировали не только свидетельства поздней перекристаллизации циркона и связанную с этим обстоятельством неопределенность времени захвата включения, но и опубликованные ранее данные о включении омфацита и фенгита в округло-овальном цирконе из дайки эндербита близ села Гридино, датированном 2.72 млрд лет [Dokukina et al., 2014] (рис. 23).

4. В отличие от пористых цирконов, значительная часть оценок возраста которых распределена вдоль конкордии, оценки возраста округло-овальных цирконов преимущественно принадлежат двум компактным группам, а остальные оценки соответствуют промежуточным значениям, расположенным вдоль дискордии (рис. 24).





**Рис. 21.** Эклогитовая ассоциация Салма, образцы гранатита US-19 (Узкая Салма [Yu et al., 2019]) и 48 (Куру-Ваара [Mel'nik et al., 2013]): закономерное изменение трендов REE в значительно перекристаллизованных пористых цирконах из гранатитов, соответствующее последовательным метаморфическим событиям.

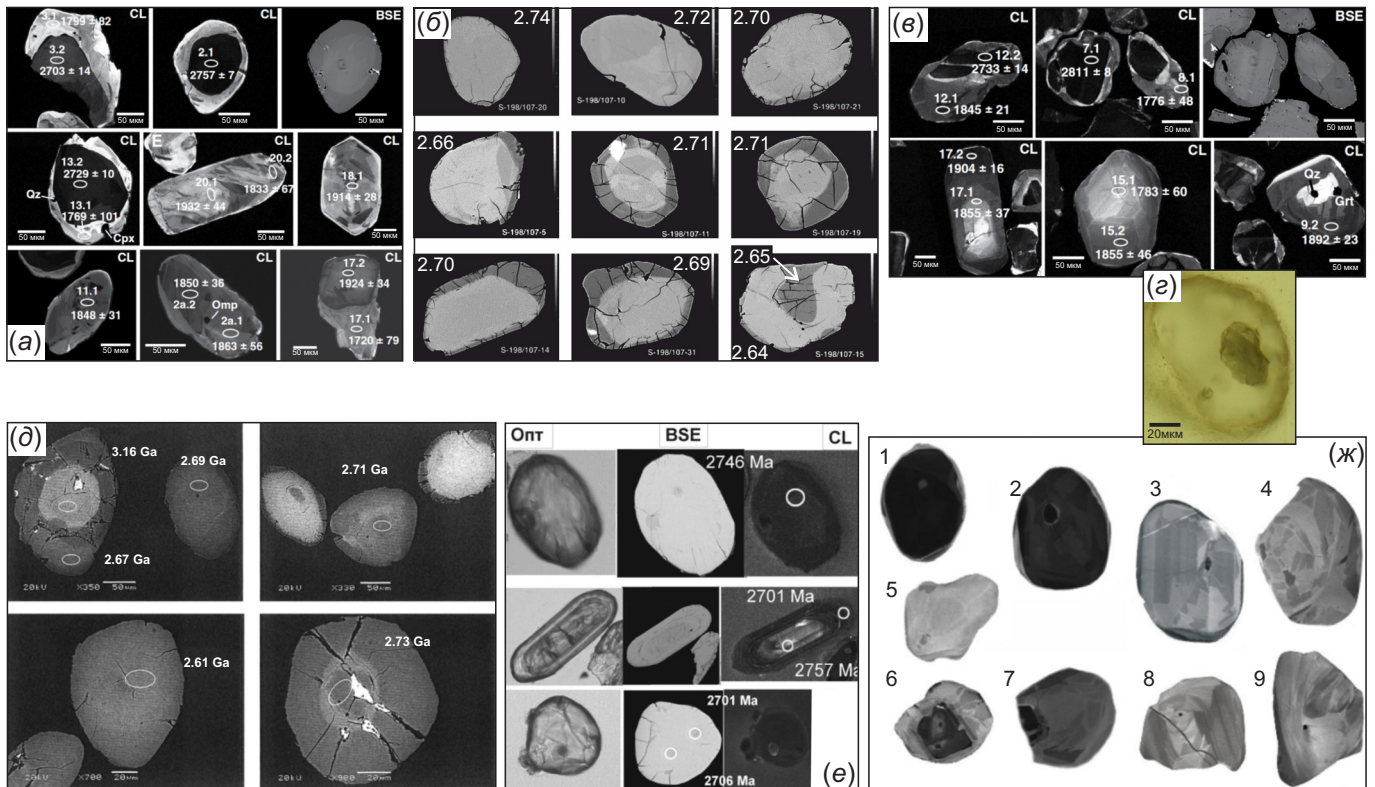
Следует обратить внимание на рост концентраций LREE и MREE, который сопровождается появлением положительной Eu-аномалии не позднее 2.76 млрд лет, и на появление отрицательной Ce-аномалии в наиболее поздних каймах, заместивших ранее образованный циркон около 1.9 млрд лет назад. (а, б) – Узкая Салма, обр. US-19: (а) – тренды REE, (б) – оценки U-Pb возраста по циркону, LAM-ICP-MS, диаграммы с конкордией; (в) – обр. S-204/23, тренды REE [Kaulina et al., 2010]; (г–е) – Куру-Ваара, группы трендов REE в обр. 48, изменяющиеся в связи с последовательными метаморфическими событиями между 2.80 и 1.89 млрд лет, по [Mel'nik et al., 2013]. BSE изображения типичных цирконов по [Yu et al., 2019; Kaulina et al., 2010; Mel'nik et al., 2013]. Фоновой закрашкой показаны области доверительных интервалов «эклогитового циркона» (темно-розовый – 65 %, бледно-розовый – 95 %) по [Skublov et al., 2012]. Тренды REE, соответствующие «эклогитовому стандарту», получены только в обр. US-19 [Yu et al., 2019], однако, как и в случае пористых цирконов из Fe- и Fe-Ti-метагаббро, в отличие от «стандарта», эти тренды включают отрицательную Ce-аномалию.

**Fig. 21.** Salma eclogite association. Garnetite samples: US-19 – (Uzkaya Salma [Yu et al., 2019]), 48 – Kuru-Vaara [Mel'nik et al., 2013]). Regular change in REE trends in significantly recrystallized porous zircons from garnetite corresponding to successive metamorphic events.

Attention should be paid to increasing LREE and MREE concentrations accompanied by the appearance of a positive Eu anomaly no later than 2.76 Ga, and the appearance of a negative Ce anomaly in the youngest rims that replaced the previously formed zircons at ~1.9 Ga. (a, b) – Uzkaya Salma, sample US-19: (a) – REE trends, (b) – U-Pb zircon ages, LAM-ICP-MS, concordia diagram; (c) – sample S-204/23, REE trends [Kaulina et al., 2010]; (d–e) – Kuru-Vaara, REE trend in zircons from sample 48, varying in connection with consecutive metamorphic events between 2.80 and 1.89 Ga (after [Mel'nik et al., 2013]). BSE images of typical zircons after [Yu et al., 2019; Kaulina et al., 2010; Mel'nik et al., 2013]. The background shading shows the areas of the 'eclogitic zircon' confidence intervals (dark pink – 65 %, pale pink – 95 %) after [Skublov et al., 2012]. REE trends corresponding to the 'eclogitic zircon standard' are obtained only for sample US-19 [Yu et al., 2019], however, in case of porous zircons from Fe- and Fe-Ti-metagabbro, unlike the 'standard', these trends include a negative Ce anomaly.

5. Наиболее древние оценки возраста в центральной части округло-овальных цирконов отмечены в обр. 46 (Куру-Ваара): точки SHRIMP, образующие компактную группу, дают возраст  $2.90 \pm 0.01$  млрд лет, возраст по пересечению дискордии с конкордией равен  $2.88 \pm 0.03$  млрд лет [Skublov et al., 2011a]. Не содержащие включений ядра цирконов из обр. RPB3A дали возраст  $2.91 \pm 0.09$  млрд лет [Imayama et al., 2017] (рис. 24). Применение трехмерного интегрированного сканирования позволило

наблюдать в центральной части округло-овального циркона первоначальное ядро, по-видимому, кристаллизовавшееся из расплава (см. рис. 23, г) [Konilov et al., 2018]. Th/U отношения в центральной части округло-овальных цирконов охватывают широкий интервал магматических оценок – от 0.70 до 5.45. Тренды REE аналогичны «магматическому» и «гранулитовому» типам (известно, что метаморфический циркон, растущий в равновесии с анатектическим расплавом, по составу и



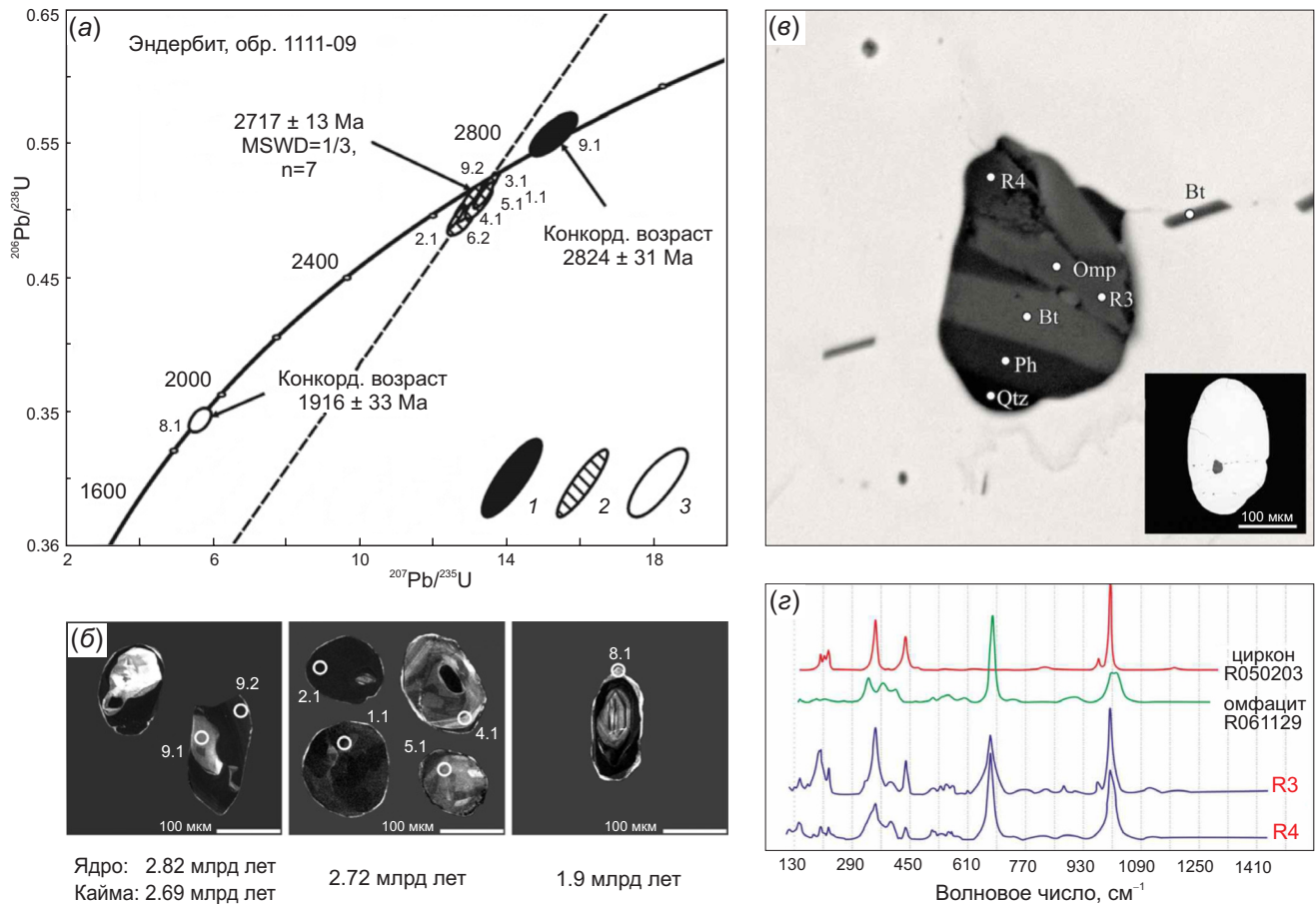
**Рис. 22.** Представительные примеры CL- и BSE-изображений округло-овальных цирконов из подвергшихся постэкогитовому гранулитовому метаморфизму экогитов-метагаброноритов ассоциации Салмы в сравнении с цирконами из гранулитов неархейского и протерозойского возраста Кола-Карельского и других регионов.

(а–в) – цирконы из экогитов-метагаброноритов ассоциации Салма: (а) – Узкая Салма (обр. RPB1B), CL- и BSE-изображения цирконов с номерами анализов и оценками  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  возраста (млн лет) LAM-ICP-MS, показано включение омацаита (Omp), кварца (Qz) и клинопироксена (Cpx) [Imayama et al., 2017]; (б–в) – Широкая Салма: (б) – (обр. S-198/107) BSE изображения [Mints et al., 2010b]: верхний ряд – прозрачные цирконы 1-го подтипа, 2.72 млрд лет, средний и нижний ряды – коричневые цирконы 2-го подтипа, 2.70 млрд лет, (в) – CL- и BSE-изображения цирконов с номерами анализов и оценками  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  возраста (млн лет) LAM-ICP-MS (обр. RPB3A) [Imayama et al., 2017]; (г) – первоначальное ядро в округло-овальном цирконе из экогита-метагабронорита ассоциации Салма (гора Куропачья), трехмерное интегрированное изображение, сканированное от поверхности на глубину 20  $\mu\text{m}$  [Konilov et al., 2018]; (д) – цирконы из мафитовых гранулитов неархейского пояса Варпайсарви (обр. n536 и n538), BSE [Mänttari, Hölttä, 2002]; (е) – цирконы из мафитовых гранулитов Онежского гранулитового комплекса (обр. ON9 [Slabunov et al., 2011]). Преобладают коричневатые полупрозрачные округлые мультифасеточные кристаллы, подчиненно – призматические субидиоморфные кристаллы; (ж) – цирконы из пород гранулитовой фации (выборка из [Corfu et al., 2003]): 1–2 – цирконы однородной структуры из гранулитовых гнейсов Акилия (Гренландия, ранний архей), CL; 3–7 – секторная и еловая (fir-tree) зональность, обрамляющая более ранние ядра цирконов: 3–5 – цирконы из гранулитов – нижнекорковых ксенолитов, CL, 6–7 – цирконы из высокометаморфизованных гнейсов; 8–9 – цирконы из нижнекорковых гранулитовых ксенолитов, CL, 6–7 – цирконы из высокометаморфизованных гнейсов; 8–9 – цирконы из нижнекорковых гранулитовых ксенолитов, CL, 6–7 – цирконы из высокометаморфизованных гнейсов; 8–9 – цирконы из нижнекорковых гранулитовых ксенолитов, хаотические текстуры с локальным появлением «поточковых» доменов, CL. Все зерна размером от 70 до 350 мкм.

**Fig. 22.** Representative examples of CL and BSE images of the round-oval zircons from eclogites-metagabronorites (Salma association) subjected to post-eclogite granulite facies metamorphism in comparison with zircons from Neoproterozoic and Proterozoic granulites of the Kola-Karelian and other regions.

(a–e) – zircons from eclogites-metagabronorites, Salma association: (a) – Uzкая Salma (sample RPB1B), CL and BSE images of zircons with analysis numbers and  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  ages (Ma) LAM-ICP-MS; inclusions of omphacite (Omp), quartz (Qz), clinopyroxene (Cpx) are shown [Imayama et al., 2017]; (б, в) – Широкая Салма (sample S-198/107), BSE images [Mints et al., 2010b]: upper line – transparent zircons of subtype 1, 2.72 Ga, middle and lower lines – brown zircons of subtype 2, 2.70 Ga; (б) – brown zircons of subtype 2, CL; (в) – CL and BSE images of zircons with analysis numbers and  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  ages (Ma), LAM-ICP-MS (sample RPB3A) [Imayama et al., 2017]; (г) – original core in the round-oval zircon from the eclogite-metagabronorite of the Salma association (Kurpachya mountain), a three-dimensional integrated image scanned from the surface to a depth of 20  $\mu\text{m}$  [Konilov et al., 2018]; (д) – zircons from mafic granulites of the Neoproterozoic Varpaisjärvi belt (samples n536 and n538), BSE [Mänttari, Hölttä, 2002]; (е) – Zircons from mafic granulites of the Onega complex (sample ON9 [Slabunov et al., 2011]). Brownish translucent rounded multi-facet crystals are predominant, and prismatic subidiomorphic crystals are subordinate. (ж) – zircons from the granulite facies rocks (after [Corfu et al., 2003]): 1–2 – zircons of homogeneous structure from granulite facies of Akilia gneisses (Greenland, Paleoproterozoic), CL; 3–7 – sectoral and 'fir-tree' zoning, locally surrounding older zircon cores: 3–5 – zircons from granulites of the lower crustal xenoliths, CL, 6–7 – zircons from highly metamorphosed gneisses; 8–9 – zircons from lower crustal granulite facies xenoliths, chaotic textures with the local appearance of 'flow' domains, CL. All grain sizes are between 70 and 350  $\mu\text{m}$ .





**Рис. 23.** Свидетельство предгранулитового возраста (более 2.72 млрд лет) эцлогитового метаморфизма в БЭП: округло-овальный кристалл циркона из эндербитовой жилы (обр. 1111-09) содержит полиминеральное омфацит- и фенгитсодержащее включение (по данным из [Dokukina et al., 2014]).

(a) – U-Pb возраст по циркону, SHRIMP, диаграмма с конкордией: 1 – самые древние зерна с осцилляторной зональностью; 2 – гранулитовый циркон; 3 – бледные каймы; (б) – катодолуминесцентные изображения датированного циркона, белые кружки обозначают места SHRIMP анализа; (в) – BSE-изображение поликристаллического включения («наноэндербита») с фенгитом и омфацитом в цирконе с возрастом 2.72 млрд лет; (г) – Рамановские спектры в точках R3 и R4.

**Fig. 23.** Evidence of pre-granulite age (more than 2.72 Ga) of the eclogite facies metamorphism in BEP. A round-oval zircon crystal from the endbite vein (sample 1111-09) contains a polymineral omphacite- and phengite-containing inclusion (based on data from [Dokukina et al., 2014]).

(a) – U-Pb zircon concordia diagram: 1 – oldest grains with oscillatory zoning, 2 – granulite zircon, 3 – pale rims; (б) – cathodoluminescence images of dated zircon, white circles indicate the spots of SHRIMP U-Pb analyses; (в) – BSE image of the polycrystalline ‘nanoenderbite’ inclusion with phengite and omphacite in the 2.72 Ga zircon; (г) – Raman spectra at points R3 and R4.

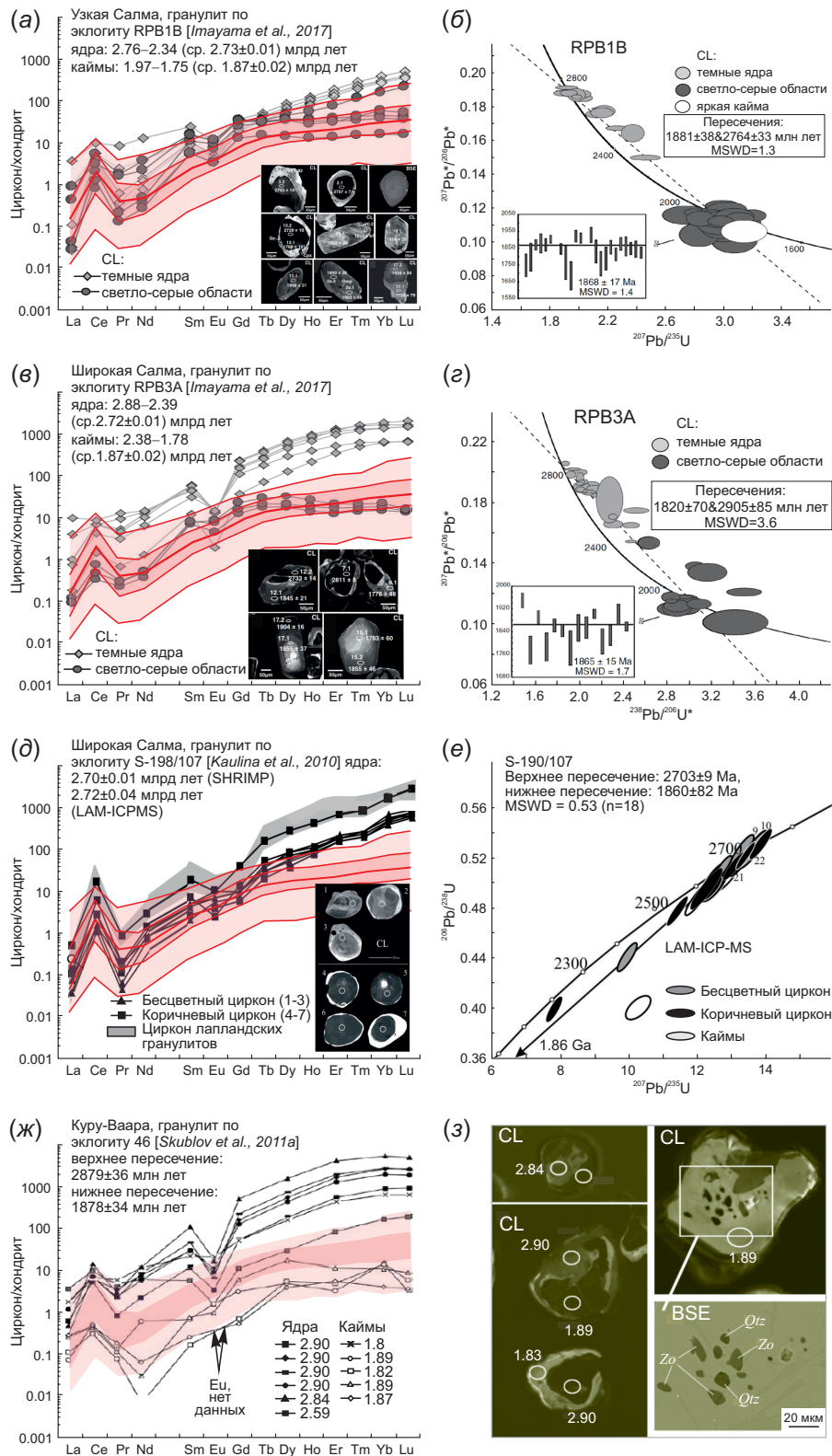
распределению редкоземельных элементов может быть подобен магматическому [Hoskin, Black, 2000]). Оценки температуры кристаллизации, характеризующие центральные части цирконов в обр. 46 – 760–950 °C [Skublov et al., 2011a], отвечают завершающей стадии магматической кристаллизации, датировки фиксируют возраст протолита.

6. В большинстве округло-овальных цирконов округлое ядро имеет неоархейский возраст – 2.72–2.70 млрд лет (рис. 24) [Kaulina, 2010; Kaulina et al., 2010; Mints et al., 2010b]. В обр. RPB3A положение дискордии определяется двумя компактными группами субконкордантных оценок: 1) в интервале 2.88–2.81 млрд лет (5 из 28 оценок); 2) в интервале 2.77–2.70 млрд лет (14 из 28 оценок) [Imayama et al., 2017]. В обр. RPB1B возраст ядра, оцененный по пересечению дискордии с конкордией,

равен 2.76±0.03 млрд лет. Оценки в пределах компактной группы (10 из 17 оценок) заключены в интервале 2.76–2.71 млрд лет [Imayama et al., 2017]. Сопоставляя эти оценки с возрастами последовательных стадий в эволюции эцлогитов – Fe-Ti- и Fe-метагаббро, можно предположить, что интервал 2.88–2.81 млрд лет соответствует метаморфизму в обстановке океанского дна, интервал 2.77–2.70 млрд лет датирует неоархейский метаморфизм гранулитовой фации.

7. Тренды REE в ядрах округло-овальных цирконов (рис. 24) аналогичны трендам REE в цирконах из гранулитовых комплексов: со значительным превышением HREE, характерными положительной Ce- и отрицательной Eu-аномалией [Mints et al., 2010b; Skublov et al., 2011a; Imayama et al., 2017]. Th/U отношения оказались несколько выше, чем можно было бы ожидать в





**Рис. 24.** Эклогитовая ассоциация Салма: закономерное изменение трендов REE в округло-овальных цирконах из эклогитов-метагабброноритов, соответствующее последовательным метаморфическим событиям. Все тренды REE принципиально однотипны, следует обратить внимание на постоянное присутствие отрицательной Eu-аномалии, начиная с трендов с высокими концентрациями REE (2.76–2.70 млрд лет) и заканчивая трендами с минимальными концентрациями (1.89–1.82 млрд лет).

(а–б) – Узкая Салма: обр. RPB1B [Imayama et al., 2017]: (а) – тренды REE, (б) – U-Pb возраст по циркону, LAM-ICP-MS диаграмма с конкордией; (в–е) – Широкая Салма: (в, г) – обр. RPB3A [Imayama et al., 2017]: (в) – тренды REE, (г) – U-Pb возраст по циркону, LAM-ICP-MS диаграмма с конкордией; (д–е) – обр. S-198/107 [Kaulina et al., 2010]: (д) – тренды REE, (е) – U-Pb возраст по циркону, LAM-ICP-MS диаграмма с конкордией; (ж–з) – Куру-Ваара, обр. 46 [Skublov et al., 2011a]: (ж) – тренды REE, (з) – CL и BSE изображения исследованных округло-овальных цирконов; одно зерно включает пористое ядро с включениями, подобное

пористым цирконам из эклогитов-метагаббро. Фоновой закраской показаны области доверительных интервалов «эклогитового циркона» (темно-розовый – 65 %, бледно-розовый – 95 %) по [Skublov et al., 2012].

**Fig. 24.** Salma eclogite association. Regular change in the REE trends in round-oval zircons from eclogites-metagabbro corresponding to successive metamorphic events. All REE trends are basically of the same type. Attention should be paid to the constant presence of a negative Eu anomaly in the trends with both high (2.76–2.70 Ga) and minimum (1.89–1.82 Ga) REE concentrations.

(a, б) – Uzкая Salm, sample RPB1B [Imayama et al., 2017]: (a) – REE trends, (б) – U-Pb zircon age, LAM-ICP-MS diagram with concordia. (в–е) – Широкая Salma: (в, з) – sample RPB3A [Imayama et al., 2017]: (в) – REE trends, (з) – U-Pb zircon age, LAM-ICP-MS diagram with concordia; (д, е) – sample S-198/107 [Kaulina et al., 2010]: (д) – REE trends, (е) – U-Pb zircon age, LAM-ICP-MS diagram with concordia; (ж, з) – Kuru-Vaara, sample 46 [Skublov et al., 2011]: (ж) – REE trends, (з) – CL and BSE images of the studied round-oval zircons; one grain includes a porous core with inclusions, similar to porous zircons from eclogite-metagabbro. The background shading shows the areas of the 'eclogitic zircon' confidence intervals (dark pink – 65 %, pale pink – 95 %) after [Skublov et al., 2012].

метаморфических цирконах: 0.15–0.58 (рис. 25). Подобные и более высокие значения свойственны цирконам из сверхвысокотемпературных (УНТ) гранулитов и объясняются кристаллизацией при участии парциального расплава [Harley, Kelly, 2007]. Тренды REE в ядрах округло-овальных цирконов обр. RPB1B [Imayama et al., 2017] (см. рис. 24, а) почти полностью разместились в пределах «эклогитового эталона» [Skublov et al., 2012]. Однако, в отличие от эклогитовых цирконов, эти тренды включают значительную отрицательную Eu-аномалию, которая указывает на присутствие плагиоклаза при кристаллизации циркона. Величина Th/U отношения – 0.12–0.50 – несколько высока для эклогитовых цирконов и, более вероятно, указывает на УНТ гранулитовую фацию [Harley, Kelly, 2007]. Тем не менее, ориентируясь на состав минеральных включений в цирконе, Т. Имаяма с соавторами полагают, что ядра циркона датируют «доэклогитовую» (~2.73 млрд лет) амфиболитовую фацию.

8. Поздние каймы, обрамляющие округло-овальные цирконы из эклогитов-метагабброноритов, имеют позднепалеопротерозойский возраст – 1.88–1.82 млрд лет, единичные точки SHRIMP дали оценки между 1.8 и 1.7 млрд лет (см. рис. 24) [Skublov et al., 2011a; Imayama et al., 2017]. Значения Th/U отношения, как правило, заключены в интервале 0.01–0.06 (рис. 25). REE характеризуются низким уровнем концентраций, субгоризонтальным трендом в области HREE, хорошо выраженными положительной Ce- и отрицательной Eu-аномалией. Наличие отрицательной Eu-аномалии указывает на присутствие плагиоклаза, что противоречит заключению о кристаллизации циркона в эклогитовой фации.

## 5. ЦИРКОНЫ ПАРАГНЕЙСОВ И ТОНАЛИТ-ТРОНДЪЕМИТ-ГРАНИТНЫХ (ТТГ) ГНЕЙСОВ БЕЛОМОРСКОЙ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ ПРОВИНЦИИ

Для полноты картины Х. Йю с соавторами исследовали геохимические характеристики цирконов из парагнейсов и ТТГ-гнейсов Беломорской тектонической провинции в непосредственной близости от БЭП [Yu et al., 2019]. Хотя эти гнейсы расположены за пределами БЭП (рис. 1, б, в [Yu et al., 2019]) и никогда не подвергались эклогитовому метаморфизму, поздние каймы цирконов, образовавшихся 1.92 млрд лет назад (рис. 26), по геохимическим особенностям и возрасту в точности подобны поздним каймам пористых цирконов, включая

отрицательную Ce-аномалию, из эклогитов-метагаббро и из гранатитов (см. рис. 17, 18, 19 и 21).

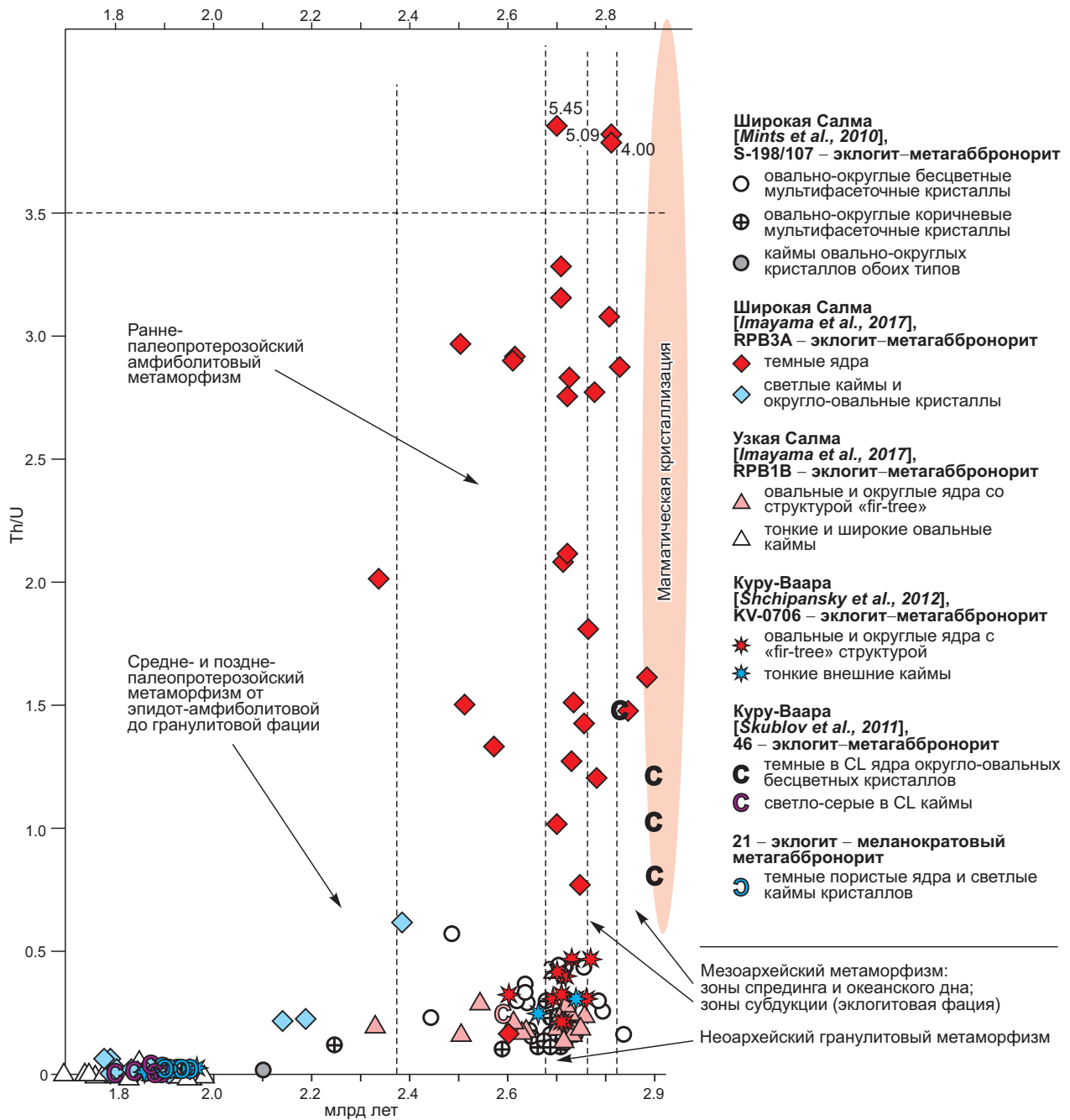
## 6. ОБСУЖДЕНИЕ: МОДЕЛЬ МЕТАМОРФИЧЕСКОЙ ЭВОЛЮЦИИ ЭКЛОГИТОВ САЛМЫ

### 6.1. Различная история кристаллизации и перекристаллизации цирконов из эклогитов-метагаббро, гранатитов и эклогитов-метагабброноритов

Приведенные выше геохимические и изотопно-геохронологические характеристики цирконов, суммирующие фактические материалы, полученные разными исследователями, убедительно демонстрируют принципиальные различия особенностей состава, строения и эволюции пористых цирконов из эклогитов-метагаббро и гранатитов и округло-овальных цирконов из эклогитов-метагабброноритов.

Содержание Zr в эклогитах – метагабброноритах, включая меланократовые разности, заключено в интервале от 12.6 до 60.3 ppm, тогда как в эклогитах – Fe-Ti-метагаббро оно более чем в 2–3 раза выше: 59.4–138 ppm. Аналогично, эклогиты – Fe-Ti-метагаббро относительно эклогитов-метагабброноритов обогащены MREE и HREE: в частности, концентрация Lu в метагаббро 0.38–0.56 ppm против 0.14–0.38 ppm в метагабброноритах. Еще более высокие концентрации перечисленных элементов отмечены в гранатитах: Zr – до 361 ppm, Lu – до 1.68 ppm (неопубликованные данные авторов). Повышенная концентрация Zr в протолитах Fe-Ti-метагаббро и гранатитов определила возможность кристаллизации многочисленных кристаллов циркона из эволюционировавшего расплава. В эклогитах – метагабброноритах, включая меланократовые разности, магматический циркон или отсутствовал, или кристаллизовался в незначительном количестве в виде микрокристаллов размером около 20 μm (см. рис. 22, з, [Konilov et al., 2018]). Мезоархейская магматическая кристаллизация датирована ~2.9 млрд лет.

В дальнейшем метамиктизированные пористые цирконы чутко реагировали на изменения РТ-параметров – подвергались последовательным процессам перекристаллизации. Геохимические (REE, Th/U) и изотопно-геохронологические (U-Pb, Lu-Hf) характеристики эволюционировавших кристаллов фиксируют возраст метаморфических событий и позволяют реконструировать главные особенности полной последовательности этих событий (метаморфизм зоны спрединга и



**Рис. 25.** Распределение и эволюция Th/U отношения в округло-овальных цирконах из эклогитов-метагаббронитов ассоциации Салма (по данным [Mints et al., 2010b; Imayama et al., 2017; Shchipansky et al., 2012; Skublov et al., 2011]).

**Fig. 25.** Distribution and evolution of the Th/U ratio in porous zircons from the eclogite-metagabbro of the Salma association (based on data from [Mints et al., 2010b; Imayama et al., 2017; Shchipansky et al., 2012; Skublov et al., 2011]).

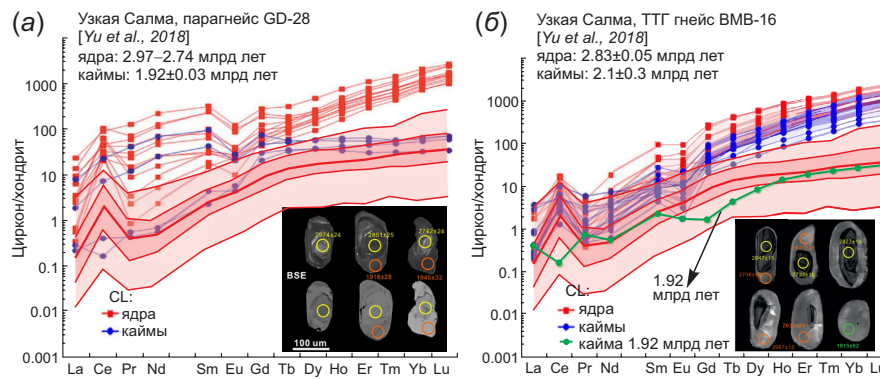
океанского дна – эклогитовый метаморфизм – метаморфические преобразования амфиболитовой-гранулитовой фации). В отличие от пористых цирконов, микрокристаллы цирконов в метагаббронитах оказались устойчивыми к изменению условий среды вплоть до неоархейского (около 2.7 млрд лет) высокотемпературного метаморфического события гранулитовой фации, когда микрокристаллы циркона стали затравками активно кристаллизовавшегося гранулитового циркона. Высвобождение циркония, очевидно, было связано с замещением магматических минералов гранулитовой мине-

ральной ассоциацией. В дальнейшем гранулитовые цирконы были устойчивы относительно варьирующихся РТ-условий, лишь при повышении температур до значений гранулитовой фации около 1.9 млрд лет они подверглись частичной или полной рекристаллизации.

## 6.2. Современная океанская кора – образ протолита эклогитовой ассоциации

Происхождение протолитов имеет принципиальное значение для корректной интерпретации эклогитовой ассоциации Салма и БЭП в целом. Следует подчеркнуть,





**Рис. 26.** Геохимические и геохронологические характеристики некоторых парагнейсов и ТТГ гнейсов Беломорской тектонической провинции (по [Yu et al., 2019]).

BSE-изображения типичных цирконов (по [Yu et al., 2019]). Фоновой закраской показаны области доверительных интервалов «экологитового циркона» (темно-розовый – 65 %, бледно-розовый – 95 %) (по [Skublov et al., 2012]). Следует обратить внимание на тренды REE для кайм циркона с возрастом 1.92 млрд лет: эти тренды полностью подобны трендам REE, включая отрицательную Ce-аномалию, в каймах пористых цирконов из эколитов-метагаббро и из гранатитов (см. рис. 16, 17, 18, 20). Исследованные парагнейсы и ТТГ гнейсы расположены за юго-западным ограничением БЭП, и петрологические свидетельства эколитового метаморфизма в этих породах отсутствуют.

**Fig. 26.** Geochemical and geochronological characteristics of some paragneisses and TTG gneisses of the Belomorian tectonic province after [Yu et al., 2019].

BSE images of typical zircons after [Yu et al., 2019]. The background shading shows the areas of the ‘eclogitic zircon’ confidence intervals (dark pink – 65 %, pale pink – 95 %) after [Skublov et al., 2012]. Attention should be paid to REE trends for 1.92 Ga-old zircon rims: these trends are completely similar to REE trends, including a negative Ce anomaly, at the rims of porous zircons from eclogites-metagabbro and from garnetites (see Fig. 16, 17, 18, 20). The studied paragneisses and TTG gneisses are located beyond the southwestern boundary of BEP, and there are no petrological evidences of eclogite facies metamorphism in these rocks.

что авторы – сторонники позднепалеопротерозойского возраста эколитизации в БЭП [Skublov et al., 2010a, 2011a, 2012; Mel'nik et al., 2013; Yu et al., 2019] – полностью игнорируют обширный блок опубликованных данных, характеризующих обстановку и условия формирования протолита эколитов Салмы.

По набору пород, их количественным соотношениям и характеру расслоенности ассоциация протолитов Узкой Салмы близка комплексу габброидов в коре медленно-спрединговых хребтов («третьему слою» океанской коры), исследованному в пределах юго-западной части Индийского хребта (ЮЗИХ) [Dick et al., 1999, 2000; Thy, 2003] и Срединно-Атлантического хребта (САХ) [Grimes et al., 2008, 2009] (рис. 27). В карьере Куру-Ваара исследованы эколиты, протолитом которых была осадочно-вулканогенная ассоциация, образованная мафитовыми пиллоу-лавами и алюмокремнистыми осадками [Dokukina et al., 2017] (см. рис. 5). Эта ассоциация подобна коматиит-толеитовому комплексу зеленокаменных поясов Карелии, сформированному 3.0–2.9 млрд лет назад. Помимо лав, комплекс пород включает туфы, терригенные и хемогенные осадки [Svetov, 2005; Svetov, Medvedev, 2013].

### 6.3. Возраст, минеральные и геохимические индикаторы происхождения протолитов эколитовой ассоциации

Возраст габброидов («третьего слоя») океанской коры Срединно-Атлантического хребта с достаточной достоверностью получен в результате датирования первичных оболочек с осциляторной зональностью,

обрамляющих гидротермально-преобразованные пористые ядра высоко-U, высоко-Th магматических цирконов, аналогичных каймам пористых цирконов из эколитов Салмы. Первичные каймы, обрамляющие преобразованные ядра циркона из эколитов, встречаются только в единичных случаях. Возраст этих кайм, как правило, определяется со значительной погрешностью, в качестве корректной оценки можно принять значение  $2.9 \pm 0.1$  млрд лет. Тренды REE в каймах аналогичны трендам, характерным для цирконов из магматических пород, со значительным обогащением HREE и четко выраженными положительной Ce- и отрицательной Eu-аномалией. Этот же возраст локально зафиксирован в ядрах округло-овальных цирконов. «Магматические» значения Th/U отношения в цирконах заключены в широком интервале между 1.3 и 11.9, оценки температуры составили 760–950 °C [Shchipansky et al., 2012]. Для сравнения: оценки температуры кристаллизации циркона в габбро и Fe-Ti габбро Срединно-Атлантического хребта варьируются в широких пределах – 660–1040 °C, средние значения для Fe-Ti габбро равны  $818 \pm 161$  °C (2σ), для габбро –  $774 \pm 169$  °C (2σ) [Grimes et al., 2009].

На классификационных геохимических диаграммах эколиты Салмы преимущественно попадают в поле океанских базальтов N- и E-MORB (рис. 28, 29). Было показано, что спектры REE и редких элементов свидетельствуют о ювенильном происхождении магм, сформировавших главные разновидности протолитов эколитов Салмы [Shchipansky et al., 2012; Mints et al., 2010b, 2015].

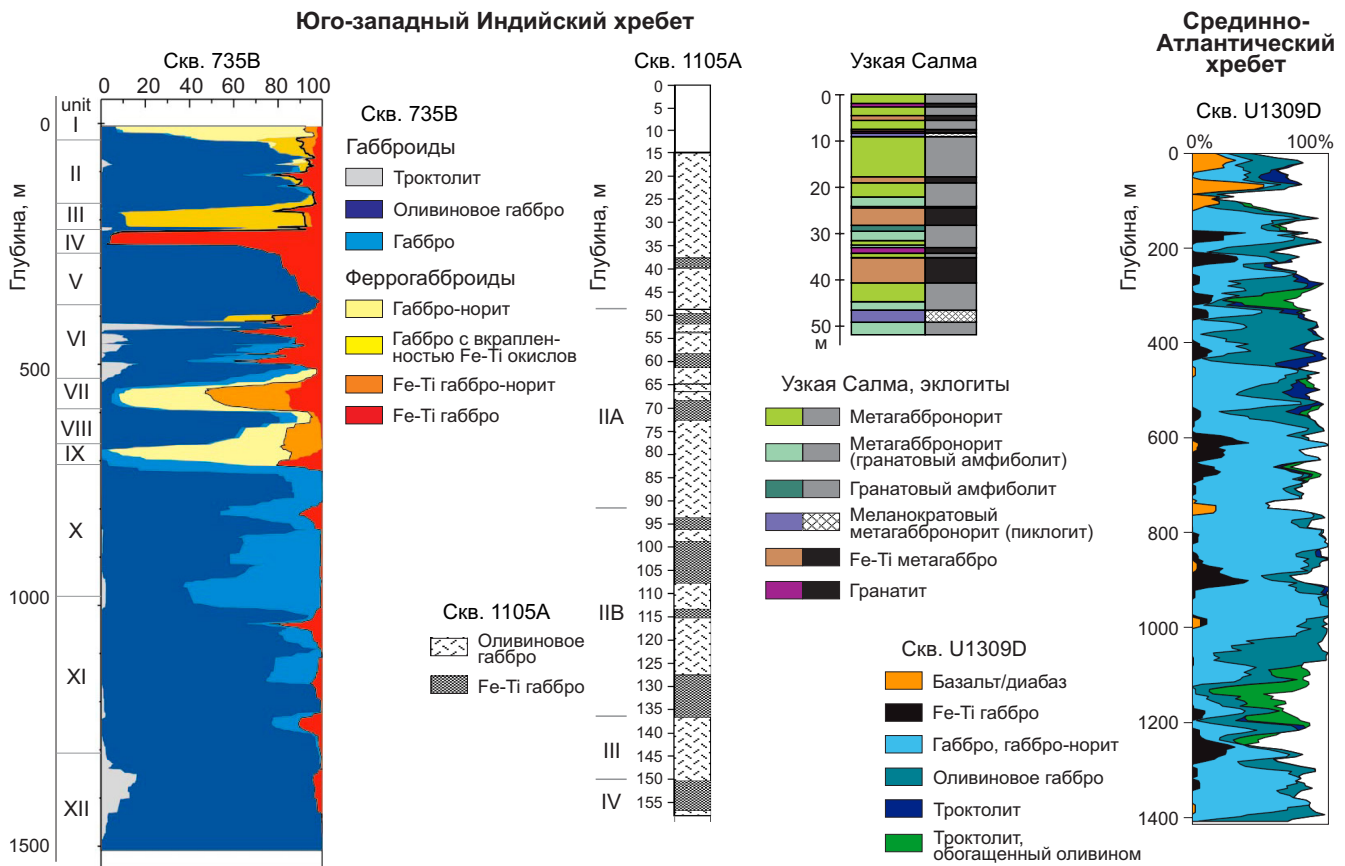


Рис. 27. Разрез эклогитов Узкой Салмы в сравнении с разрезами расслоенного габброидного комплекса медленно-спрединговых хребтов: юго-западная часть Индийского хребта по скважинам 735В [Dick et al., 2000] и 1105А [Thy, 2003], Срединно-Атлантического хребта по скважине U1309D [Grimes et al., 2008].

Fig. 27. The Uzкая Salma eclogite section in comparison with the sections of the layered gabbroid complex of slow-spreading ridges the South-Western Indian Ridge (boreholes 735В [Dick et al., 2000] and 1105А [Thy, 2003]), and the Mid-Atlantic Ridge (borehole U1309D [Grimes et al., 2008]).

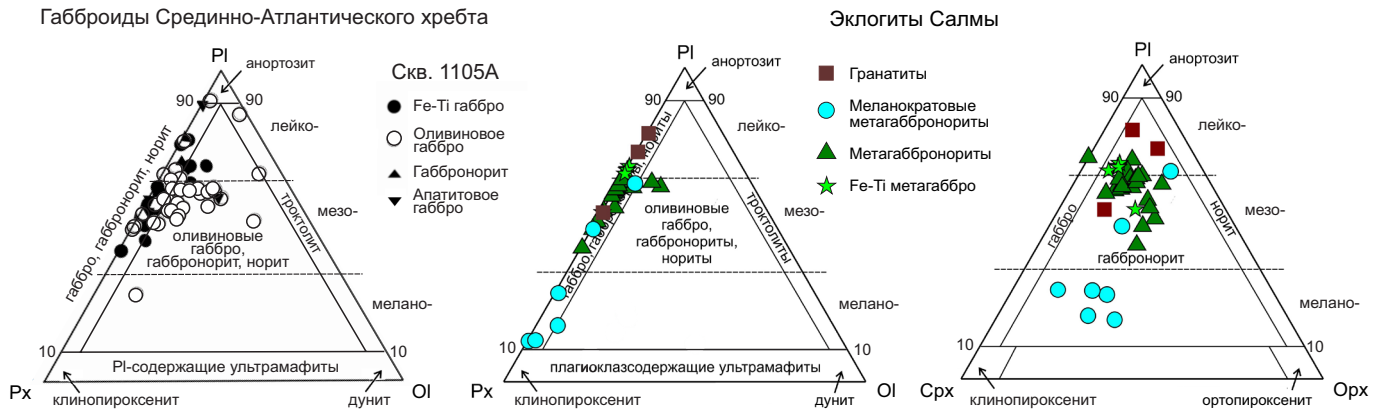
#### 6.4. Метаморфизм протолитов в обстановках спредингового центра и океанского дна

Свидетельства метаморфизма низких и умеренных температур в обстановках зоны спрединга и океанского дна в предэклогитовую (проградную) стадию зафиксированы включениями низкотемпературных минералов в гранате и некоторых других породообразующих минералах эклогитов, аналогичными включениями в пористых цирконах и реликтами низкотемпературных минералов, которые спорадически сохранились в матрице эклогитов. Исследование минеральных включений позволяет приблизительно охарактеризовать РТ-параметры метаморфизма предэклогитовой стадии.

**Минеральные включения в гранате.** Минеральная ассоциация, сформированная при наиболее низких РТ, включает пумпеллит, актинолит и альбит, которые встречаются в виде изолированных минералов либо в виде парагенетических ассоциаций, и сапонит (для сравнения см. [Page et al., 2003, 2007]). Существование Mg-пумпеллита и актинолита свидетельствует о прохождении протолита эклогита Салмы через область РТ-параметров пумпеллит-актинолитовой фации метаморфизма. Присутствие сапонита указывает на особенно низкие температуры, вплоть до уровня 25 °С.

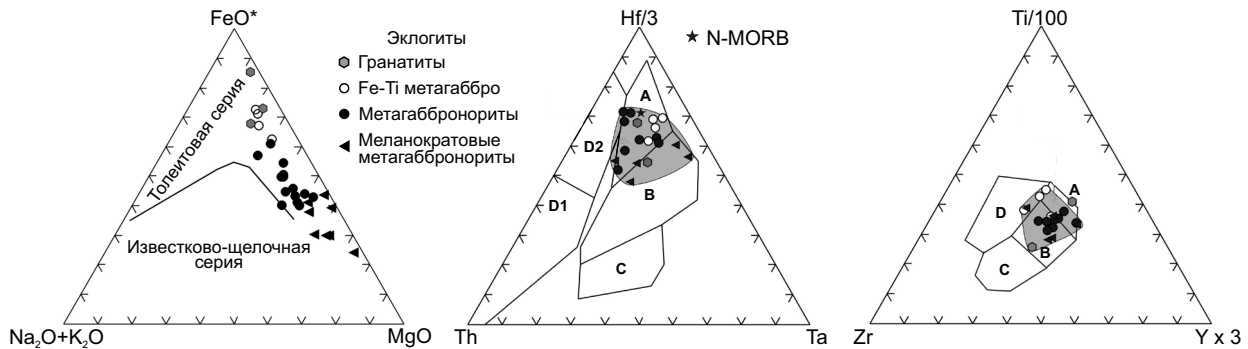
Реликтовые минеральные парагенезисы с хлоритом можно рассматривать в качестве стартовых, начиная с которых возможна количественная реконструкция эволюции эклогитов. Температура равновесия этой реликтовой ассоциации характеризуется сравнительно высокими значениями – 630–650 °С при давлении 7 кбар. Ранняя гранат-клинопироксеновая ассоциация, законсервированная в атоловом гранате, формировалась при более высоком давлении – около 10 кбар [Mints et al., 2010b; Konilov et al., 2011]. С. Ли с соавторами обнаружили Al-пумпеллит и хлорит, а также впервые – пренит и цеолит, которые размещены во включениях фельзического расплава или в форме неотчетливых агрегатов. По мнению С. Ли с соавторами, с «большой вероятностью» низкотемпературные минералы в эклогитах представляют собой проявления постметаморфической минерализации.

Следует отметить, что происхождение атоловых гранатов и, соответственно, включений, сконцентрированных в центральной части («лагуне») этих гранатов, интерпретируется по-разному. Согласно [Cheng et al., 2007; Cao et al., 2018], перекристаллизация первоначально сформированного ядра атолового граната из УНР эклогитов Даби-Шань происходила с участием водного



**Рис. 28.** Вариации модального состава габброидных протолитов эклогитов ассоциации Салма в номенклатуре [Streckeisen, 1976] в сравнении с модалными составами габброидов медленно-средингового Юго-Западного Индийского хребта по скважине 1105А [Thy, 2003].

**Fig. 28.** Variations in modal compositions of gabbroid protoliths of the Uzkaia Salma eclogites in the nomenclature from [Streckeisen, 1976] in comparison with modal composition of the gabbroid complex of the slow-spreading South-Western Indian Ridge (borhole 1105A [Thy, 2003]).



**Рис. 29.** Реконструкция геодинамической обстановки формирования протолитов эклогитов Салмы.

(а) – диаграмма AFM петрохимических типов эклогитов Салмы (по [Kuno, 1968]); (б) – Th–Hf/3–Ta [Wood, 1980]: А – N-MORB; В – E-MORB и толейтовые внутриплитные базальты; С – щелочные внутриплитные базальты и их дифференциаты; D – базальты островных дуг и активных окраин и их дифференциаты (D1 – известково-щелочные лавы, D2 – островодужные толейиты); (в) – Zr–Ti/100–Y×3 [Pearce, Cann, 1973]: А – низкокальциевые толейиты островных дуг; В – базальты океанского дна, известково-щелочные базальты и низкокальциевые толейиты островных дуг; С – известково-щелочные базальты; D – внутриплитные базальты (внутриокеанические и внутриконтинентальные).

**Fig. 29.** Reconstruction of the geodynamic settings of formation of the Salma eclogite protoliths.

(а) – AFM diagram of petrochemical types of the Salma eclogites (after [Kuno, 1968]); (б) – Th–Hf/3–Ta [Wood, 1980]: А – N-MORB; В – E-MORB and tholeiitic intraplate basalts; С – alkaline intraplate basalts and their differentiates; D – basalts of island arcs and active margins and their differentiates (D1 – calc-alkaline lava, D2 – island-arc tholeiites); (в) – Zr–Ti/100–Y×3 [Pearce, Cann, 1973]: А – low-K tholeiites of island arcs; В – ocean floor basalts, calc-alkaline basalts and low-K tholeiites of island arcs; С – calc-alkaline basalts; D – intraplate basalts (intraoceanic and intracontinental ones).

флюида, который проникал в ядро порфиробласта по микротрещинам. В работах Ш.В. Фаряда с соавторами в разных ситуациях предлагаются взаимно противоположные интерпретации происхождения атолла и включений в центральной зоне порфиробластов граната. В метабазах и кварц-сланцевых сланцах эклогитовой фации в Крушне Горы (Рудные Горы) формирование атоллового граната интерпретируется как результат инфильтрации флюида и обмена элементами между ядром граната и матрицей [Faryad et al., 2010a]. Напротив, при реконструкции метаморфической истории фельзических и мафитовых гранулитов комплекса Гфэль в Молданубской зоне Ш.В. Фаряд с соавторами используют

включения омфацита, Тi-мусковита и продуктов их последующего замещения в центральной части граната в качестве свидетельств догранулитовой (эклогитовой) стадии [Faryad et al., 2010b].

Принятая С. Ли с соавторами «большая вероятность» формирования атолла при участии поздних флюидов противоречит систематическому присутствию в центральной зоне атоллового порфиробласта граната нескольких ассоциаций низко- и среднетемпературных минералов. Необходимо учитывать, что подобные гранаты в пределах Кола-Карельского региона обнаружены впервые только и именно в эклогитах Салмы. Они отсутствуют, в частности, в парагнейсах в непосредственной



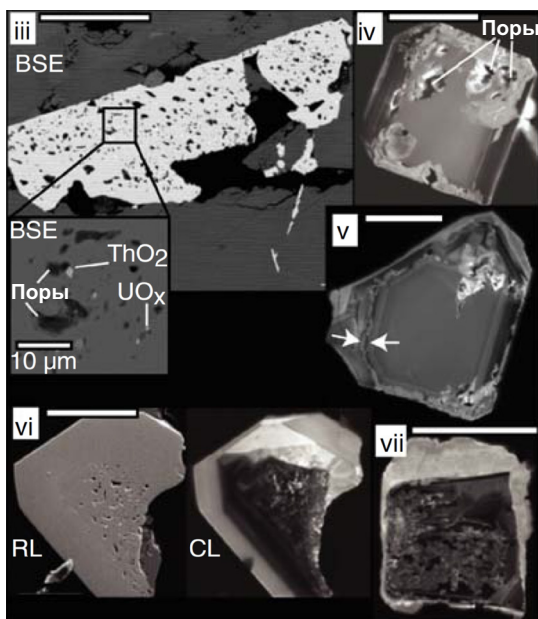
близости от Салмы, которые были исследованы многими советскими и российскими геологами [Glebovitsky, 2005, и ссылки в этой работе], а также соавторами С. Ли [Yu et al., 2019].

Габброиды океанской коры ЮЗИХ сохраняют свидетельства гидротермальных изменений, которые начинаются уже при близосолидусных температурах и продолжаются вплоть до низкотемпературных условий [Dick et al., 1999, 2000]. Повсеместно распространены трещины, выполненные тальком, магнетитом, амфиболом, натровым плагиоклазом, хлоритом и эпидотом, кристаллизовавшимися в условиях зеленосланцевой фации. Поздние жилы сложены смектитом, карбонатом, цеолитом ± пренитом. В габброидах САХ сапонит многократно описан в качестве продукта гидротермального изменения мафитовых пород в обстановках спредингового хребта и океанского дна (например [Nozaka et al., 2008]), оценки температуры гидротермального процесса заключены между 15 и 64 °C [Seyfried Jr. et al., 1978; Hunter et al., 1998; Baldermann et al., 2014].

Таким образом, низко- и среднетемпературные минеральные ассоциации, представленные включениями в атоловом гранате, формировались при низких и умеренных температурах. Их аналоги хорошо известны как производные гидротермального метаморфизма в спрединговых центрах и в обстановке океанского дна, что позволяет предполагать аналогичное происхождение включений.

**Минеральные включения в цирконе.** Приведенные выше характеристики пористых цирконов с обильными минеральными включениями обычно рассматриваются как результат перекристаллизации магматических цирконов в гидротермальном процессе при умеренных или низких температурах [Hoskin et al., 1998; Hoskin, 2005; Spandler et al., 2004; Puga et al., 2005; Rubatto, Herman, 2007; Grimes et al., 2008, 2009]. Цирконы подобной морфологии и структуры особенно характерны для Fe-Ti

габбро современной океанской коры. Несколько реже они встречаются в габброидах иного состава, также сформированных в зонах спрединга [Seck et al., 1996; Blackman et al., 1998; Bröcker, Enders, 1999, 2001; Kaczmarek et al., 2008; Grimes et al., 2008, 2009; Aranovich et al., 2017]. В качестве подхода к интерпретации пористых цирконов в эклогитах Салмы рассмотрим особенности цирконов аналогичного типа из Fe-Ti габбро и плагиогранитов Срединно-Атлантического хребта [Grimes et al., 2009] (рис. 30). Границы зон, определяемых микропористостью и микровключениями, частично совпадают с зонами роста внутри идиоморфных кристаллов с осциляторной зональностью; следовательно, пористость возникает в результате изменения кристаллов магматического происхождения. Многофазные включения стекло + парогазовые пузырьки указывают на захват расплава во время кристаллизации циркона. Однофазные включения представлены минералами, которые образуются при различных РТ-условиях, отмечены: фтор-апатит, натровый плагиоклаз, роговая обманка, ильменит и кварц, субмикронные включения фосфатов и окислов с U, Th, Y, REE. Присутствие монацита среди включений свидетельствует о кристаллизации циркона из поздних дифференциатов магматического расплава. Средняя величина (Sm/La)<sub>N</sub> в пористых цирконах из Fe- и Fe-Ti габбро равна 10, что отражает обогащение La, не характерное для магматического циркона. Подобные значения отношения (Sm/La)<sub>N</sub> обычны для цирконов, кристаллизовавшихся или перекристаллизованных под воздействием гидротермального флюида [Hoskin et al., 1998; Whitehouse, Kamber, 2002; Hoskin, 2005]. Зерна пористого циркона обычно обрамлены ярко люминесцирующими оболочками, которые обогащены Hf и обеднены REE относительно пористых ядер; также характерны высокие значения Yb/Gd и низкие значения Th/U отношения. Низкой концентрации Ti (2–2.4 ppm) соответствует оценка температуры 615±26 °C



Масштабная линейка = 100 мкм

**Рис. 30.** Структура и морфология пористых цирконов из Fe-Ti габбро Срединно-Атлантического хребта (по [Grimes et al., 2009]).

iii – циркон между кристаллами роговой обманки; iv, v – зарождение неравномерной зональности и сопутствующей пористости, v – первоначальная стадия изменения циркона по краям зерен и вдоль трещинки (обозначена стрелками); vi – субидиоморфный кристалл, внешняя люминесцирующая оболочка лишена включений; vii – пористая внутренняя область циркона, люминесцирующая оболочка не содержит включений. Все изображения – в катодолуминесценции (CL), одно изображение (vi слева) в отраженном свете (RL).

**Fig. 30.** Structure and morphology of porous zircons from Fe-Ti gabbro of the Mid-Atlantic Ridge (after [Grimes et al., 2009]).

iii – backscattered electron (BSE) image of zircon in C1; iv, v – euhedral, growth zoned zircons with incipient formation of irregular zonation and associated porosity; v – incipient alteration of magmatic zircon focused at the grain edge and along a narrow, dark CL band (indicated by arrows); vi – subhedral grain with porous core and an inclusion-free rim; vii – chaotically zoned, porous interior enclosed by luminescent rim. All images CL unless noted: RL reflected light.

(2σ), что предполагает кристаллизацию циркона в водонасыщенной среде [Grimes et al., 2009].

Развитию пористости способствует метамиктизация кристалла. Пористость и микротрещиноватость благоприятны для проникновения флюидов, гидротермальных растворов, а также остаточных и/или анатектических расплавов и для кристаллизации соответствующих минеральных включений, которые могут сохраняться при последующих метаморфических преобразованиях. В некоторых случаях гидротермально измененная пористая область в цирконе охватывает центральную часть кристалла, тогда как первоначальный магматический циркон сохраняется в виде каймы [Grimes et al., 2008]. Магматические цирконы, подвергавшиеся низкотемпературному гидротермальному преобразованию, с хаотической пятнистой зональностью, пористостью и многочисленными микровключениями довольно часто сохраняются в эклогитах [Spandler et al., 2004; Rubatto, Herman, 2007], позволяя реконструировать особенности предсубдукционных процессов. Однако отсутствие четко проявленной зональности и возможность сохранения более ранних включений в участках циркона, подвергшихся более поздней перекристаллизации, затрудняют или делают невозможным корректное датирование минеральных включений.

Таким образом, включения низкотемпературных минералов, которые наиболее обычны в мафитовых породах океанов, обнаружены в эклогитах Салмы в трех позициях: 1) в пористом цирконе, 2) в атоловом гранате, 3) в матрице эклогита. С учетом разнообразия минеральных включений и особенностей их распределения в различных по химизму минералах-контейнерах, приведенные выше данные не оставляют сомнений в том, что эти минералы кристаллизовались в доэклогитовую стадию в обстановках спредингового хребта и океанского дна. Наличие низкотемпературных минералов в матрице эклогита свидетельствует об удивительной, но, тем не менее, реальной сохранности этих минералов в метастабильном состоянии при последовавших метаморфических процессах. Здесь стоит напомнить, что в дайках Гридинского роя непосредственно совмещены в пределах соседних зон минеральные парагенезисы магматического типа, эклогитовой, гранулитовой и амфиболитовой фации [Volodichev et al., 2012; Stepanova, Stepanov, 2010; Dokukina et al., 2014; Mints et al., 2015]: метастабильные минеральные ассоциации в эклогитах не исключение, а правило!

В докембрийских породах восточной части Фенноскандинавского щита минеральные включения в цирконе и гранатах, аналогичные присутствующим в эклогитах Салмы, нигде более не были встречены. Также в пределах БЭП нигде не были отмечены минерализованные зоны или прожилки с участием минералов пренит-пумпеллиитовой фации: ни в масштабе шлифа, ни в масштабе обнажения. Между тем слабоаргументированное предположение о постметаморфической кристаллизации низкотемпературных минеральных ассоциаций в эклогитах оказалось важным элементом в дальнейших рассуждениях С. Ли с соавторами [Li et

al., 2017a]: предыстория эклогитов предстала в искаженном свете, что с неизбежностью отразилось на итоговом заключении о связи метаморфизма эклогитовой фации с позднепалеопротерозойскими событиями коллизионного типа.

**Геохимические преобразования и возраст.** В ходе средне- и низкотемпературных метаморфических преобразований в зонах кристаллов с отчетливыми признаками ранней перекристаллизации возрастают концентрации LREE и MREE, снижаются положительная Ce- и отрицательная Eu-аномалия, вплоть до полного их исчезновения. Th/U отношения варьируются в широких пределах – от 0.18 до 6.50, демонстрируя неравномерную проработку породы метаморфическими флюидами и/или парциальными выплавками. Известно, что повышенным содержанием LREE и выравниванием Ce-аномалии характеризуются цирконы гидротермального и/или метасоматического происхождения [Hoskin, Schaltegger, 2003; Hoskin, 2005; Aranovich et al., 2017]. Низкотемпературный метаморфизм зоны спрединга и океанского дна можно связать с интервалом между 2.9 и 2.83 млрд лет. Этот метаморфизм крайне невыразительно отмечен особенностями округло-овальных цирконов из эклогитов-метагабброноритов: лишенные метамиктизации магматические цирконы габброноритов оказались устойчивыми в отношении низкотемпературных изменений. На это событие указывают лишь оценки возраста в некоторых ядрах округло-овальных цирконов в интервале 2.88–2.81 млрд лет.

### 6.5. Возраст метаморфизма эклогитовой фации

В первоначальных публикациях, характеризующих БЭП, точные датировки и продолжительность эклогитового метаморфизма в ассоциации Салма не были представлены, поскольку собственно эклогитовые цирконы в эклогитах Салмы не были обнаружены. Результаты U-Pb и Lu-Hf датирования цирконов из эклогитов и из секущей жилы плагиогранитного состава дали основание для заключения, что океаническая кора была субдуцирована и подверглась эклогитовому метаморфизму между 2.87 и 2.82 млрд лет. Было установлено, что эклогизация предшествовала гранулитовому метаморфизму, датированному 2.72–2.70 млрд лет [Kaulina, 2010; Mints et al., 2010a, 2010b, 2014, 2015]. Новые обширные данные по геохимии и U-Pb возрасту цирконов из эклогитов Салмы, полученные исследователями – сторонниками альтернативной позднепалеопротерозойской модели эклогитового метаморфизма, позволяют нам более достоверно обосновать мезоэоархейский возраст эклогитового метаморфизма. Содержательная информация заключена в закономерных изменениях трендов REE в зависимости от возраста рекристаллизации определенных зон в кристаллах циркона. Обстоятельная типизация, изотопно-геохронологическая и геохимическая характеристика отдельных зон с наибольшей полнотой и детальностью представлены в работе [Li et al., 2017a] (см. рис. 17, 18). Проведенный нами анализ показывает, что тренды REE каждого типа, однажды появившись, сохраняются на протяжении

некоторого времени. В связи с этим приблизительная оценка возрастных границ последовательных стадий перекристаллизации циркона определяется первым появлением тренда REE соответствующего типа. Наиболее полная характеристика эволюции трендов REE получена при исследовании метамиктизированных пористых цирконов из эклогитов-метагаббро и из гранатитов. Изменениями трендов REE отмечен переход от магматической кристаллизации к условиям низкотемпературного гидротермального метаморфизма: возрастают содержания LREE и MREE, параллельно снижаются положительная Ce- и отрицательная Eu-аномалии. Последующие тренды REE демонстрируют появление положительной Eu-аномалии при максимальной концентрации REE. Наиболее ранний зафиксированный возраст положительной Eu-аномалии – 2.79 млрд лет. Синхронное исчезновение положительной Ce-аномалии и возникновение положительной Eu-аномалии невозможно связать с изменениями окислительно-восстановительных свойств среды минералообразования [Hoskin, Schaltegger, 2003; Trail et al., 2012]. Положительная Eu-аномалия указывает на фракционирование плагиоклаза. Наиболее вероятным механизмом фракционирования является перекристаллизация мафитовой магматической породы (плагиоклаз + клинопироксен) с образованием эклогитовой ассоциации «гранат + ом-фацит». Пористый циркон в ходе реакций растворения – переосаждения захватывает высвобождающийся Eu. Поскольку титанит является одним из главных концентраторов LREE в метагаббро [Henderson, 1980; Marks et al., 2008], а рутил, напротив, содержит исчезающие малые концентрации REE [Zeh et al., 2018], максимальные концентрации LREE и MREE в цирконе можно объяснить реакцией замещения титанита рутилом, которая связана переходом к PT-параметрам эклогитовой фации [Angiboust, Harlov, 2017; Müller et al., 2018]: высвобождаемые REE утилизируются пористым цирконом. Кристаллизация граната не оказала заметного влияния на концентрацию REE в уже существующем магматическом цирконе. Как видно на рис. 17, 18, однажды появившись, положительная Eu-аномалия может сохраняться в трендах REE более молодых участков циркона.

Пористые ядра в цирконах из гранатитов сохранились в немногих случаях. Преобладают цирконы с широкими каймами и полностью перекристаллизованные цирконы, которые показывают U-Pb возраст около 1.9 млрд лет. Наряду с этим, в значительной части кайм, возраст которых достигает 2.76–2.38 млрд лет, наблюдаются повышенные концентрации LREE и MREE, сопровождаемые положительной Eu-аномалией вплоть до 1.89 млрд лет [Mints et al., 2010a, 2010b, 2014; Mel'nik et al., 2013; Yu et al., 2019] (см. рис. 21). Оценки температуры метаморфизма к моменту появления положительной Eu-аномалии по Ti-цирконовому термометру преимущественно заключены в интервале 760–850 °C [Li et al., 2017a]. Эти оценки близки или совпадают с петрологическими оценками температуры пикового метаморфизма эклогитовой фации: 750 °C при минимально возможной оценке давления 15 кбар [Konilov et al.,

2011]; 700–750 °C и 13–14 кбар [Mints et al., 2015]; 750–775 °C и 14.0–14.3 кбар [Shchipansky et al., 2012]; 750 °C и 17 кбар [Li et al., 2017a]. Таким образом, достаточно очевидно, что максимальное обогащение циркона LREE и MREE, сопровождавшееся появлением положительной Eu-аномалии, произошло не позднее 2.79–2.78 млрд лет и определялось метаморфической перекристаллизацией протолитов Салмы при переходе от обстановки океанского дна к субдукции океанской литосферы и условиям эклогитовой фации.

Следует специально отметить, что взаимная корреляция возрастных оценок и типов трендов REE в пористых цирконах исключает интерпретацию промежуточных датировок между возрастом магматического протолита (~2.9 млрд лет) и возрастом наиболее поздней перекристаллизации (1.9–1.8 млрд лет) в качестве «ложных» дат, якобы определяемых смещением крайних значений, которую настоятельно пропагандируют апологеты позднепалеопротерозойского возраста метаморфизма эклогитовой фации в БЭП [Skublov et al., 2011a, 2012; Mel'nik et al., 2013; Li et al., 2017a; Imayama et al., 2017; Yu et al., 2019].

Возникает естественный вопрос: почему в этом процессе циркон не обрел геохимические характеристики, свойственные эклогитовым цирконам, в частности типичные для метаморфических цирконов низкие концентрации REE, плоские тренды HREE и низкие значения Th/U отношения? Здесь следует подчеркнуть важное отличие условий формирования эклогитов БЭП в процессе «горячей» субдукции от «теплых» и «холодных» условий, которые свойственны фанерозойским и современным зонам субдукции. Породы, погружающиеся в фанерозойских зонах субдукции, попадают в поле эклогитовой фации после пересечения области PT-параметров фации голубых сланцев и пересекают линию «влажного» солидуса уже в поле эклогитовой фации. Минеральные реакции, предшествовавшие пиковым PT-параметрам, протекают в субсолидусном состоянии. Петрологическими исследованиями БЭП установлено, что PT-траектория погружения проходит через амфиболитовую фацию и фацию гранатовых амфиболитов и пересекает линию «влажного» солидуса уже в поле гранат-амфиболитовой фации [Konilov et al., 2011; Mints et al., 2010b, 2015; Li et al., 2017b; Imayama et al., 2017]. Участие парциального расплава в минеральных реакциях подтверждается наличием расплавных включений в пористых цирконах. Для более основательного ответа на этот вопрос необходимы дополнительные исследования.

Суммируя, мы заключаем, что эволюция трендов REE, фиксирующих условия метаморфизма, свидетельствует о перекристаллизации Fe-Ti- и Fe-метагаббро и, соответственно, всех остальных протолитов Салмы в условиях эклогитовой фации в интервале между 2.82 и 2.78 млрд лет.

#### 6.6. Возраст метаморфизма гранулитовой фации

Выше было показано, что морфология округло-овальных цирконов из эклогитов-метагабброноритов, их



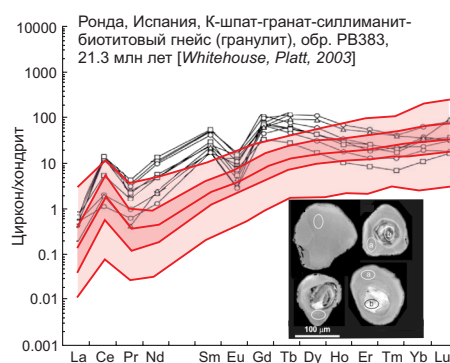
микроструктурная и геохимическая характеристика аналогичны соответствующим особенностям гранулитовых и магматических цирконов: со значительным превышением HREE, положительной Ce- и отрицательной Eu-аномалией. Оценки возраста около 2.9 млрд лет, которые встречаются в ядрах округло-овальных цирконов Широкой Салмы и Куру-Ваары [Skublov et al., 2011a; Itoyama et al., 2017] (см. рис. 25, 26), очевидно, датируют формирование океанской коры. В свою очередь, оценки в интервале 2.78–2.69 млрд лет датируют неоархейское метаморфическое событие, реальная длительность которого, скорее всего, охватывала лишь часть этого интервала. Перечень характеристик эколгитов-метагабброноритов, из которых выделены неоархейские цирконы, включает: наличие гранулитовых минеральных ассоциаций, «гранулитовые» особенности морфологии и микроструктуры цирконов, «гранулитовый» тип трендов REE в цирконах с отрицательной Eu аномалией, указывающей на участие плагиоклаза (например [Whitehouse, Platt, 2003]) (рис. 31). «Гранулитовые» тренды REE в неоархейских ядрах округло-овальных цирконов мы рассматриваем в качестве доказательства неоархейского возраста постэколгитового метаморфизма гранулитовой фации, установленного петрологическими исследованиями [Konilov et al., 2011; Mints et al., 2010b, 2014, 2015]. Примечательно то, что гранулитовое событие практически не зафиксировано в изотопно-геохронологической эволюции пористого циркона из эколгита – Fe- и Fe-Ti метагаббро (см. рис. 18, 19). Единственное свидетельство воздействия гранулитового метаморфизма на пористые цирконы отмечено в обр. UzS-5 [Li et al., 2017a], где ядра некоторых цирконов (“Core 1”) имеют округлую форму, практически не содержат включений и имеют возраст 2.74–2.72 млрд лет (см. рис. 11 и 18).

### 6.7. Возраст кайм цирконов

Палеопротерозойская история БЭП включает сложную последовательность метаморфических событий. В этом разделе мы ограничимся обсуждением эффектов, связанных с позднепалеопротерозойским метаморфизмом, опираясь на имеющиеся изотопно-геохронологические и геохимические данные по каймам цирконов из эколгитов Салмы.

Каймы, обрамляющие кристаллы пористого циркона из эколгитов – Fe-Ti и Fe-метагаббро и из гранулитов, датированы в широком интервале – 2.1–1.7 млрд лет. Наиболее поздние каймы характеризуются варьирующимися, но преимущественно низкими значениями Th/U отношения – от 0.02 до 0.54. Температура метаморфизма по Ti-цирконовому термометру – 600–680 °C. Тренды REE практически полностью укладываются в «эколгитовый эталон» по [Skublov et al., 2012] за единственным, но очень важным исключением, образованным отрицательной Ce-аномалией [Li et al., 2017a; Yu et al., 2019] (см. рис. 17, 18 и 19). Более полное замещение пористых цирконов с образованием широких кайм, вплоть до полного исчезновения ядра, которое обычно наблюдается в цирконах из гранулитов и изредка встречается в цирконах из эколгитов-метагаббро, происходит в результате наиболее поздних процессов растворения – рекристаллизации циркона, датированных 1.91–1.89 млрд лет. Если при этом сохраняются реликты пористого ядра, это ядро имеет тот же возраст – 1.91–1.89 млрд лет, что указывает на изотопное переуравновешивание при сохранении более ранней микроструктуры.

Появление отрицательной Ce-аномалии сопровождается снижением положительной Eu-аномалии, которую еще можно встретить в отдельных зернах, и ее последующей сменой на отрицательную. Эти изменения



**Рис. 31.** Типичный пример трендов REE в гранулитовом цирконе: тренды REE в каймах циркона образца PB383 (пелитовый гранулит, Ронда, Испания).

Циркон заключен в матрице и в каймах граната и, следовательно, кристаллизовался позже граната. Возраст кайм датирует процесс декомпрессии [Whitehouse, Platt, 2003]. Показано CL-изображение типичных цирконов образца PB383. Тренды REE показаны на фоне «стандарта эколгитового циркона» (по [Skublov et al., 2012]) (доверительные интервалы: темно-розовый – 65 %, бледно-розовый – 95 %).

**Fig. 31.** A typical example of the REE trends in granulite-facies zircon: REE trends in zircon rims of sample PB383 (pelitic granulite, Ronda, Spain).

Zircons are enclosed in garnet rims or occur in the matrix and, therefore, crystallized later than garnet. The age of the rims dates the decompression process [Whitehouse, Platt, 2003]. CL image of typical zircons is shown. The REE trends are shown at the background of ‘standard eclogite zircon’ (dark pink – 65 %, pale pink – 95 %) after [Skublov et al., 2012].

согласованно указывают на участие плагиоклаза в метаморфических реакциях [Hoskin, Schaltegger, 2003; Trail et al., 2012]. Следует заметить, что отрицательная Ce-аномалия в цирконах представляет собой крайне редкое явление. Аналогичная особенность геохимии лунных базальтов рассматривается как свидетельство крайне низкой активности кислорода соответствующих магм [O'Hara, 2000; Whitehouse, Kamber, 2002]. В случае БЭП восстановительная среда предполагает низкую активность воды, свойственную внутриконтинентальным обстановкам магматизма и метаморфизма в условиях растяжения.

Поздние каймы, обрамляющие округло-овальные цирконы из эклогитов-метагабброноритов, датированы 1.88–1.82 млрд лет, единичные точки SHRIMP дали оценки между 1.8 и 1.7 млрд лет [Skublov et al., 2011a; Imayama et al., 2017] (см. рис. 24). Значения Th/U отношения, как правило, заключены в узком интервале – 0.01–0.06, характерном для метаморфических цирконов. Тренды REE, соответствующие этим каймам, отличаются низким уровнем концентраций REE, субгоризонтальным трендом в области HREE, хорошо выраженными положительной Ce- и отрицательной Eu-аномалией. Включение одного зерна омфациита совместно с плоскими трендами HREE в каймах, обрамляющих кристаллы циркона, дало Т. Имаями с соавторами основание для заключения о том, что 1.88–1.87 млрд лет – это возраст пиковых условий метаморфизма эклогитовой фации [Imayama et al., 2017] (см. рис. 24, а, б). Тренды REE, представленные на рис. 24, действительно указывают на кристаллизацию кайм цирконов в обоих исследованных образцах и архейских ядер цирконов в обр. RPB1B одновременно с гранатом или после кристаллизации граната. Однако значительные отрицательные аномалии Eu (0.21–0.61) указывают также и на постоянное участие плагиоклаза. Эти данные совместно с характерной округло-овальной морфологией цирконов ограничивают условия кристаллизации циркона гранулитовой или высокой амфиболитовой, но не эклогитовой фацией. Омфациит, расположенный в центральной части циркона, кристаллизовался раньше кайм, возможно, также раньше ядер циркона, которые в других зернах циркона того же образца имеют возраст 2.76 млрд лет. Аналогичная ситуация отмечена в гнейсах в зоне УНР метаморфизма гор Даби-Шан в Китае, где включения коэсита были обнаружены и в доэклогитовых ядрах и в краевых частях цирконов, кристаллизовавшихся в период УНР метаморфизма, и в постэклогитовых оболочках цирконов. Эти соотношения предостерегают от упрощенного подхода к корреляции возраста отдельных зон цирконов с условиями метаморфизма, на которые указывают минеральные включения в этих зонах [Liu et al., 2001].

Само понятие «молодая кайма» является весьма условным: на рис. 24, ж, заимствованном из [Skublov et al., 2011a], хорошо видно как новообразованная «кайма» (46-4.2) замещает центральную часть кристалла (46-4.1). Полная перекристаллизация ядра, которая включала

практически полный вынос Th и U и переуравновешивание изотопной системы, не всегда приводила к перераспределению REE: на том же рисунке видно, что в точке 46-2.2, размещенной в кайме и датированной  $1.8 \pm 0.1$  млрд лет, тренд REE полностью следует трендам, характерным для незамещенных древних ядер (источник данных: табл. 5 и 6, рис. 7 и 9, а в работе [Skublov et al., 2011a]). Каймы, замещающие краевые части кристаллов циркона, формировались в течение продолжительного времени: в пористых цирконах наиболее ранние каймы датированы 2.64–2.43 млрд лет, наиболее поздние – 2.1–1.7 млрд лет (см. рис. 17, 18 и 19). Ранние каймы, обрамляющие округло-овальные цирконы, возникли около 2.70 млрд лет, поздние каймы имеют позднепалеопротерозойский возраст – 1.88–1.82 млрд лет. По оценке исследователей – сторонников позднепалеопротерозойской модели эклогитового метаморфизма – именно поздние каймы кристаллизовались в условиях эклогитовой фации, на что, по мнению этих исследователей, указывают геохимические характеристики этих кайм. Между тем геохимические характеристики наиболее поздних кайм (1.9–1.8 млрд лет) пористых цирконов из эклогитов-метагаббро и из гранатитов и кайм округло-овальных цирконов из эклогитов-метагабброноритов существенно различны. Для кайм пористых цирконов характерны низкие концентрации REE (как правило, на уровне одного хондритового стандарта), пологий тренд HREE, небольшая отрицательная Eu-аномалия и многократно повторенная отрицательная Ce-аномалия. Каймы округло-овальных цирконов отличают несколько более высокие концентрации REE (на уровне 1–10 хондритовых стандартов), пологий тренд HREE, значительные положительная Ce- и отрицательная Eu-аномалия. Оба варианта не воспроизводят геохимические характеристики метаморфизма эклогитовой фации.

В работе [Yu et al., 2019] впервые охарактеризованы тренды REE в цирконах из парагнейсов и ТТГ-гнейсов Беломорской тектонической провинции в непосредственной близости от БЭП (см. рис. 22). Хотя эти гнейсы расположены за пределами БЭП и никогда не подвергались эклогитовому метаморфизму, поздние каймы цирконов (1.92 млрд лет) по геохимическим особенностям и возрасту в точности подобны поздним каймам пористых цирконов из эклогитов-метагаббро и из гранатитов, включая характеристическую отрицательную Ce-аномалию (см. рис. 17, 18, 19 и 21, 22).

Суммируя, мы должны отметить:

1) тренды REE поздних кайм цирконов различного типа вполне соответствуют известным представлениям о метаморфических цирконах, однако значительно различаются между собой и не соответствуют как существующим представлениям о химизме цирконов, кристаллизовавшихся в условиях эклогитовой фации, так и модели «стандартного эклогитового циркона» по [Skublov et al., 2012];

2) отрицательная Ce-аномалия – уникальная особенность трендов REE пористых цирконов, отмечена также в каймах цирконов из парагнейсов и ТТГ-гнейсов за

пределами БЭП, которые никогда не подвергались метаморфизму эклогитовой фации;

3) заключение о позднепалеопротерозойском возрасте метаморфизма эклогитовой фации ассоциации Салма лишено активно пропагандируемого [Skublov et al., 2011a, 2012] геохимического обоснования.

### 6.8. Свидетельства высокотемпературной перекристаллизации эклогитов Салмы с участием флюидов, дренирующих осадочные породы, ~1.9 млрд лет назад (Lu-Hf и систематики и $\delta^{18}\text{O}$ граната и циркона)

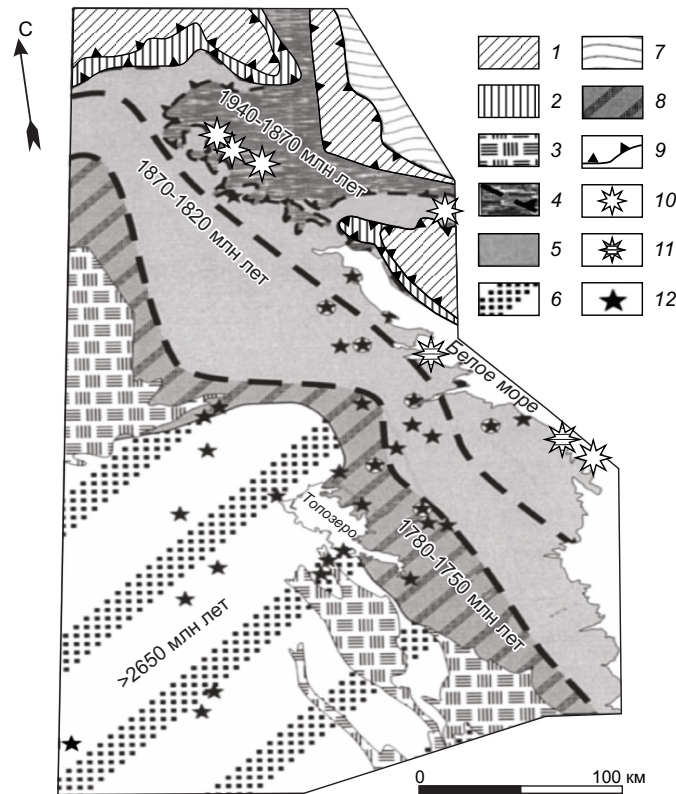
С.Г. Скублов с соавторами «в целях окончательного подтверждения свекофеннского (около 1900 млн лет) возраста эклогитов БПП» [Skublov et al., 2012, с. 490] выполнили датирование Lu-Hf методом по гранату и омфациту четырех образцов эклогитов Салмы и Гридино. Lu-Hf изохроны по гранату, клинопироксену и породе дали оценки возраста 1.94–1.89 млрд лет [Herwartz et al., 2012]. Согласно оценке, принятой этими авторами, температура закрытия Lu-Hf изотопной системы превышает 850 °C, и сама система достаточно устойчива в отношении изменений, которые могли бы последовать за кристаллизацией граната [Skublov et al., 2012; Herwartz et al., 2012]. По мнению названных авторов, полученная ими Lu-Hf оценка возраста граната представляет собой абсолютно надежное однозначное обоснование позднепалеопротерозойской модели БЭП. Любому специалисту, близко знакомому с геологией Беломорской тектонической провинции, понятно, что подтверждение предлагаемой оценки возраста граната потребует пересмотра всей системы знаний об эволюции Беломорской тектонической провинции, поэтому утверждение о позднепалеопротерозойском возрасте инициальной кристаллизации граната представляется дискуссионным.

1. Интенсивная термальная переработка всех пород Беломорской провинции в позднем палеопротерозое давно известна, и ее проявления детально изучены. Как показано Е.В. Бибиковой с соавторами, U-Pb оценки позднепалеопротерозойского возраста сфена в непосредственной близости к границе с тектоническим покровом лапландских гранулитов составляют 1.94–1.87 млрд лет, на удалении от границы – в центральной (осевой) части Беломорской тектонической провинции – 1.87–1.82 млрд лет (рис. 32). Эклогиты ассоциации Салма размещены в пределах зоны 1.94–1.87 млрд лет, эклогитизированные дайки ассоциации Гридино и эклогиты субдукционного типа в районе села Гридино оказались в зоне 1.87–1.82 млрд лет. Полная перестройка изотопной системы сфена в пределах Беломорской тектонической провинции свидетельствует о том, что температура палеопротерозойского метаморфизма пород параавтохтона Лапландского тектонического покрова превышала 650 °C [Bibikova et al., 2001]. Наряду с перестройкой U-Pb системы сфенов в породах Беломорской провинции отмечены позднепалеопротерозойские обрастания архейских цирконов в мигматитах, датированные 1.88–1.86 млрд лет и 1.78 млрд лет

[Bibikova et al., 2004], а также перестройка Sm-Nd системы раннепалеопротерозойских интрузивов («друзитов»), произошедшая ~1.85 млрд лет назад [Alekseev, 1997]. Время перестройки Sm-Nd системы в гранатах эклогитов оценено интервалом 1.89–1.87 млрд лет [Kaulina, 2010]. Латеральная возрастная зональность, выявленная Е.В. Бибиковой с соавторами, свидетельствует о том, что прогрев коры в конце палеопротерозоя последовательно распространялся от границы с Лапландским гранулитовым поясом в запад-юго-западном направлении (рис. 32). Результаты Sm-Nd датирования граната показывают, что 1.89–1.87 млрд лет назад температура не только поднималась выше 650–700 °C, но и держалась на этом уровне, по крайней мере, несколько миллионов лет, что привело к полной перестройке Sm-Nd системы гранатов [Kaulina, 2010]. Согласно оценкам по Ti-цирконовому термометру, температуры кристаллизации кайм циркона из эклогитов, датированных 1.92–1.83 млрд лет, преимущественно заключены в интервале 690–750 °C с единичными оценками, достигающими 880 °C (амфиболитовая фация с переходом к гранулитовой фации) [Skublov et al., 2011a; Shchipansky et al., 2012; Mel'nik et al., 2013; Li et al., 2017a] (см. рис. 16). С завершением позднепалеопротерозойских тектонотермальных событий связано парциальное плавление коры, куполообразование и формирование слюдоносных и керамических пегматитов [Mints et al., 2010b, 2015]. Оценки возраста пегматитов варьируются от 1.88 млрд лет [Skublov et al., 2012] до 1.78–1.77 млрд лет [Bibikova et al., 2004].

2. В рассматриваемом аспекте особое значение имеют породы пояса Тана, обрамляющего с юга Лапландский гранулитовый пояс: пояс Тана представляет собой компонент параавтохтона (рис. 32) [Mints et al., 2007; Kaulina, 2010]. Для параавтохтона характерна инвертированная метаморфическая зональность, достигающая уровня высокой амфиболитовой и гранулитовой фации, которая возникла в результате прогрева пород сверху вниз при надвигании тектонического покрова лапландских гранулитов [Perchuk et al., 1999; Mints et al., 2007]. Возраст циркона из протолита пород пояса Тана – 2.10–2.04 млрд лет, возраст высокотемпературного метаморфизма – 1.90 млрд лет (данные SHRIMP и TIMS) [Kaulina, 2010]. Данные, представленные на рис. 33, демонстрируют, что не только возраст, но и геохимические характеристики кайм, обрамляющих цирконы из пород эклогитовой ассоциации Салма, полностью аналогичны характеристикам цирконов из пород пояса Тана. Характеристики цирконов пояса Тана убедительно указывают на непригодность «стандарта эклогитового циркона», предложенного С.Г. Скубловым с соавторами [Skublov et al., 2012], для однозначного соотнесения с эклогитовой фацией условий кристаллизации кристаллов или отдельных зон кристаллов циркона. В качестве дополнительной иллюстрации на рис. 33 приведены три случайно выбранных REE тренда в гранулитовых цирконах различного возраста, которые в полной мере укладываются в «эклогитовый стандарт».





**Рис. 32.** Схематическая карта восточной части Фенноскандинавского щита, показывающая главные особенности распределения оценок возраста титанитов в регионе, включающем Беломорскую тектоническую провинцию (включая БЭП) и границу этой провинции с Карельским кратоном.

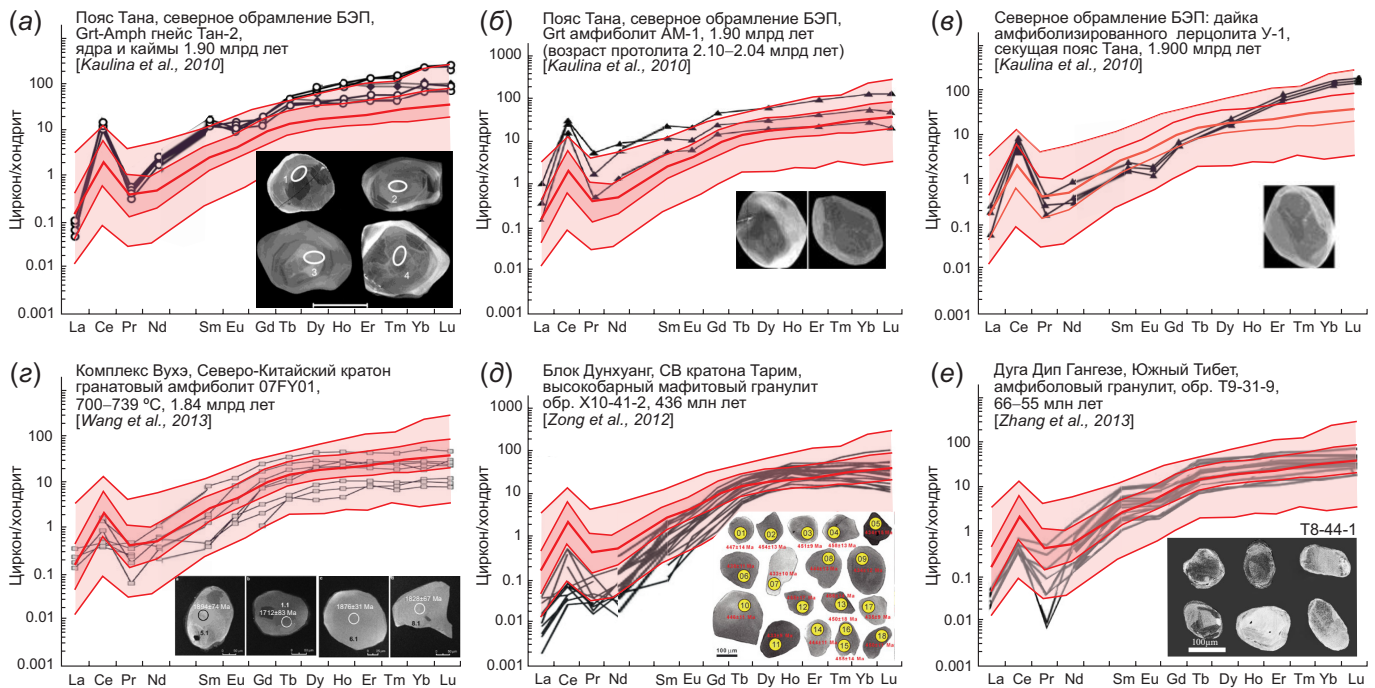
Приграничная зона отмечена наименьшими возрастами титанита, кристаллизация которого связана с позднепалеопротерозойскими тектоническими событиями (по [Bibikova et al., 2001], модифицировано). 1–3 – палеопротерозой (2.5–1.9 млрд лет): 1 – лапландский гранулитовый пояс, 2 – пояс Тана (параавтохтон), 3 – осадочно-вулканогенные образования; 4–7 – архей (2.9 – 2.5 млрд лет): 4 – Риколатвинский покров, 5 – Беломорская тектоническая провинция, 6 – Карельский кратон, 7 – Центрально-Кольский гранулитогнейсовый пояс; 8 – пограничная зона между Беломорской тектонической провинцией и Карельским кратоном по структурным и метаморфическим критериям; 9 – надвижки и взбросо-надвижки; 10–11 – Беломорская эклогитовая провинция (БЭП): местонахождения эклогитов ассоциаций Салма (10) и Гридино (11); 12 – участки отбора проб титанитов.

**Fig. 32.** Sketch map of the eastern Fennoscandian Shield showing general distribution of titanite ages in the region extending across the boundary between the Karelia craton and the Belomorian belt (BEP including).

The junction zone proper is marked by the lowest titanite ages. These mostly derive from titanites formed during late Palaeoproterozoic events of shearing and recrystallization. Modified after [Bibikova et al., 2001]. 1–3 – Palaeoproterozoic (2.5–1.9 Ga): 1 – Lapland granulite belt, 2 – Tana belt (paraautochthon), 3 – sedimentary-volcanic formations; 4–7 – Archean (2.9–2.5 Ga): 4 – Rikolatvi nappe, 5 – Belomorian tectonic province, 6 – Karelia craton, 7 – Central-Kola granulite-gneiss belt; 8 – boundary zone between the Belomorian tectonic province and the Karelia craton according to structural and metamorphic criteria; 9 – thrust faults; 10–11 – Belomorian eclogite province (BEP): eclogite localities of Salma (10) and Gridino (11) associations; 12 – sampling sites for titanites.

3. Особое значение имеет оценка температуры закрытия Lu-Hf системы в гранате. До настоящего времени эта оценка по данным разных авторов варьируется в интервале от 630 до более 1000 °C, более достоверным считается интервал 750–900 °C (например [Scherer et al., 2000; Lapen et al., 2003; Skora et al., 2008; Schmidt et al., 2011; Smit et al., 2013; Shu et al., 2014]). Было показано, что на протяжении преобладающего по длительности периода эволюции Салмы U-Pb изотопная система цирконов из эклогитов – Fe-Ti-метагаббро менее устойчива в сравнении с Lu-Hf изотопной системой в цирконах эклогитов [Mints et al., 2010a]. На протяжении длительного периода от ~2.9 до ~1.9 млрд лет в цирконах эклогитов – Fe-Ti метагаббро величина отношения  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$  незначительно возрастает,

оставаясь в интервале от 0.2811 до 0.2813. Как было показано выше, наиболее полной перекристаллизации подверглись цирконы из гранатитов. Около 1.9 млрд лет Lu-Hf система в цирконах гранатитов подверглась кардинальной перестройке: величина отношения  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$  возрастает, охватывая интервал от 0.2811 до 0.2820 [Mints et al., 2010a] (рис. 34, а). То же самое явление повторно зафиксировано в цирконах из субдукционных эклогитов-метагаббро с острова Столбиха [Yu et al., 2019] (рис. 34, б). Поскольку главным концентратором Lu в эклогите и гранатите является гранат, «вброс» большого количества радиогенного Hf указывает на перекристаллизацию длительно существовавшего граната [Smith, Griffin, 2005], в рассматриваемом случае кристаллизовавшегося задолго



**Рис. 33.** Верхний ряд: тренды REE в цирконах из пород амфиболитовой и гранулитовой фации пояса Тана непосредственно около северной границы БЭП. Нижний ряд: тренды REE в гранулитовых цирконах различного возраста в сравнении «эклогитовым стандартом» (по [Skublov et al., 2012]).

Тренды REE, CL и BSE-изображения цирконов скопированы из соответствующих публикаций [Kaulina et al., 2010; Wang et al., 2013; Zong et al., 2012; Zhang et al., 2013] (см. ссылки в поле рисунка). Объяснения в тексте.

**Fig. 33.** Top row: REE trends in zircons from the amphibolite and granulite facies rocks of the Tana belt exactly near the northern boundary of BEP. Bottom row: REE trends in granulitic zircons of various ages compared with the 'eclogite standard' after [Skublov et al., 2012].

The REE trends, CL and BSE images of zircons from [Kaulina et al., 2010; Wang et al., 2013; Zong et al., 2012; Zhang et al., 2013] (see links in the picture). See explanations in the text.

до 1.9 млрд лет, в котором накопилось значительное количество радиогенного Hf. Перенос радиогенного Hf из граната в сосуществующие цирконы мог активизироваться подъемом температуры, движением флюида и/или парциального расплава.

Исследование изотопных характеристик кислорода дает еще один ключ к реконструкции магматических и метаморфических процессов. Особенности распределения тяжелого изотопа  $^{18}\text{O}$  в цирконах из субдукционных эклогитов-метагабброноритов с острова Столбиха (по данным из [Yu et al., 2017]) представлены на рис. 34, в. В цирконах с возрастом около 2.72 млрд лет  $\delta^{18}\text{O} = 6.0\text{‰}$ , что является нормальным значением для мантийных магм [Bindeman, 2008]. В интервале от  $\sim 2.72$  до  $\sim 2.60$  млрд лет отмечено снижение  $\delta^{18}\text{O}$  до 5.7‰, что можно связать с высокотемпературным изменением эклогита [Rubatto, Angiboust, 2015]. Существенный рост  $\delta^{18}\text{O}$  с довольно значительными вариациями от 6.2 до 6.8‰ около 1.9 млрд лет указывает на метаморфические преобразования с участием флюидов, дренирующих осадочную толщу [Valley et al., 1994; Bindeman, 2008; Rubatto, Angiboust, 2015].

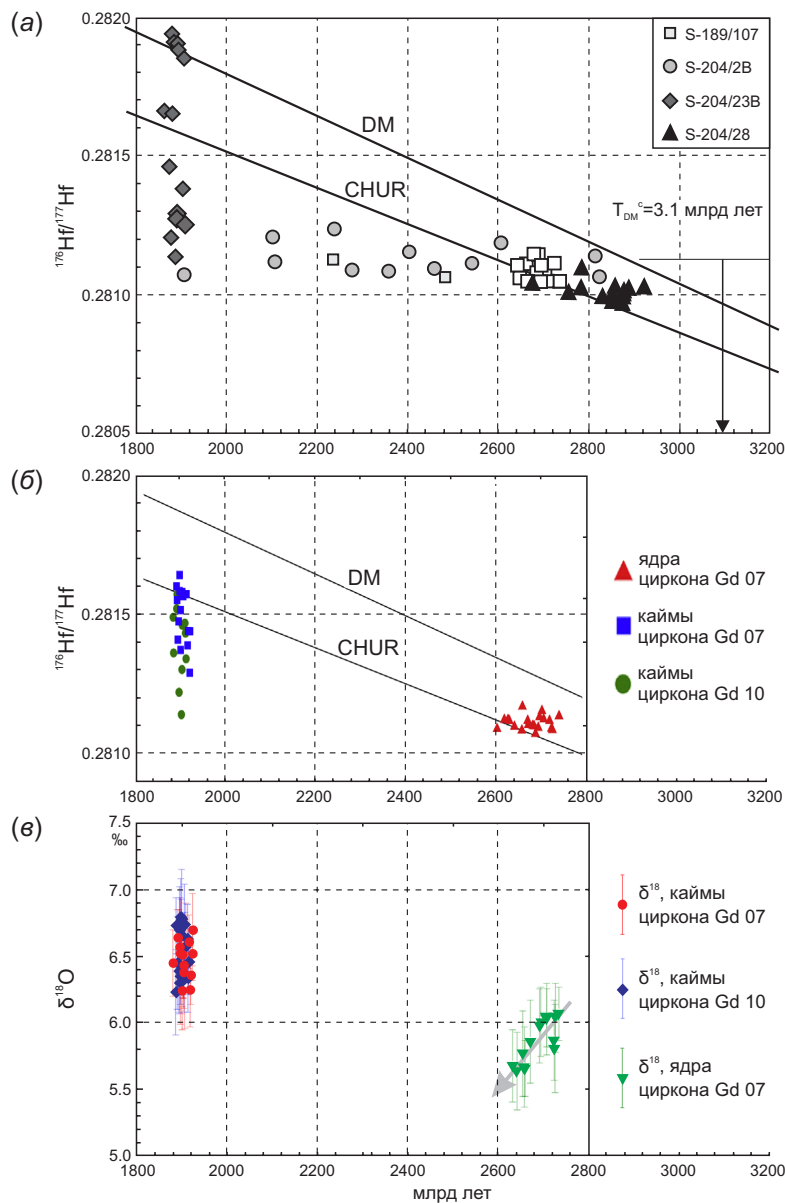
Объединение известных сведений о геологической эволюции региона, Lu-Hf и O изотопных характеристик эклогитов и свидетельств интенсивной термальной переработки пород  $\sim 1.9$  млрд лет назад позволяет более

полно реконструировать особенности позднепалеопротерозойского тектонотермального события в БЭП и, в целом, в Кола-Карельском регионе. Формирование крупной изверженной провинции (габбро-анортозиты, мафит-ультрамафиты, мафитовые вулканиты) и гранулит-гнейсовых комплексов происходило при участии флюидов, дренирующих мощные терригеннокарбонатные толщи, сформированные в этом регионе в течение палеопротерозоя [Glebovitsky, 2005].

Мы должны заключить, что полученные к настоящему времени Lu-Hf и O изотопные характеристики циркона из эклогитов не поддерживают модель первичной кристаллизации эклогитового граната в конце палеопротерозоя [Skublov et al., 2012; Herwartz et al., 2012], равно как и модель, предполагающую связь  $^{18}\text{O}$  изотопии циркона с метаморфизмом эклогитовой фации [Skublov et al., 2018].

#### 6.9. «Эклогитоспособные» геодинамические обстановки в раннедокембрийской истории Кола-Карельского региона

Исследователи БЭП – сторонники позднепалеопротерозойского возраста эклогитового метаморфизма пришли к заключению о причинной связи между формированием эклогитов и палеопротерозойскими орогенными событиями. Наиболее популярны модели Кола-Карельского



**Рис. 34.** Эволюция изотопных характеристик (Hf, O) цирконов из эклогитов ассоциации Салма – свидетельство высокотемпературной переработки ~1.9 млрд лет назад.

(а–б) – диаграммы «U-Pb возраст –  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ » в интервале от ~2.9 до ~1.9 млрд лет демонстрируют субгоризонтальную полосу точек, которая соответствует последовательной перекристаллизации пористого циркона. Около 1.9 млрд лет зафиксирована «мгновенная» добавка в цирконе радиогенного  $^{176}\text{Hf}$ , который мог высвободиться только в результате перекристаллизации длительное время существовавшего архейского граната. (а) – S-198/107, эклогит-метагаббро-норит, метаморфизованный в условиях гранулитовой фации (Широкая Салма), S-204/2B, эклогит – Fe-Ti метагаббро (Узкая Салма), S-204/23B, гранатит (Узкая Салма), S-204/28, плагиогранитная дайка (Узкая Салма), TDMC – модальный возраст коры (по [Mints et al., 2010a]); (б) – Gd07 и Gd10, будины субдукционных эклогитов-метагабброноритов с острова Столбиха (по данным из [Yu et al., 2019]); (в) – диаграмма «U-Pb возраст –  $\delta^{18}\text{O}$ » в интервале от ~2.72 до ~2.6 млрд лет демонстрирует снижение  $\delta^{18}\text{O}$  от 6.1 до 5.7; около 1.9 млрд лет зафиксирован значительный прирост значений  $\delta^{18}\text{O}$  до 6.2–6.8, указывающий на участие флюидов, дренирующих осадочную толщу (по данным из [Yu et al., 2017]).

**Fig. 34.** Evolution of the isotope characteristics (Hf, O) of the zircons from the Salma eclogite association gives evidence of the high-temperature reworking at ~1.9 Ga.

(а–б) – U-Pb age –  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$  diagrams for the time interval from ~2.9 to ~1.9 Ga demonstrate a subhorizontal band of points, which corresponds to the successive recrystallization of porous zircon. At ~1.9 Ga, an ‘instantaneous’ addition of radiogenic  $^{176}\text{Hf}$  in zircon was recorded, which could be only a result of the Archean garnet recrystallization. Zircons are extracted from samples: (а) – S-198/107, eclogite-metagabbro-norite, metamorphosed under granulite-facies conditions (Shirokaya Salma), S-204/2B, eclogite – Fe-Ti metagabbro (Uzkaya Salma), S-204/23B, garnetite (Uzkaya Salma), S-204/28, plagiogranite dyke (Uzkaya Salma), TDMC – modal age of the crust (after [Mints et al., 2010a]); (б) – Gd07 and Gd10, subduction-type boudines of eclogites-metagabbro-norites from the Stolbiha Island (based on data from [Yu et al., 2019]). (в) – U-Pb age –  $\delta^{18}\text{O}$  diagram for the time interval from ~2.72 to ~2.6 Ga shows a decrease in  $\delta^{18}\text{O}$  from 6.1 to 5.7; at ~1.9 Ga, a significant increase in  $\delta^{18}\text{O}$  values to 6.2–6.8 is indicative of the participation of fluids draining the sedimentary layers (based on data from [Yu et al., 2017]).



орогена [Berthelsen, Marker, 1986; Bibikova et al., 2001] и Лапландско-Кольского орогена [Daly et al., 2006; Balagan-sky et al., 2015]. В модели Кола-Карельского орогена Лапландский пояс рассматривается как метаморфизованное осадочное заполнение задугового бассейна над погружающейся в южном направлении зоной субдукции, преобразованное в тектонический покров в результате выдавливания на породы обрамления, с запрокинутым к юго-западу северо-восточным крылом (рис. 35). Согласно этой модели, БЭП расположена в параавтохтоне покровно-надвигового ансамбля непосредственно к югу и юго-востоку от пояса Тана (Танаэлов), породы которого непосредственно подстилают Лапландский пояс. Модель строения и эволюции Лапландско-Кольского орогена, представленная на рис. 36, имеет прин-

ципиальное отличие от модели Бертельсена-Маркера: предполагается, что вулканогенно-осадочный протолит Лапландских гранулитов формировался в океанском бассейне и был преобразован в некоторое подобие аккреционной призмы при закрытии этого бассейна. Предполагаемый «след» зоны субдукции – коллизионного шва погружается в северо-западном направлении. Форланд и хинтерланд в моделях Кола-Карельского орогена по [Berthelsen, Marker, 1986] и Лапландско-Кольского орогена по [Daly et al., 2006] поменялись местами.

Модели Бертельсена-Маркера и Дэли с коллегами принципиально различаются с точки зрения тектоники и геодинамики, однако ни одна из них не в состоянии объяснить формирование БЭП. В работе [Zhao et al., 2002], на которую также ссылаются исследователи –

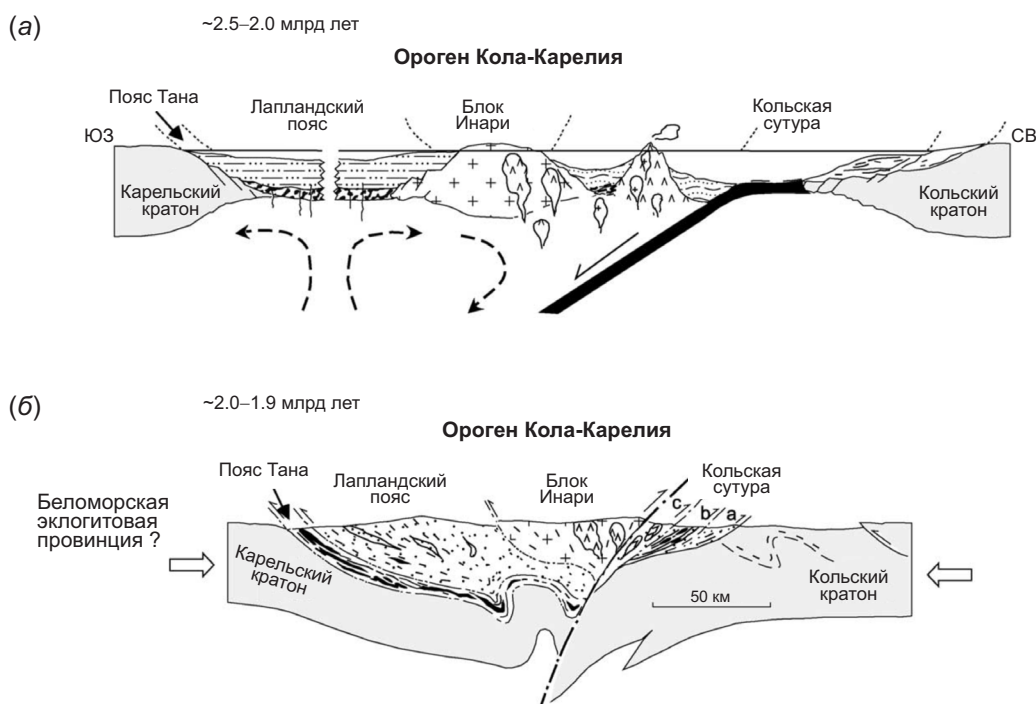


Рис. 35. Геологические разрезы, демонстрирующие строение и эволюцию Кола-Карельского орогена (по [Berthelsen, Marker, 1986]): (а) – предколлизийная стадия, (б) – коллизийная стадия. Эта модель не пригодна в качестве иллюстрации обстановки формирования БЭП.

Fig. 35. Sections showing crustal structure and crustal evolution of the Kola-Karelia orogen (after [Berthelsen, Marker, 1986]): (a) – precollisional stage; (b) – syn-collisional stage. It is clear that this model is not suitable as an illustration of the BEP creation.

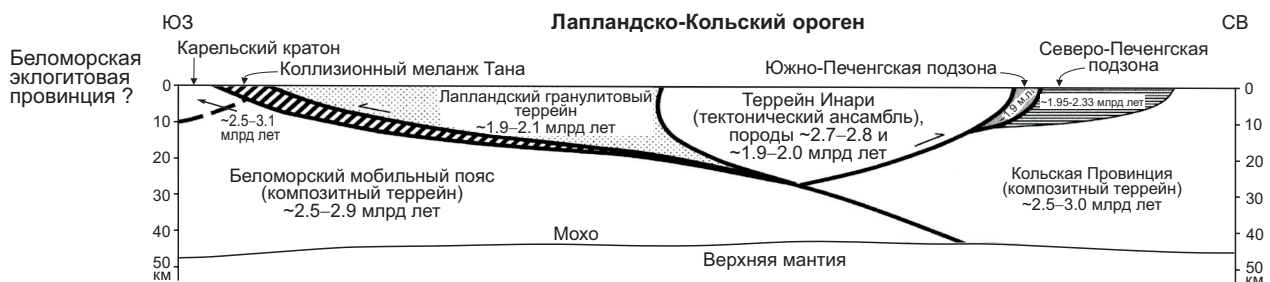


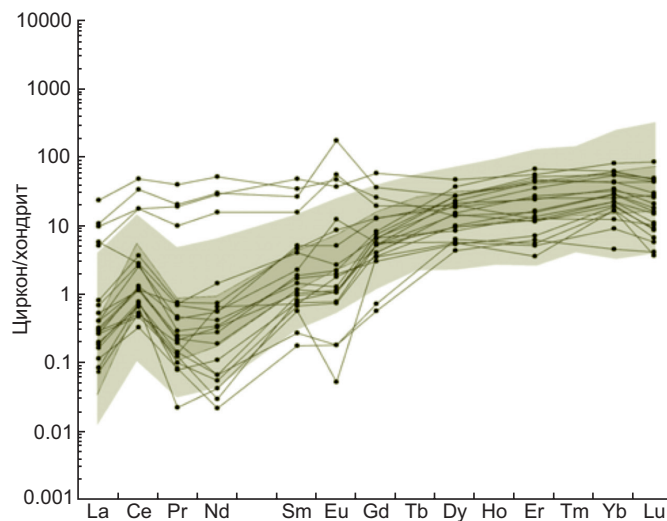
Рис. 36. Принципиальная характеристика строения северной части Фенноскандинавского щита согласно модели в [Daly et al., 2006]. Эта модель не пригодна в качестве иллюстрации обстановки формирования БЭП.

Fig. 36. Principal features of the crustal architecture of the northern Fennoscandian Shield (after [Daly et al., 2006]). It is clear that this model is not suitable as an illustration of the BEP creation.

сторонники палеопротерозойской модели БЭП, всего лишь повторена модель Бертельсена-Маркера без дополнительных комментариев. Ссылки в публикациях С. Ли, Х. Йю и Т. Имаяма с соавторами [Li et al., 2017a, 2017b; Imayama et al., 2017; Yu et al., 2019] одновременно на две противоположные в структурно-тектоническом смысле модели вызывают недоумение. Кроме того, в этих моделях не находят объяснения специфический «океанский» состав и архейский возраст протолита эклогитов, якобы подвергшихся метаморфизму эклогитовой фации в позднем палеопротерозое. Сторонники палеопротерозойской модели из группы С.Г. Скублова ограничиваются ссылкой на свекофеннский (позднепалеопротерозойский) возраст метаморфизма эклогитовой фации, не вкладывая в это понятие сколько-нибудь определенное тектоническое и/или геодинамическое содержание [Skublov et al., 2011a, 2012; Herwartz et al., 2012; Mel'nik et al., 2013]. Согласно [Li et al., 2017b], эклогитовый метаморфизм БЭП является следствием утолщения коры, вызванного свекофеннской коллизионной тектоникой и сопутствующим магматическим андерплейтингом. В качестве подтверждения этой идеи С. Ли с соавторами ссылаются на оценку современной мощности коры на границе Карельского кратона и Свеко-

феннского аккреционного орогена, которая составляет 50–65 км [Korja et al., 1993]. Невероятно, чтобы данные о современной мощности коры на расстоянии около 500 км от БЭП могли быть свидетельством тектонотермальной обстановки в БЭП около 2 млрд лет назад.

В рамках принятой нами модели геологической эволюции Кола-Карелии последовательность геодинамических обстановок в раннедокембрийской истории региона (см. рис. 2) ограничивает выбор обстановки, с которой возможно связать метаморфизм эклогитовой фации субдукционного типа. Осадочно-вулканогенные ассоциации, которые корректно сопоставляются с обстановками спрединга, субдукции и формирования островных дуг и задуговых бассейнов, хорошо известны в мезоархее Кола-Карельского региона. Эти породы участвуют в строении линейно вытянутых зеленокаменных поясов – палеосутур. Протолиты эклогитов ассоциации Салма пространственно, структурно и хронологически связаны с Центрально-Беломорской сутурой. Максимумы тектонотермальной активности в неорархей-палеопротерозойской истории региона связаны исключительно с внутриконтинентальными процессами мантийно-плюмового типа. Пиковые условия на уровне гранулитовой фации зафиксированы около 2.7, 2.5–2.4



**Рис. 37.** Сравнение трендов REE оболочек цирконов из эклогитов ассоциации Салма с геохимической моделью «стандартного эклогитового циркона» по С.Г. Скублову с соавторами [Skublov et al., 2012]: «Сравнение трендов REE свекофеннских (позднепалеопротерозойских) цирконов из эклогитов Беломорского мобильного пояса (БМП) с генерализованной моделью распределения REE в цирконах различных эклогитовых комплексов мира. Средние нормированные значения концентраций REE получены по 877 образцам: контур, соответствующий концентрациям REE в пределах 95%-ного квантиля, показан светло-серым тоном; контур, соответствующий концентрациям REE в пределах 75%-ного квантиля, выделен темно-серым тоном» [Skublov et al., 2012, p. 2, 15].

Диаграмма показывает, что 7 трендов REE из 21 (каждый третий), оказались за пределами 95%-ного квантиля: результат кардинально противоречит гипотезе С.Г. Скублова с соавторами о принадлежности поздних кайм цирконов из пород БЭП «эталоны эклогитового циркона».

**Fig. 37.** Comparison of REE trends in zircon rims from the Salma eclogite association with the geochemical model of the 'standard eclogite zircon' after [Skublov et al., 2012]: "Comparison of REE trends of the Svecofennian (Late Paleoproterozoic) zircons from eclogites of the Belomorian mobile belt (BMP) with a generalized model of the REE distribution in zircons of various eclogitic complexes around the World. Average normalized REE concentrations were obtained from 877 samples: the contour corresponding to REE concentrations within 95 % quantile is shown in a light gray tone; the contour corresponding to REE concentrations within 75 % quantile is highlighted in a dark gray tone" [Skublov et al., 2012, Figs. 2, 15].

This diagram shows that seven REE trends out of 21 (i.e. every third one) are outside the 95 % quantile. This result fundamentally contradicts S.G. Skublov's and his co-authors' hypothesis that the late zircon rims belong to the 'standard eclogite zircon'.

и 1.9 млрд лет назад. Известные модели эволюции коры Кола-Карелии в палеопротерозое не предполагают условий эклогитовой фации [Berthelsen, Marker, 1986; Glebovitsky, 2005; Daly et al., 2006; Mints et al., 2015, 2010b; Mints, Eriksson, 2016]. Редкость и, в определенном смысле, уникальность находок палеопротерозойских и тем более архейских эклогитов в континентальной коре, без сомнения, ограничивают вероятность формирования нескольких пространственно и структурно связанных, но генетически независимых генераций эклогитов, значительно различающихся возрастом, в одном и том же районе.

## 7. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Результатом представленного в статье систематического анализа имеющихся данных стала детальная характеристика геохимических и изотопно-геохронологических особенностей состава и эволюции цирконов, кристаллизовавшихся в исходных габброидах варьированного состава, которые участвовали в строении мезоархейской океанской коры; обоснованы достоверные оценки возраста отдельных этапов геодинамической и петрологической эволюции эклогитовой ассоциации Салма, в том числе мезоархейского возраста эклогитового метаморфизма.

Анализ всего объема доступных данных, ранее полученных и новых, представленных в статьях апологетов позднепалеопротерозойской модели БЭП, подтверждает наши первоначальные выводы. Главные события в истории БЭП образуют последовательность: формирование океанской коры ~2.90 млрд лет; низкотемпературный гидротермальный метаморфизм зоны спрединга и океанского дна в интервале 2.90–2.82 млрд лет; метаморфизм эклогитовой фации, связанный с субдукцией океанской литосферы между 2.82 и 2.78 млрд лет; заключительный метаморфизм в условиях высокой амфиболитовой – гранулитовой фации около 1.9 млрд лет. Оценки возраста в интервале 2.77–2.70 млрд лет датируют неоархейский метаморфизм гранулитовой фации. Кроме того, анализ всей суммы данных показывает, что в интервале между 2.70 и 2.38 млрд лет породы БЭП подверглись серии высокотемпературных воздействий в условиях гранулитовой и амфиболитовой фации, однако обоснование и характеристика этих событий находятся за рамками этой статьи.

Многообразные исследования цирконов из эклогитов ассоциации Салма продемонстрировали отсутствие некоего специфического «эклогитового» циркона, обладающего характерными морфологическими, микроструктурными и геохимическими особенностями. Это

## 9. ЛИТЕРАТУРА/REFERENCES

Alekseev N.L., 1997. Reaction Structures of Intrusive and Metamorphic Rocks as Indicators of the Direction of Metamorphism (Case of the Kandalaksha-Kolvitsky Zone, Baltic Shield). Brief PhD Thesis (Candidate of Geology and Mineralogy). Saint Petersburg, 26 p. (in Russian) [Алексеев Н.Л. Реакционные структуры интрузивных и метаморфических

заклучение, в принципе, согласуется с исследованиями эклогитов иных регионов и иного возраста [Puga et al., 2005]. Сторонники позднепалеопротерозойского возраста БЭП сосредоточили главные усилия на комплексном исследовании цирконов. Однако определив в качестве главного объекта исследования позднепалеопротерозойские каймы цирконов, они фактически проигнорировали многие важные детали полученных ими же данных.

Сторонники палеопротерозойской модели приняли в качестве методического базиса постулат о существовании геохимического эталона, который якобы позволяет безошибочно диагностировать «эклогитовые» цирконы [Skublov et al., 2012]: «Установленные закономерности распределения редких и редкоземельных элементов в цирконах из эклогитов универсальны, они не зависят от типа породы (метабазиты, метаультрабазиты, гнейсы) и величины давления (эклогиты высокого и сверхвысокого давления). Комплексное использование этих признаков позволяет уверенно отличать эклогитовые цирконы от цирконов магматического генезиса и метаморфических цирконов, не связанных с высокobarическим метаморфизмом» [Skublov et al., 2012, p. 470]. Между тем известно, что характеристики цирконов из пород высокотемпературных и отчасти – средне- и даже низкотемпературных метаморфических фаций в значительной части совпадают [Rubatto, 2002, 2017; Rubatto, Herman, 2007]. Материалы, приведенные в статье, однозначно подтверждают тезис Д. Рубатто с соавторами.

«Работоспособность эталона эклогитового циркона» проиллюстрирована в статье С.Г. Скублова с соавторами [Skublov et al., 2012] сопоставлением эталона с трендами REE в позднепалеопротерозойских каймах, обрамляющих цирконы из эклогитов БЭП. Диаграмма, копия которой представлена на рис. 37, показывает, что 7 трендов REE из 21 (каждый третий!), характеризующих цирконы БЭП, оказались за пределами 95%-ного квантиля [Skublov et al., 2012]. Этот результат кардинально противоречит гипотезе о принадлежности поздних кайм цирконов из пород БЭП «эталону эклогитового циркона».

## 8. БЛАГОДАРНОСТИ

Работа выполнена в рамках Государственного задания ГИН РАН, частично профинансирована РФФИ и является вкладом в проект РФФИ № 20-05-00190.

Авторы благодарны анонимному рецензенту за полезные замечания, которые позволили уточнить ряд положений статьи.

пород как индикаторы направленности процессов метаморфизма (на примере Кандалакшко-Колвицкой зоны, Балтийский щит): Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. СПб., 1997. 26 с.].

Angiboust S., Harlov D.E., 2017. Ilmenite breakdown and rutile-titanite stability in metagranitoids: Natural observations and experimental results. *American Mineralogist*



102 (8), 1696–1708. <https://doi.org/10.2138/am-2017-6064>.

Aranovich L.Y., Bortnikov N.S., Zinger T.F., Borisovskiy S.E., Matrenichev V.A., Pertsev A.N., Sharkov E.V., Skolotnev S.G., 2017. Morphology and impurity elements of zircon in the oceanic lithosphere at the Mid-Atlantic Ridge axial zone (6–13° N): Evidence of specifics of magmatic crystallization and postmagmatic transformations. *Petrology* 25 (4), 339–364. <https://doi.org/10.1134/S0869591117040026>.

Balagansky V., Shchipsansky A., Slabunov A., Gorbunov I., Mudruk S., Sidorov M., Azimov P., Egorova S., Stepanova A., Voloshin A., 2015. Archean Kuru-Vaara eclogites in the northern Belomorian Province, Fennoscandian Shield: crustal architecture, timing and tectonic implications. *International Geology Review* 57 (11–12), 1543–1565. <https://doi.org/10.1080/00206814.2014.958578>.

Baldermann A., Dohrmann R., Kaufhold S., Nickel C., Letofsky-Papst I., Dietzel M., 2014. The Fe-Mg-saponite solid solution series – a hydrothermal synthesis study. *Clay Minerals* 49 (3), 391–415. <https://doi.org/10.1180/claymin.2014.049.3.04>.

Barbey P., Raith M., 1990. The granulite belt of Lapland. In: D. Vielzeuf, Ph. Vidal (Eds), *Granulites and crustal evolution*. Kluwer, Dordrecht, p. 111–132. [https://doi.org/10.1007/978-94-009-2055-2\\_7](https://doi.org/10.1007/978-94-009-2055-2_7).

Berthelsen A., Marker M., 1986. Tectonics of the Kola collision suture and adjacent Archean and Early Proterozoic terrains in the northeastern region of the Baltic Shield. *Tectonophysics* 126 (1), 31–55. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(86\)90219-2](https://doi.org/10.1016/0040-1951(86)90219-2).

Bibikova E.V., Bogdanova S.V., Glebovitsky V.A., Claesson S., Skiöld T., 2004. Evolution of the Belomorian Belt: NORDSIM U-Pb zircon dating of the Chupa paragneisses, magmatism, and metamorphic stages. *Petrology* 12 (3), 195–210.

Bibikova E.V., Bogdanova M.N., Scheld T., 1995. New U-Pb isotope data of the Archean of the northwestern White Sea. *Doklady AN* 344 (6), 794–797 (in Russian) [Биби́кова Е.В., Богданова М.Н., Шельд Т. Новые U-Pb изотопные данные архея Северо-Западного Беломорья // Доклады АН. 1995. Т. 344. № 6. С. 794–797].

Bibikova E.V., Melnikov V.F., Avakyan C.H., 1993. Lapland granulites: Petrochemistry, geochemistry and isotopic age. *Petrologiya (Petrology)* 1 (2), 215–234 (in Russian) [Биби́кова Е.В., Мельников В.Ф., Авакян К.Х., 1993. Лапландские гранулиты: петрохимия, геохимия и изотопный возраст // Петрология. 1993. Т. 1. № 2. С. 215–234].

Bibikova E., Skiöld T., Bogdanova S., Gorbatshev R., Slabunov A., 2001. Titanite-rutile thermochronometry across the boundary between the Archean Craton in Karelia and the Belomorian Mobile Belt, eastern Baltic Shield. *Precambrian Research* 105 (2–4), 315–330. [https://doi.org/10.1016/S0301-9268\(00\)00117-0](https://doi.org/10.1016/S0301-9268(00)00117-0).

Bibikova E.V., Slabunov A.I., Bogdanova S.V., Skiöld T., Stepanov V.S., Borisova E.Yu., 1999. Early magmatism of the Belomorian Mobile Belt, Baltic Shield: Lateral zoning and isotopic age. *Petrology* 7 (2), 123–146.

Bindeman I., 2008. Oxygen isotopes in mantle and crustal magmas as revealed by single crystal analysis. *Reviews*

in Mineralogy and Geochemistry 69, 445–478. <https://doi.org/10.2138/rmg.2008.69.12>.

Blackman D.K., Cann J.R., Janssen B., Smith D.K., 1998. Origin of extensional core complexes: Evidence from the Mid-Atlantic Ridge at Atlantis Fracture Zone. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 103 (B9), 21315–21333. <https://doi.org/10.1029/98JB01756>.

Borisova E.Yu., Bibikova E.V., Lvov A.B., Miller Yu.V., 1997. U-Pb age and nature of magmatic complex of Seryak mafic zone (the Belomorian Mobile Belt), Baltic Shield. *Terra Nova* 9 (S1), 132.

Bröcker M., Enders M., 1999. U-Pb zircon geochronology of unusual eclogite-facies rocks from Syros and Tinos (Cyclades, Greece). *Geological Magazine* 136 (2), 111–118. <https://doi.org/10.1017/S0016756899002320>.

Bröcker M., Enders M., 2001. Unusual bulk-rock compositions in eclogite-facies rocks from Syros and Tinos Cyclades, Greece: implications for U-Pb zircon geochronology. *Chemical Geology* 175 (3–4), 581–603. [https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(00\)00369-7](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(00)00369-7).

Cao D., Cheng H., Zhang L., Wang K., 2018. Origin of atoll garnets in ultra-high-pressure eclogites and implications for infiltration of external fluids. *Journal of Asian Earth Sciences* 160, 224–238. <https://doi.org/10.1016/j.jseae.2018.04.030>.

Cheng H., Nakamura E., Kobayashi K., Zhou Z., 2007. Origin of atoll garnets in eclogites and implications for the redistribution of trace elements during slab exhumation in a continental subduction zone. *American Mineralogist* 92 (7), 1119–1129. <https://doi.org/10.2138/am.2007.2343>.

Corfu F., Hancher J.M., Hoskin P.W.O., Kinny P., 2003. Atlas of Zircon Textures. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry* 53, 469–500. <https://doi.org/10.2113/0530469>.

Daly J.S., Balagansky V.V., Timmerman M.J., Whitehouse M.J., 2006. The Lapland-Kola orogen: Palaeoproterozoic collision and accretion of the northern Fennoscandian lithosphere. In: D.G. Gee, R.A. Stephenson (Eds), *European lithosphere dynamics*. Geological Society, London, *Memoirs*, vol. 32, p. 579–598. <https://doi.org/10.1144/GSL.MEM.2006.032.01.35>.

Dick H.J.B., Natland J.H., Alt J.C., Bach W., Bideau D., Gee J.S., Haggas S., Hertogen J.G.H., Hirth G., Holm P.M., Ildefonse B., Iturrino G.J., John B.E., Kelley D.S., Kikawa E., Kingdon A., LeRoux P.J., Maeda J., Meyer P.S., Miller D.J., Naslund H.R., Niu Y.-L., Robinson P.T., Snow J., Stephen R.A., Trimby P.W., Worm H.-U., Yoshinobu A., 2000. A long in situ section of the lower ocean crust: Results of ODP Leg 176 drilling at the Southwest Indian Ridge. *Earth and Planetary Science Letters* 179 (1), 31–51. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(00\)00102-3](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(00)00102-3).

Dick H.J.B., Natland J.H., Miller D.J. et al., 1999. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Initial Reports*, vol. 176. <https://doi.org/10.2973/odp.proc.ir.176.1999>.

Dokukina K.A., Bayanova T.B., Kaulina T.V., Travin A.V., Mints M.V., Konilov A.N., Serov P.A., 2012. The Belomorian eclogite province: sequence of events and age of the igneous and metamorphic rocks of the Gridino association. *Russian Geology and Geophysics* 53 (10), 1023–1054. <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2012.08.006>.

Dokukina K.A., Kaulina T.V., Konilov A.N., Mints M.V., Wan K.V., Natapov L.M., Belousova E.A., Simakin S.G., Lepekhina E.N., 2014. Archaean to Palaeoproterozoic high-grade evolution of the Belomorian eclogite province in the Gridino area, Fennoscandian Shield: Geochronological evidence. *Gondwana Research* 25 (2), 585–613. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2013.02.014>.

Dokukina K.A., Konilov A.N., 2011. Metamorphic evolution of the Gridino mafic dyke swarm (Belomorian eclogite province, Russia). In: L. Dobrzhinetskaya, S. Cuthbert, W. Faryad, S. Wallis (Eds), *Ultrahigh-pressure metamorphism. 25 years after the discovery of coesite and diamond*. Amsterdam, Elsevier, p. 579–621. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-385144-4.00017-5>.

Dokukina K.A., Konilov A.N., Bayanova T.B., Kaulina T.V., Travin A.V., 2010. New geochronological data on metamorphic and igneous rocks from the Gridino village area (Belomorian Eclogitic Province). *Doklady Earth Sciences* 432 (1), 255–258. <https://doi.org/10.1134/S1028334X10050260>.

Dokukina K.A., Konilov A.N., Kaulina T.V., 2009. Dating of key events in the Precambrian polystage complexes: an example from Archaean Belomorian Eclogite Province, Russia. *Doklady Earth Sciences* 425 (1), 296–301. <https://doi.org/10.1134/S1028334X09020275>.

Dokukina K.A., Mints M.V., 2019. Subduction of the Mesoproterozoic 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. *Journal of Geodynamics* 123, 1–37. <https://doi.org/10.1016/j.jog.2018.11.003>.

Dokukina K.A., Mints M.V., Konilov A.N., 2017. Melting of eclogite facies sedimentary rocks in the Belomorian Eclogite Province, Russia. *Journal of Metamorphic Geology* 35 (4), 435–451. <https://doi.org/doi:10.1111/jmg.12239>.

Faryad S.W., Klápvová H., Nosál L., 2010a. Mechanism of formation of atoll garnet during high-pressure metamorphism. *Mineralogical Magazine* 74 (1), 111–126. <https://doi.org/10.1180/minmag.2010.074.1.111>.

Faryad S.W., Nahodilová R., Dolejš D., 2010b. Incipient eclogite facies metamorphism in the Moldanubian granulites revealed by mineral inclusions in garnet. *Lithos* 114 (1–2), 54–69. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2009.0.014>.

Geisler T., Schaltegger U., Tomaschek F., 2007. Re-equilibration of zircon in aqueous fluids and melts. *Elements* 3 (1), 43–50. <https://doi.org/10.2113/gselements.3.1.43>.

Glebovitskii V.A., Zinger T.F., Belyatskii B.V., 2000. On the age of granulites of the western Belomorian belt and of the thrust formation. *Doklady Earth Sciences* 371 (2), 255–258.

Glebovitsky V.A. (Ed.), 2005. *Early Precambrian of the Baltic Shield*. Nauka, Saint Petersburg, 711 p. (in Russian) [Ранний докембрий Балтийского щита / Ред. В.А. Глебовицкий. СПб.: Наука, 2005. 711 с.].

Gordon S.M., Whitney D.L., Teyssier C., Fossen H., 2013. U-Pb dates and trace element geochemistry of zircon from migmatite, Western Gneiss Region, Norway: significance for history of partial melting in continental subduction. *Lithos* 170–171, 35–53. <http://doi.org/10.1016/j.lithos.2013.02.003>.

Grimes C.B., John B.E., Cheadle M.J., Mazdab F.K., Wooden J.L., Swapp S., Schwartz J.J., 2009. On the occurrence, trace element geochemistry, and crystallization history of zircon from in situ ocean lithosphere. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 158 (6), 757–783. <https://doi.org/10.1007/s00410-009-0409-2>.

Grimes C.B., John B.E., Cheadle M.J., Wooden J.L., 2008. Protracted construction of gabbroic crust at a slow spreading ridge: Constraints from  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  zircon ages from Atlantis Massif and IODP Hole U1309D (30°N, MAR). *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 9 (8), Q08012. <https://doi.org/10.1029/2008gc002063>.

Harley S.L., Kelly N.M., 2007. Zircon: Tiny but Timely. *Elements* 3 (1), 13–18. <https://doi.org/10.2113/gselements.3.1.13>.

Henderson P., 1980. Rare Earth Element partition between sphene, apatite and other coexisting minerals of the Kangerdlugssuaq intrusion, E. Greenland. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 72 (1), 81–85. <https://doi.org/10.1007/BF00375570>.

Herwartz D., Skublov S.G., Berezin A.V., Mel'nik A.E., 2012. First Lu-Hf garnet ages of eclogites from the Belomorian Mobile Belt (Baltic Shield, Russia). *Doklady Earth Sciences* 443 (1), 377–380. <https://doi.org/10.1134/S1028334X12030130>.

Hoskin P.W.O., 2005. Trace-element composition of hydrothermal zircon and the alteration of Hadean zircon from the Jack Hills, Australia. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 69 (3), 637–648. <https://doi.org/doi:10.1016/j.gca.2004.07.006>.

Hoskin P.W.O., Black L.P., 2000. Metamorphic zircon formation by solid-state recrystallization of protolith igneous zircon. *Journal of Metamorphic Geology* 18 (4), 423–439. <https://doi.org/10.1046/j.1525-1314.2000.00266.x>.

Hoskin P.W.O., Kinny P.D., Wyborn D., 1998. Chemistry of hydrothermal zircon: Investigating timing and nature of water-rock interaction. In: G.B. Arehart, J.R. Hulston (Eds), *Water-rock interaction. Proceedings of the 9th International Symposium on Water-Rock Interaction, WRI-9, Taupo, New Zealand (30 March – 3 April 1998)*. Balkema, Rotterdam, The Netherlands, p. 545–548.

Hoskin P.W.O., Schaltegger U., 2003. The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry* 53, 27–62. <https://doi.org/10.2113/0530027>.

Hunter A.G. and ODP Leg 168 Scientific Party, 1998. Petrological investigations of low temperature hydrothermal alteration of the upper crust, Juan de Fuca Ridge, ODP Leg 168. In: R.A. Mills, K. Harrison (Eds), *Modern ocean floor processes and the geological record*. Geological Society, London, Special Publications, vol. 148, p. 99–125. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1998.148.01.07>.

Hölttä P., Huhma H., Mänttari I., Paavola J., 2000. P-T-t development of Archaean granulites in Varpaisjärvi, Central Finland: II. Dating of high-grade metamorphism with the U–Pb and Sm–Nd methods. *Lithos* 50 (1–3), 121–136. [https://doi.org/10.1016/S0024-4937\(99\)00055-9](https://doi.org/10.1016/S0024-4937(99)00055-9).

Imayama T., Oh C.-W., Baltybaev S.K., Park C.-S., Yi K., Jung H., 2017. Paleoproterozoic high-pressure metamorphic history of the Salma eclogite on the Kola Peninsula, Russia. *Lithosphere* 9 (6), 855–873. <https://doi.org/10.1130/L657.1>.

- Kaczmarek M.-A., Müntener O., Rubatto D., 2008. Trace element chemistry and U–Pb dating of zircons from oceanic gabbros and their relationship with whole rock composition (Lanzo, Italian Alps). *Contributions to Mineralogy and Petrology* 155 (3), 295–312. <https://doi.org/10.1007/s00410-007-0243-3>.
- Kaulina T.V., 2010. Formation and Recrystallization of Zircons in Polimetamorphic Complexes. Kola SC RAS, Apatity, 144 p. (in Russian) [Каулина Т.В. Образование и преобразование циркона в полиметаморфических комплексах. Апатиты: Изд-во Кольского научного центра РАН, 2010. 144 с.].
- Kaulina T.V., Yapaskurt V.O., Presnyakov S.L., Savchenko E.E., Simakin S.G., 2010. Metamorphic evolution of the Archean eclogite-like rocks of the Shirokaya and Uzkaya Salma area (Kola Peninsula): Geochemical features of zircon, composition of inclusions, and age. *Geochemistry International* 48 (9), 871–890. <https://doi.org/10.1134/S001670291009003X>.
- Konilov A.N., Pozhilenko V.I., Van K.V., Golovanova T.I., Pronina M.V., Shklyar N.E., Ponkratov K.V., 2018. The study of eclogites of the Belomorian province by modern analytical methods. *Analitika (Analytics)* 8 (4), 243–254 (in Russian) [Кониллов А.Н., Пожиленко В.И., Ван К.В., Голованова Т.И., Пронина М.В., Шкляр Н.Е., Понкратов К.В. Исследование эклогитов Беломорской провинции современными аналитическими методами // Аналитика. 2018. Т. 8. № 4. С. 243–254] <https://doi.org/10.22184/2227-572X.2018.41.4.364.375>.
- Konilov A.N., Shchipansky A.A., Mints M.V., Dokukina K.A., Kaulina T.V., Bayanova T.B., Natapov L.M., Belousova E.A., Griffin W.L., O'Reilly S.Y., 2011. The Salma eclogites of the Belomorian Province, Russia: HP/UHP metamorphism through the subduction of Mesoarchean oceanic crust. In: L. Dobrzhi-netskaya, S. Cuthbert, W. Faryad, S. Wallis (Eds), *Ultrahigh-pressure metamorphism. 25 years after the discovery of coesite and diamond*. Amsterdam, Elsevier, p. 623–670. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-385144-4.00018-7>.
- Korja A., Korja T., Luosto U., Heikkinen P., 1993. Seismic and geoelectric evidence for collisional and extensional events in the Fennoscandian Shield – Implications for Precambrian crustal evolution. *Tectonophysics* 219 (1–3), 129–152. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(93\)90292-R](https://doi.org/10.1016/0040-1951(93)90292-R).
- Krogh T.E., Davis G.L., 1975. Alteration in zircons and differential dissolution of altered and metamict zircon. In: *Carnegie Institution Washington, Year Book*. vol. 74, p. 619–623.
- Kuno H., 1968. Origin of andesite and its bearing on the island arc structure. *Bulletin of Volcanology* 32 (1), 141–176. <https://doi.org/10.1007/BF02596589>.
- Lapen T.J., Johnson C.M., Baumgartner L.P., Mahlen N.J., Beard B.L., Amato J.M., 2003. Burial rates during prograde metamorphism of an ultra-high pressure terrane: an example from Laghi di Cignana, western Alps, Italy. *Earth and Planetary Science Letters* 215 (1–2), 57–72. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(03\)00455-2](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(03)00455-2).
- Levchenkov O.A., Rizvanova N.G., Maslenikov A.V., Makeev A.F., Levsky L.K., Bezmen N.I., 1998. Kinetics of Pb and U losses from metamict zircon under different P-T-X conditions. *Geochemistry International* 36 (11), 1006–1013.
- Li X., Zhang L., Wei C., Slabunov A.I., Bader T., 2017a. Neoproterozoic–Paleoproterozoic granulite-facies metamorphism in Uzkaya Salma eclogite-bearing mélange, Belomorian Province (Russia). *Precambrian Research* 294, 257–283. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2017.03.031>.
- Li X., Zhang L., Wei C., Slabunov A.I., Bader T., 2017b. Quartz and orthopyroxene exsolution lamellae in clinopyroxene and the metamorphic P–T path of Belomorian eclogites. *Journal of Metamorphic Geology* 36 (1), 1–22. <https://doi.org/10.1111/jmg.12280>.
- Liu J., Ye K., Maruyama S., Cong B., Fan H., 2001. Mineral inclusions in zircon from gneisses in the ultrahigh-pressure zone of the Dabie Mountains, China. *The Journal of Geology* 109 (4), 523–535. <https://doi.org/10.1086/320796>.
- Marks M.A.W., Coulson I.M., Schilling J., Jacob D.E., Schmitt A.K., Markl G., 2008. The effect of titanite and other HFSE-rich mineral (Ti-bearing andradite, zircon, eudialyte) fractionation on the geochemical evolution of silicate melts. *Chemical Geology* 257 (1–2), 153–172. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2008.09.002>.
- Matveeva L.V., Lobach-Zhuchenko S.B., Chekulaev V.P., Arestova N.A., 2011. Geology of the Neoproterozoic granulite metamorphism of the onega region. In: *Granulite and eclogite complexes in the history of the Earth. Conference Proceedings*. Petrozavodsk, p. 132–134 (in Russian) [Матвеева Л.В., Лобач-Жученко С.Б., Чекулаев В.П., Арестова Н.А. Геология неопротерозойского гранулитового метаморфизма Прионежья // Гранулитовые и эклогитовые комплексы в истории Земли: Материалы конференции. Петрозаводск, 2011. С. 132–134].
- Mel'nik A.E., Skublov S.G., Marin Yu.B., Berezin A.V., Bogomolov E.S., 2013. New data on the age (U–Pb, Sm–Nd) of garnetites from Salma eclogites of the Belomorian Mobile Belt. *Doklady Earth Sciences* 448 (1), 78–85. <https://doi.org/10.1134/S1028334X13010133>.
- Melezhik V.A., Prave A.R., Fallick A.E., Lepland A., Kump L.R., Strauss H. (Eds), 2012. *Reading the Archive of Earth's Oxygenation*. Vol. 1. The Palaeoproterozoic of Fennoscandia as Context for the Fennoscandian Arctic Russia – Drilling Early Earth Project: Berlin, Heidelberg, Springer, 490 p.
- Mints M.V., 2007. Paleoproterozoic Supercontinent: origin and evolution of accretionary and collisional orogens exemplified in northern cratons. *Geotectonics* 41 (4), 257–280. <https://doi.org/10.1134/S0016852107040012>.
- Mints M.V., 2014. Tectonics and geodynamics of granulite-gneiss complexes in the East European Craton. *Geotectonics* 48 (6), 498–524. <https://doi.org/10.1134/S0016852114060089>.
- Mints M., 2018. 3D model of the deep structure of the Svecofennian accretionary orogen: a geodynamic interpretation. *Transactions of KarRC of RAS, Precambrian Geology Series* (2), 62–76 (in Russian) [Миц М.В. Геодинамическая интерпретация объемной модели глубинного строения Свекофеннского аккреционного орогена // Труды Карельского НИЦ РАН, серия Геология докембрия. 2018. № 2. С. 62–76]. <https://doi.org/10.17076/geo698>.
- Mints M.V., Belousova E.A., Konilov A.N., Natapov L.M., Shchipansky A.A., Griffin W.L., O'Reilly S.Y., Dokukina K.A., Kaulina T.V., 2010a. Mesoarchean subduction processes:



2.87 Ga eclogites from the Kola Peninsula, Russia. *Geology* 38 (8), 739–742. <https://doi.org/10.1130/G31219.1>.

Mints M.V., Dokukina K.A., Konilov A.N., 2014. The Mesoproterozoic Belomorian eclogite province: Tectonic position and geodynamic evolution. *Gondwana Research* 25 (2), 561–584. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2012.11.010>.

Mints M.V., Dokukina K.A., Konilov A.N., Philippova I.B., Zlobin V.L., Babayants P.S., Belousova E.A., Blokh Yu.I., Bogina M.M., Bush W.A., Dokukin P.A., Kaulina T.V., Natapov L.M., Piip V.B., Stupak V.M., Suleimanov A.K., Trusov A.A., Van K.V., Zamozhniaya N.G., 2015. East European Craton: Early Precambrian history and 3D Models of Deep Crustal Structure. *Geological Society of America Special Paper*, vol. 510, 433 p. <https://doi.org/10.1130/2015.2510>.

Mints M.V., Eriksson P.G., 2016. Secular changes in relationships between plate-tectonic and mantle-plume engendered processes during Precambrian time exemplified from East European and North American cratons. *Geodynamics & Tectonophysics* 7 (2), 173–232. <https://doi.org/10.5800/GT-2016-7-2-0203>.

Mints M.V., Kaulina T.V., Konilov A.N., Krotov A.V., Stupak V.M., 2007. The thermal and geodynamic evolution of the Lapland granulite belt: implications for the thermal structure of the lower crust during granulite-facies metamorphism. *Gondwana Research* 12 (3), 252–267. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2006.10.007>.

Mints M.V., Suleimanov A.K., Babayants P.S., Belousova E.A., Blokh Yu.I., Bogina M.M., Bush W.A., Dokukina K.A., Zamozhniaya N.G., Zlobin V.L., Kaulina T.V., Konilov A.N., Mikhailov V.O., Natapov L.M., Piip V.B., Stupak V.M., Tikhotsky S.A., Trusov A.A., Philippova I.B., Shur D.Yu., 2010b. Deep Structure, Evolution and Mineral Deposits of the Early Precambrian Basement of the East European Platform: An Interpretation of the Data from 1-EU Geotraverse, the 4B and Tatseis Profiles. *GEOKART, GEOS, Moscow*, v. 1, 408 p.; v. 2, 400 p. (in Russian) [Минц М.В., Сулейманов А.К., Бабаянц П.С., Белоусова Е.А., Блох Ю.И., Богина М.М., Буш В.А., Докучина К.А., Заможня Н.Г., Злобин В.Л., Каулина Т.В., Кониллов А.Н., Михайлов В.О., Натапов Л.М., Пийп В.Б., Ступак В.М., Тихоцкий С.А., Трусов А.А., Филиппова И.Б., Шур Д.Ю. Глубинное строение, эволюция и полезные ископаемые раннедокембрийского фундамента Восточно-Европейской платформы: Интерпретация материалов по опорному профилю 1-ЕВ, профилям 4В и Татсейс. М.: ГЕОКАРТ; ГЕОС, 2010. Т. 1, 408 с., Т. 2, 400 с.].

Mints M., Suleimanov A., Zamozhniaya N., Stupak V., 2009. A three-dimensional model of the Early Precambrian crust under the southeastern Fennoscandian Shield: Karelia craton and Belomorian tectonic province. *Tectonophysics* 472 (1–4), 323–339. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2008.12.008>.

Mutanen T., Huhma H., 2003. The 3.5 Ga Siurua trondhjemite gneiss in the Archaean Pudasjärvi Granulite Belt, northern Finland. *Bulletin of the Geological Society of Finland* 75 (1–2), 51–68. <https://doi.org/10.17741/bgsf/75.1-2.004>.

Müller S., Dziggel A., Kolb J., Sindern S., 2018. Mineral textural evolution and PT-path of relict eclogite-facies rocks in the Paleoproterozoic Nagssugtoqidian Orogen, South-

East Greenland. *Lithos* 296–299, 212–232. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2017.11.008>.

Mänttärilä L., Hölttä P., 2002. U-Pb dating of zircons and monazites from Archean granulites in Varpaisjärvi, central Finland: Evidence for multiple metamorphism and Neoproterozoic terrain accretion. *Precambrian Research* 118 (1–2), 101–131. [https://doi.org/10.1016/S0301-9268\(02\)00094-3](https://doi.org/10.1016/S0301-9268(02)00094-3).

Nozaka T., Fryer P., Andreani M., 2008. Formation of clay minerals and exhumation of lower-crustal rocks at Atlantis Massif, Mid-Atlantic Ridge. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 9 (11), Q11005. <https://doi.org/10.1029/2008GC002207>.

O'Hara M.J., 2000. Flood basalts, basalt floods or topless Bushvelds? Lunar petrogenesis revisited. *Journal of Petrology* 41 (11), 1545–1651. <https://doi.org/10.1093/ptrology/41.11.1545>.

Page F.Z., Armstrong L.S., Essene E.J., Mukasa S.B., 2007. Prograde and retrograde history of the Junction School eclogite, California, and an evaluation of garnet-phengite-clinopyroxene thermobarometry. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 153, 533–555. <https://doi.org/10.1007/s00410-006-0161-9>.

Page F.Z., Essene E.J., Mukasa S.B., 2003. Prograde and retrograde history of eclogites from the Eastern Blue Ridge, North Carolina, USA. *Journal of Metamorphic Geology* 21 (7), 685–698. <https://doi.org/10.1046/j.1525-1314.2003.00479.x>.

Pearce J.A., Cann J.R., 1973. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. *Earth and Planetary Science Letters* 19 (2), 290–300. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(73\)90129-5](https://doi.org/10.1016/0012-821X(73)90129-5).

Perchuk L.L., Krotov A.V., Gerya T.V., 1999. Petrology of the amphibolites of the Tanaelv belt and granulites of the Lapland complex. *Petrology* 7 (4), 339–363.

Puga E., Fanning C.M., Nieto J.M., De Federico A.D., 2005. Recrystallization textures in zircon generated by ocean-floor and eclogite-facies metamorphism: a cathodoluminescence and U-Pb SHRIMP study, with constraints from REE elements. *The Canadian Mineralogist* 43 (1), 183–202. <https://doi.org/10.2113/gscanmin.43.1.183>.

Rubatto D., 2002. Zircon trace element geochemistry: partitioning with garnet and the link between U-Pb ages and metamorphism. *Chemical Geology* 184 (1–2), 123–138. [https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(01\)00355-2](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(01)00355-2).

Rubatto D., 2017. Zircon: The metamorphic mineral. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry* 83 (1), 261–295. <https://doi.org/10.2138/rmg.2017.83.9>.

Rubatto D., Angiboust S., 2015. Oxygen isotope record of oceanic and high-pressure metasomatism: a P-T-time-fluid path for the Monviso eclogites (Italy). *Contributions to Mineralogy and Petrology* 170 (44), 1–16. <https://doi.org/10.1007/s00410-015-1198-4>.

Rubatto D., Hermann J., 2007. Zircon behaviour in deeply subducted rocks. *Elements* 3 (1), 31–35. <https://doi.org/10.2113/gselements.3.1.31>.

Scherer E.E., Cameron K.L., Blichert-Toft J., 2000. Lu-Hf garnet geochronology: closure temperature relative to the Sm-Nd system and the effects of trace mineral inclusions.

Geochimica et Cosmochimica Acta 64 (19), 3413–3432. [https://doi.org/10.1016/S0016-7037\(00\)00440-3](https://doi.org/10.1016/S0016-7037(00)00440-3).

Schmidt A., Mezger K., O'Brien P.J., 2011. The time of eclogite formation in the ultrahigh pressure rocks of the Sulu terrane. Constrains from Lu–Hf garnet geochronology. Lithos 125 (1–2), 743–756. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2011.04.004>.

Seck H.A., Kötz J., Okrusch M., Seidel E., Stosch H.G., 1996. Geochemistry of a metaophiolite suite: an association of meta-gabbros, eclogites and glaucophanites on the island of Syros, Greece. European Journal of Mineralogy 8 (3), 607–624. <https://doi.org/10.1127/ejm/8/3/0607>.

Seyfried W.E. Jr., Shanks W.C. III, Dibble W.E. Jr., 1978. Clay mineral formation in DSDP Leg 34 basalt. Earth and Planetary Science Letters 41 (3), 265–276. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(78\)90183-8](https://doi.org/10.1016/0012-821X(78)90183-8).

Sharkov E.V., Bogina M.M., Chistyakov A.V., Belyatsky B.V., Antonov A.V., Lepekhina E.N., Shchiptsov V.V., 2015. Genesis and age of zircon from alkali and mafic rocks of the Elet'ozero complex, North Karelia. Petrology 23 (3), 259–280. <https://doi.org/10.1134/S0869591115030066>.

Shchipansky A.A., Khodorevskaya L.L., Slabunov A.I., 2012. The geochemistry and isotopic age of eclogites from the Belomorian Belt (Kola Peninsula): evidence for subducted Archean oceanic crust. Russian Geology and Geophysics 53 (3), 262–280. <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2012.02.004>.

Shchukina E.V., Agashev A.M., Soloshenko N.G., Streletskaya M.V., Zedgenizov D.A., Shchukin V.S., Pokhilenko N.P., 2017. Origin of coarse-granular and equigranular eclogites from V. Grib kimberlite pipe, Arkhangelsk region, NW Russia. In: 11-th International Kimberlite conference, Extended Abstracts. No. 11IKC-4456.

Shchukina E.V., Agashev A.M., Zedgenizov D.A., 2018. Origin of zircon-bearing mantle eclogites entrained in the V. Grib kimberlite (Arkhangelsk region, NW Russia): Evidence from mineral geochemistry and the U–Pb and Lu–Hf isotope compositions of zircon. Mineralogy and Petrology 112 (1), 85–100. <https://doi.org/10.1007/s00710-018-0581-z>.

Shu Q., Brey G.P., Gerdes A., Hofer H., 2014. Mantle eclogites and garnet pyroxenites – the meaning of two-point isochrons, Sm–Nd and Lu–Hf closure temperatures and the cooling of the subcratonic mantle. Earth and Planetary Science Letters 389, 143–154. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2013.12.028>.

Skora S., Baumgartner L.P., Mahlen N.J., Lapen T.J., Johnson C.M., Bussy F., 2008. Estimation of a maximum Lu diffusion rate in a natural eclogite garnet. Swiss Journal of Geosciences 101 (3), 637–650. <https://doi.org/10.1007/s00015-008-1268-y>.

Skublov S.G., Astaf'ev B.Yu., Berezin A.V., Marin Yu.B., Mel'nik A.E., Presnyakov S.L., 2011b. New data on the age of eclogites from the Belomorian Mobile Belt at Gridino settlement area. Doklady Earth Sciences 439 (2), 1163–1170. <https://doi.org/10.1134/S1028334X11080290>.

Skublov S.G., Balashov Yu.A., Marin Yu.B., Berezin A.V., Mel'nik A.E., Paderin I.P., 2010b. U–Pb age and geochemistry of zircons from Salma eclogites (Kuru-Vaara deposit, Belomorian

Belt). Doklady Earth Sciences 432 (2), 791–798. <https://doi.org/10.1134/S1028334X10060188>.

Skublov S.G., Berezin A.V., Berezhnaya N.G., 2012. General relations in the trace-element composition of zircons from eclogites with implications for the age of eclogites in the Belomorian mobile belt. Petrology 20 (5), 427–449. <https://doi.org/10.1134/S0869591112050062>.

Skublov S.G., Berezin A.V., Mel'nik A.E., 2011a. Paleoproterozoic eclogites in the Salma area, northwestern Belomorian Mobile Belt: Composition and isotopic geochronologic characteristics of minerals and metamorphic age. Petrology 19 (5), 470–495. <https://doi.org/10.1134/S0869591111050055>.

Skublov S.G., Berezin A.V., Mel'nik A.E., Lee S.-Kh., Rubatto D., Herwartz D., 2018. Paleoproterozoic eclogites of the Belomorian belt: data of radiogenic and stable isotopes for rock-forming and accessory minerals. In: Along the wake of a large ship: current problems of magmatism, metamorphism and geodynamics. Proceedings of the III conference dedicated to the 85th anniversary of the Honored Professor of Moscow State University L.L. Perchuk. Chernogolovka, p. 67–68 (in Russian) [Скублов С.Г., Березин А.В., Мельник А.Е., Ли С.-Х., Рубатто Д., Хервартц Д. Палеопротерозойские эклогиты Беломорского пояса: данные радиогенных и стабильных изотопов для породообразующих и акцессорных минералов // В кильватере большого корабля: современные проблемы магматизма, метаморфизма и геодинамики: Материалы III конференции, посвященной 85-летию со дня рождения заслуженного профессора МГУ Л.Л. Перчука. Черногоровка, 2018. С. 67–68].

Skublov S.G., Berezin A.V., Rizvanova N.G., Bogomolov E.S., Sergeeva N.A., Vasil'eva I.M., Guseva V.F., Marin Yu.B., 2010a. Complex isotopic-geochemical (Sm–Nd, U–Pb) study of Salma eclogites. Doklady Earth Sciences 434 (2), 1396–1400. <https://doi.org/10.1134/S1028334X10100247>.

Skublov S.G., Mel'nik A.E., Berezin A.V., Bogomolov E.S., Marin Yu.B., Ishmurzin F.I., 2013. New data on the age (U–Pb, Sm–Nd) of metamorphism and a protolith of eclogite-like rocks from the Krasnaya Guba area, Belomorian belt. Doklady Earth Sciences 453 (1), 1158–1164. <https://doi.org/10.1134/S1028334X13110184>.

Slabunov A.I., Korol' N.E., Berezhnaya N.G., Volodichev O.I., Sibelev O.S., 2011. Main stages of the mafic granulites formation, Onego complex, Karelian craton: Petrology and isotopic dating (SHRIMP-II) of zircons. In: Granulite and eclogite complexes in the Earth's history. Extended abstracts and field trips guide book. Petrozavodsk, p. 215–217 (in Russian) [Слабунов А.И., Король Н.Е., Бережная Н.Г., Володичев О.И., Сибелев О.С., 2011. Главные стадии формирования основных гранулитов Онежского комплекса Карельского кратона: петрология и изотопный возраст (SHRIMP-II) цирконов // Гранулитовые и эклогитовые комплексы в истории Земли: Материалы научной конференции и путеводитель научных экскурсий. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2011. С. 215–217].

Slabunov A.I., Lobach-Zhuchenko S.B., Bibikova E.V., Balagansky V.V., Sorjonen-Ward P., Volodichev O.I., Shchipansky A.A., Svetov S.A., Chekulaev V.P., Arestova N.A., Stepanov V.S., 2006.

The Archean of the Baltic shield: Geology, geochronology, and geodynamic settings. *Geotectonics* 40 (6), 409–433. <https://doi.org/10.1134/S001685210606001X>.

Slabunov A.I., Volodichev O.I., Korol' N.E., Sibelev O.S., Berezhnaya N.G., Larionov A.N., 2015. Archean granulite complexes of the Karelian craton: petrology, geochronology, geodynamics. In: A.I. Golubev, V.V. Shchiptsov (Eds), *Petrography of igneous and metamorphic rocks. Materials of the XII All-Russia Petrographic Meeting with the participation of foreign scientists*. KarRC RAS, Petrozavodsk, p. 503–506 (in Russian) [Слабунов А.И., Володичев О.И., Король Н.Е., Сибелев О.С., Бережная Н.Г., Ларионов А.Н. Архейские гранулитовые комплексы Карельского кратона: петрология, геохронология, геодинамика // Петрография магматических и метаморфических горных пород: Материалы XII Всероссийского петрографического совещания с участием зарубежных ученых / Ред. А.И. Голубев, В.В. Щипцов. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2015. С. 503–506].

Smit M.A., Scherer E.E., Mezger K., 2013. Lu–Hf and Sm–Nd garnet geochronology: chronometric closure and implications for dating petrological processes. *Earth and Planetary Science Letters* 381, 222–233. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2013.08.046>.

Smith D., Griffin W.L., 2005. Garnetite xenoliths and mantle–water interactions below the Colorado Plateau, Southwestern United States. *Journal of Petrology* 46 (9), 1901–1924. <https://doi.org/10.1093/petrology/egi042>.

Spandler C., Hermann J., Rubatto D., 2004. Exsolution of thortveitite, yttrialite, and xenotime during low temperature recrystallization of zircon from New Caledonia, and their significance for trace element incorporation in zircon. *American Mineralogist* 89 (11–12), 1795–1806. <https://doi.org/10.2138/am-2004-11-1226>.

Stepanova A., Stepanov V., 2010. Paleoproterozoic mafic dyke swarms of the Belomorian Province, eastern Fennoscandian Shield. *Precambrian Research* 183 (3), 602–616. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2010.08.016>.

Streckeisen A.L., 1976. To each plutonic rock its proper name. *Earth Science Reviews* 12 (1), 1–33. [https://doi.org/10.1016/0012-8252\(76\)90052-0](https://doi.org/10.1016/0012-8252(76)90052-0).

Svetov S.A., 2005. Magmatic Systems of the Ocean – Continent Transition Zone in the Archean of the Eastern Part of the Fennoscandian Shield. KarRC RAS, Petrozavodsk, 230 p. (in Russian) [Светов С.А. Магматические системы зоны перехода океан – континент в архее восточной части Фенноскандинавского щита. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2005. 230 с.].

Svetov S.A., Medvedev P.V., 2013. Chemically precipitated siliceous rocks of Mesoarchean age – a unic environment for preservation of the early life traces. *Litosfera (Lithosphere)* (6), 3–13 (in Russian) [Светов С.А., Медведев П.В. Мезоархейские хемогенные силициты – уникальная среда сохранности ранней жизни // Литосфера. 2013. № 6. С. 3–13].

Thy P., 2003. Igneous petrology of gabbros from Hole 1105A: oceanic magma chamber processes. In: J.F. Casey, D.J. Miller (Eds), *Proceedings of the Ocean Drilling Program Scientific Results*, vol. 179, p. 1–76. Available from:

[http://www-odp.tamu.edu/publications/179\\_SR/VOLUME/CHAPTERS/SR179\\_02.PDF](http://www-odp.tamu.edu/publications/179_SR/VOLUME/CHAPTERS/SR179_02.PDF).

Trail D., Watson E.B., Tailby N.B., 2012. Ce and Eu anomalies in zircon as proxies for the oxidation state of magmas. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 97 (15), 70–87. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2012.08.032>.

Valley J.W., Chiarenzelly J.R., McLelland J.M., 1994. Oxygen isotope geochemistry of zircon. *Earth and Planetary Science Letters* 126 (4), 187–206. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(94\)90106-6](https://doi.org/10.1016/0012-821X(94)90106-6).

Volodichev O.I., Slabunov A.I., Bibikova E.V., Konilov A.N., Kuzenko T.I., 2004. Archean eclogites in the Belomorian mobile belt, Baltic Shield. *Petrology* 12 (6), 540–560.

Volodichev O.I., Slabunov A.I., Sibelev O.S., Lepekhina E.N., 2009. Geochronology (SHRIMP-II) of zircons from Paleoproterozoic eclogites of Gridino (Belomorian Province). In: *Isotope systems and timing of geological processes. Proceedings of the IV Russian conference on isotope geochronology*. Vol. 1. IGGD RAS, Saint Petersburg, p. 110–112 (in Russian) [Володичев О.И., Слабунов А.И., Сибелев О.С., Лепехина Е.Н. Геохронология (SHRIMP-II) цирконов из палеопротерозойских эклогитов района с. Гридино (Беломорская провинция) // Изотопные системы и время геологических процессов: Материалы IV Российской конференции по изотопной геохронологии. СПб.: ИГГД РАН, 2009. Т. 1. С. 110–112].

Volodichev O.I., Slabunov A.I., Sibelev O.S., Skublov S.G., Kuzenko T.I., 2012. Geochronology, mineral inclusions, and geochemistry of zircons in eclogitized gabbro-norites in the Gridino Area, Belomorian Province. *Geochemistry International* 50 (8), 657–670. <https://doi.org/10.1134/S0016702912060080>.

Volodichev O.I., Slabunov A.I., Stepanov V.S., Sibelev O.S., Travin V.V., Stepanova A.I., Babarina I.I., 2005. Archean and Paleoproterozoic eclogites and Paleoproterozoic friends of the region s. Gridino (White Sea). In: *Belomorian mobile belt and its analogues: geology, geochronology, geodynamics, and mineralogy*. GI KarRC RAS, Petrozavodsk, p. 60–74 (in Russian) [Володичев О.И., Слабунов А.И., Степанов В.С., Сибелев О.С., Травин В.В., Степанова А.И., Бабарина И.И. Архейские и палеопротерозойские эклогиты и палеопротерозойские друзиты района с. Гридино (Белое море) // Беломорский подвижный пояс и его аналоги: геология, геохронология, геодинамика, минерогения. Петрозаводск: ГИ КарНЦ РАН, 2005. С. 60–74].

Wang A.D., Liu Y.C., Santosh M., Gu X.F., 2013. Zircon U–Pb geochronology, geochemistry and Sr–Nd–Pb isotopes from the metamorphic basement in the Wuhe Complex: Implications for Neoproterozoic active continental margin along the southeastern North China Craton and constraints on the petrogenesis of Mesozoic granitoids. *Geoscience Frontiers* 4 (1), 57–71. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2012.05.001>.

Whitehouse M.J., Kamber B.S., 2002. On the overabundance of light rare earth elements in terrestrial zircons and its implication for Earth's earliest magmatic differentiation. *Earth and Planetary Science Letters* 204 (3–4), 333–346. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(02\)01000-2](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(02)01000-2).

Whitehouse M.J., Platt J.P., 2003. Dating high-grade metamorphism – constraints from rare-earth elements in zircon



and garnet. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 145 (1), 61–74. <https://doi.org/10.1007/s00410-002-0432-z>.

Wood D.A., 1980. The application of a Th–Hf–Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province. *Earth and Planetary Science Letters* 50 (1), 11–30. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(80\)90116-8](https://doi.org/10.1016/0012-821X(80)90116-8).

Yu H.L., Zhang L.F., Wei C.J., Li X.L., Guo J.H., 2017. Age and P–T conditions of the Gridino-type eclogite in the Belomorian Province, Russia. *Journal of Metamorphic Geology* 35, 855–869. <https://doi.org/10.1111/jmg.12258>.

Yu H., Zhang L., Zhang L., Wei C., Li X., Guo J., Bader T., Qi Yu., 2019. The metamorphic evolution of Salma-type eclogite in Russia: Constraints from zircon/titanite dating and phase equilibria modeling. *Precambrian Research* 326, 363–384. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2018.01.019>.

Zeh A., Cabral A.R., Koglin N., Decker M., 2018. Rutile alteration and authigenic growth in metasediments of the Moeda Formation, Minas Gerais, Brazil – A result of Transamazonian fluid–rock interaction. *Chemical Geology* 483, 397–409. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2018.03.007>.

Zhang Z.M., Dong X., Xiang H., Liou J.G., Santosh M., 2013. Building of the deep Gangdese arc, South Tibet: Paleocene plutonism and granulite-facies metamorphism. *Journal of Petrology* 54 (12), 2547–2580. <https://doi.org/10.1093/petrology/egt056>.

Zhao G., Cawood P.A., Wilde S.A., Sun M., 2002. Review of global 2.1–1.8 Ga orogens: implications for a pre-Rodinia supercontinent. *Earth-Science Reviews* 59 (1–4), 125–162. [https://doi.org/10.1016/S0012-8252\(02\)00073-9](https://doi.org/10.1016/S0012-8252(02)00073-9).

Zinger T.F., 1993. Morphogenetic evolution of zircon in polymetamorphic rocks. *Doklady AN* 331 (4), 452–455 (in Russian) [Зингер Т.Ф. Морфогенетическая эволюция циркона в полиметаморфических породах // Доклады АН. 1993. Т. 331. № 4. С. 452–455].

Zong K.Q., Zhang Z.M., He Z.Y., Hu Z.C., Santosh M., Liu Y.S., Wang W., 2012. Early Palaeozoic high-pressure granulites from the Dunhuang block, northeastern Tarim Craton: constraints on continental collision in the southern Central Asian Orogenic Belt. *Journal of Metamorphic Geology* 30 (8), 753–768. <https://doi.org/10.1111/j.1525-1314.2012.00997.x>.

---

#### MIKHAIL V. MINTS

Doctor of Geology and Mineralogy, Head of Laboratory  
Geological Institute of RAS  
7 Pyzhevsky Ln, Moscow 119017, Russia  
e-mail: [michael-mints@yandex.ru](mailto:michael-mints@yandex.ru)  
ORCID: 0000-0001-7015-6586

#### МИХАИЛ ВЕНИАМИНОВИЧ МИНЦ

докт. геол.-мин. наук, зав. лабораторией  
Геологический институт РАН  
119017, Москва, Пыжевский пер., 7, Россия

#### KSENIA A. DOKUKINA

Candidate of Geology and Mineralogy, Leading Researcher  
Geological Institute of RAS  
7 Pyzhevsky Ln, Moscow 119017, Russia  
e-mail: [ksdokukina@gmail.com](mailto:ksdokukina@gmail.com)  
ORCID: 0000-0002-1007-5909

#### КСЕНИЯ АЛЕКСАНДРОВНА ДОКУКИНА

канд. геол.-мин. наук, в.н.с.  
Геологический институт РАН  
119017, Москва, Пыжевский пер., 7, Россия