

УДК 552.16+552.3

ДВА ЭТАПА ВЫСОКОБАРНОГО МЕТАМОРФИЗМА В РАННEDОКЕМБРИЙСКИХ ЭКЛОГИТАХ (РАЙОН ГРИДИНО БЕЛОМОРСКОЙ ПРОВИНЦИИ ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ЩИТА): ПЕТРОЛОГИЯ И ГЕОХРОНОЛОГИЯ

© 2022 г. О. А. Максимов^a, *, В. В. Балаганский^b, А. И. Слабунов^a, А. Н. Ларионов^c

^a Институт геологии КарНЦ РАН, Петрозаводск, Россия

^b Геологический институт КНЦ РАН, Анадырь, Россия

^c Центр изотопных исследований ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург, Россия

*e-mail: oletmaximov@mail.ru

Поступила в редакцию 28.05.2021 г.

После доработки 22.07.2021 г.

Принята к публикации 28.10.2021 г.

В Гридинском эклогитсодержащем комплексе Беломорской провинции на участке Самылино детально исследована будина ретроградно измененных эклогитов, обладающих рядом уникальных особенностей. Наименее измененные эклогиты сохранили массивную текстуру и парагенезис *Omp* + *Grt* + *Rt* + *Qz*. В них изучены зональные кристаллы граната и омфацита с включениями диопсид-плагиоклазовых симплектитов. По микровключениям минералов и симплектитов, заключенных в трех зонах роста кристаллов граната (центральной, промежуточной и краевой), выделены три последовательно образовавшихся метаморфических минеральных парагенезиса и рассчитаны *P-T* параметры их формирования. Первый, самый ранний парагенезис включает *Di-Pl* симплектиты, роговую обманку и кварц. Условия его образования оцениваются в $T = 700\text{--}760^\circ\text{C}$ и $P = 12\text{--}14.5$ кбар, что отражает этап ретроградного преобразования ранних эклогитов. Второй парагенезис установлен в промежуточной зоне кристаллов граната. Он содержит включения *Omp* (*Jd* 32–36%), равновесные с *Grt* этой зоны, и кристаллизовался при $T = 710\text{--}820^\circ\text{C}$ и $P = 14\text{--}16$ кбар во время повторного эклогитового метаморфизма. Третий парагенезис образует гранат краевой зоны с *Cpx*, *Pl* и *Hbl* при $T = 650\text{--}730^\circ\text{C}$ и $P = 8.5\text{--}12$ кбар, что отвечает условиям высокобарной амфиболитовой фации ретроградного метаморфизма. По результатам U-Pb (SHRIMP II) датирования цирконов из эклогитов в них выделяются четыре разновозрастные группы: около 2.8, 2.7, 2.46 и 1.93 млрд лет. Циркон ранней группы формирует ядра датированных зерен. Среди этих зерен широко распространены магматогенные разности, что позволяет оценить возраст протолита как мезоархейский. Для остальных групп циркон метаморфогенный, что указывает на полиметаморфический характер преобразований пород. Среди неоархейских цирконов установлено зерно с микровключениями омфацита, цоизита. Однако уверенно обосновать существование эклогитового метаморфизма этого возраста не представляется возможным. При этом цирконы с возрастом 1.93 млрд лет содержат включения омфацита, граната, цоизита, что позволяет сопоставлять образование зерен этого циркона с эклогитовым метаморфизмом. Таким образом, петрологические данные позволяют установить полиметаморфические преобразования эклогитов и при этом выделить два минеральных парагенезиса эклогитовой фации. Структурные и геохронологические данные также указывают на полихронный характер преобразования эклогитов. Полученные геохронологические данные позволяют уверенно датировать второе высокобарическое (эклогитовое) событие как палеопротерозойское (1.93 млрд лет), а первое – как предположительно неоархейское (2.7 млрд лет).

Ключевые слова: эклогиты, метаморфизм, архей, палеопротерозой, Беломорская провинция, Фенноскандинавский щит

DOI: 10.31857/S0869590322020042

ВВЕДЕНИЕ

Метаморфизм является важным индикатором геодинамических процессов (Ревердатто и др., 2017; Скляров и др., 2001; Brown, Johnson, 2018). Эклогитовый метаморфизм – один из наиболее

ярких маркеров субдукционных и в меньшей степени коллизионных геодинамических обстановок (Добрецов, 1998; O'Brien, 2018). Большинство исследователей считает, что самые древние коровье эклогиты имеют палеопротерозойский воз-

раст (Zhao et al., 2001; Baldwin et al., 2004; Loose, Schenk, 2018; Müller et al., 2018, Melnik et al., 2021). К палеопротерозою относится начало действия современного стиля тектоники литосферных плит (Sizova et al., 2014; Brown, Johnson, 2018), отличительными чертами которого являются субдукция относительно холодной океанической литосферы в мантию и наличие оphiолитов, голубых сланцев и эклогитов (Stern, 2018). Вместе с тем находки архейских оphiолитов (Слабунов и др., 2019; Kusky, 2004; Furnes et al., 2009; Shchipansky et al., 2004) и эклогитов (пород с парагенезисами эклогитовой фации) (Володичев и др., 2004; Mints et al., 2010; Saha et al., 2011) свидетельствуют о проявлениях механизма тектоники плит в том или ином виде на протяжении всего архея. Анализ всей геологической истории Земли показывает, что в эо- и палеоархее мог действовать аккреционный плитнотектонический цикл, а в мезо- и неоархее произошел переход к классическому циклу Вильсона (Windley et al., 2021).

Большое значение для решения проблем геодинамики раннего докембрая имеет изучение Беломорской провинции (БП) Фенноскандинавского щита, литосфера которой формировалась как в архее, так и в палеопротерозое (Володичев, 1990; Глебовицкий и др., 1996; Ранний ..., 2005; Слабунов и др., 2021) и в составе которой установлены эклогиты (Володичев и др., 2004; Mints et al., 2010). Расположена БП в восточной части Фенноскандинавского щита между Карельской и Кольской провинциями и относится к числу типичных полиметаморфических докембрейских подвижных поясов (Глебовицкий и др., 1996; Слабунов, 2008). Она сложена преимущественно архейскими субдукционно-аккреционными и коллизионными комплексами, испытавшими неоднократные проявления интенсивных деформаций и метаморфизма повышенных и умеренных давлений (Бибикова и др., 1999; Слабунов, 2008). В раннем палеопротерозое образовались многочисленные мафические комплексы БП (Stepanova, Stepanov, 2010). Преобразование беломорских пород началось в мезоархее и завершилось в палеопротерозое (Володичев, 1990; Бибикова и др., 1999; Глебовицкий и др., 1996; Козловский и др., 2020; Слабунов и др., 2021). При этом наиболее ярко проявленными являются деформационно-метаморфические преобразования, вызванные беломорской (2.72–2.66 млрд лет) и лапландско-кольской (1.90–1.94 млрд лет) коллизионными орогениями (Балаганский, 2002; Слабунов, 2008; Daly et al., 2006; Balagansky et al., 2015; Slabunov et al., 2017).

Главной отличительной чертой метаморфизма архейских амфиболитов и палеопротерозойских мафитовых интрузий и даек БП является широкое распространение в них реликтов минеральных парагенезисов эклогитового метаморфизма

(Володичев и др., 2004; Ранний ..., 2005; Слабунов и др., 2021 и ссылки в ней). Известные к настоящему времени проявления эклогитов сосредоточены в трех районах: окрестность с. Гридино на северо-востоке Карелии (Володичев и др., 2004; Слабунов, 2008; Babarina, Sibelev, 2015; Li et al., 2015; Yu et al., 2017), район устья Чупинской губы Белого моря (Березин и др., 2012; Скублов и др., 2016; Козловский и др., 2020) и район Салма–Куру-Ваара на юго-западе Кольского полуострова (Минц и др., 2010; Скублов и др., 2011b; Щипанский и др., 2012a, 2012b; Balagansky et al., 2015; Melnik et al., 2021). У исследователей нет единого мнения о времени проявления эклогитового метаморфизма (Слабунов и др., 2021 и ссылки в ней). Результаты изотопного датирования цирконов показывали архейский (Mints, Dokukina, 2020 и ссылки в ней) или палеопротерозойский возраст эклогитов (Скублов и др., 2011a; Imaiata et al., 2017; Yu et al., 2017). Одновременно развивались идеи о проявлении эклогитового метаморфизма и в архее, и в палеопротерозое (Володичев и др., 2004, 2012; Слабунов и др., 2011; Babarina, Sibelev, 2015; Balagansky et al., 2015, 2019). Новые данные о существовании двух возрастных групп эклогитов в одной будине ретроградно измененных эклогитов на о. Столбиха (Balagansky et al., 2019; Максимов, 2019b; Слабунов и др., 2021) позволяют развивать эти представления. Полиметаморфические преобразования пород БП и эклогитов в условиях амфиболитовой и гранулитовой фаций существенно усложняют диагностику ранних проявлений эклогитового метаморфизма. Так, они надежно установлены по единичным включениям омфацита в гранате только на о. Столбиха (Максимов, 2019b; Слабунов и др., 2021; Balagansky et al., 2019). Двукратное проявление эклогитового метаморфизма предполагается в будине ретроградно измененных эклогитов района Самылино (Максимов, 2019a). Цель настоящей работы – проанализировать полученные нами результаты детального геологического, петрографического изучения и U–Pb датирования цирконов из участка Самылино (рис. 1а).

ОБЩАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА

Гридинский эклогитсодержащий комплекс состоит из двух контрастных по составу компонентов: мигматизированных тоналит-трондьемит-гранодиоритовых (ТТГ) гнейсов и заключенных в них многочисленных тел, главным образом амфиболитов с реликтами ретроградно преобразованных эклогитов. Он представляет линейную структуру, которая прослеживается к северо-западу в прибрежной полосе и на островах Белого моря примерно на 50 км при ширине 6–7 км (рис. 1а). Породы этого комплекса резко отличаются как от распространенных к северо-востоку мигматизированных гнейсогранитов, так и от пород Цен-

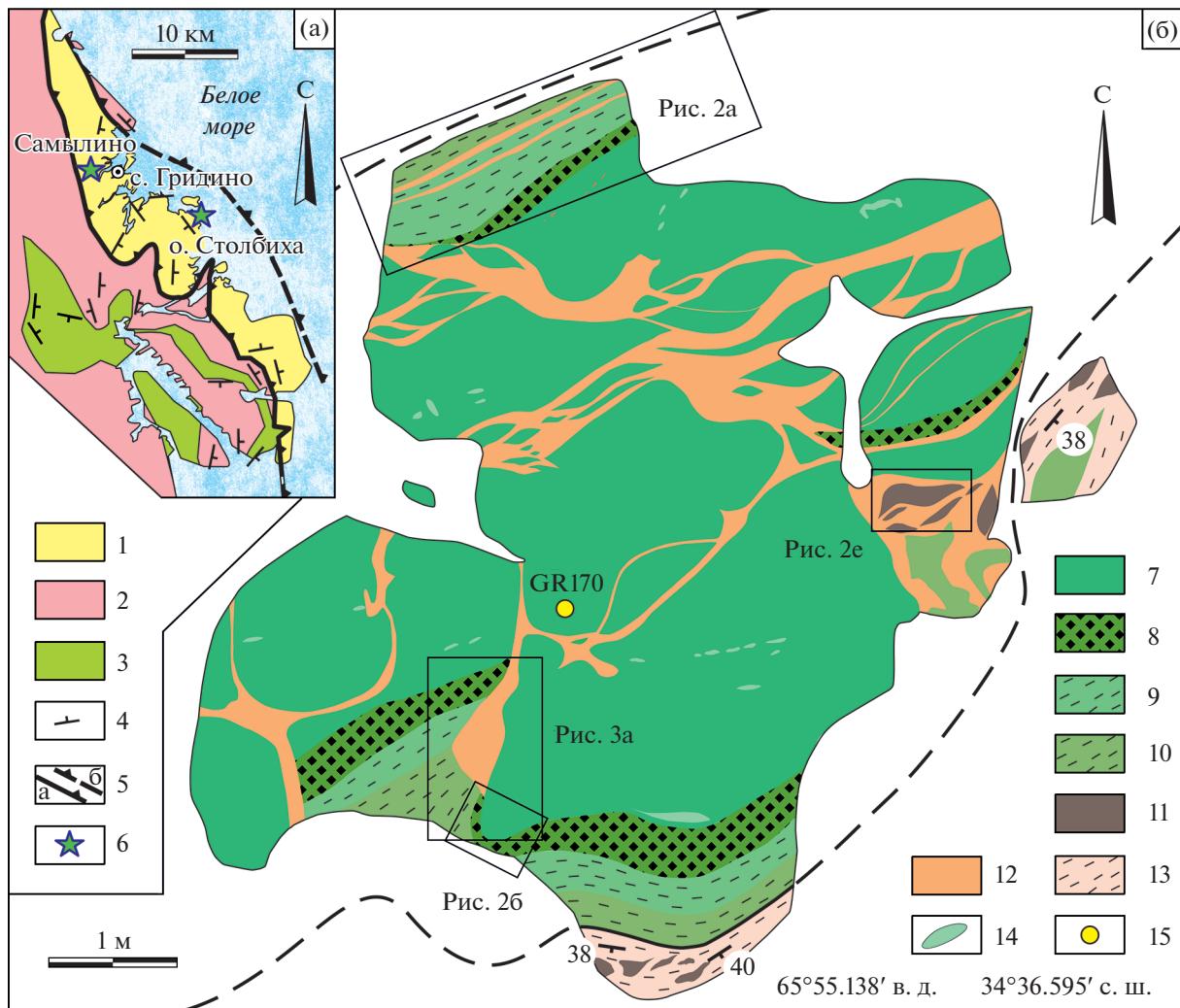


Рис. 1. (а) Схема геологического строения района с. Грицино (Слабунов, 2008) и (б) детальная схема геологического строения участка Самылино.

(а) 1–3 – архей: 1 – Гридинская зона эклогитсодержащего меланжа: ТТГ-гнейсы с телами амфиболитов, эклогитов, цоизититов, ультитамафитов, 2 – ТТГ-гнейсы, 3 – амфиболиты Центрально-Беломорского пояса; 4 – элементы залегания гнейсовидности, метаморфической полосчатости (цифры на рис. б – углы погружения); 5 – надвиговые граници зоны меланжа: а – установленные, б – предполагаемые; 6 – местонахождение участков работ.

(б) 7 – слабо ретроградно измененные эклогиты и 8 – они же с высоким содержанием граната; 9 – *Grt-Di-Pl* породы; 10 – гранатовые амфиболиты и гранатиты; 11 – амфиболиты; 12 – гранодиоритовые гнейсы; 13 – мигматизированные ТТГ-гнейсы; 14 – лейкократовые *Di-Pl* обособления; 15 – место отбора обр. GR170.

трально-Беломорского пояса, обнажающихся к юго-западу от него (Слабунов и др., 2016). В тектоническом отношении Гридинский комплекс рассматривается как тектоническая смесь (меланж) ТТГ-гнейсов (матрикс) и разнородных будинированных тел амфиболитов, цоизититов, ультрабазитов (Слабунов и др., 2007; Слабунов, 2008; Babarina, Sibelev, 2015). Будинированные тела неравномерно распределены в матриксе (Babarina, Sibelev, 2015), и на некоторых участках их доля достигает 30% от общего объема пород. Среди будин преобладают породы основного состава, представленные амфиболитами с реликтами эклогитов (Володичев, 1990; Слабунов, 2008). Гри-

динский меланж сечется палеопротерозойскими (2.45–2.12 млрд лет) дайками габброидов, некоторые из которых также эклогитизированы (Володичев, 1990; Березин и др., 2012; Степанов, Степанова, 2006; Слабунов и др., 2011; Травин, Козлова, 2005; Perchuk, Morgunova, 2014). При этом отдельные дайки будинированы и в ряде случаев имеют черты сходства с будинами архейских амфиболитов.

Одним из наиболее известных и хорошо изученных участков Гридинского эклогитсодержащего меланжа является о. Столбиха. Несмотря на длительную историю изучения, единогласное мнение о времени и кратности проявления эклогитового

метаморфизма на этом участке отсутствует. Здесь в одной и той же будине амфиболитов с реликтами эклогитов одни исследователи получили данные об архейском возрасте эклогитов (~2.7 млрд лет, Володичев и др., 2004; Li et al., 2015), а другие — о палеопротерозойском (~1.9 млрд лет, Скублов и др., 2011а; Хервартц и др., 2012; Yu et al., 2017). При этом обе точки зрения имеют геохронологические и петрологические обоснования. Однако последние комплексные исследования ретроградно измененных эклогитов на о. Столбиха (Balagansky et al., 2019; Максимов, 2019б) позволяют говорить о проявлении эклогитового метаморфизма и в архее, и в палеопротерозое. На это же указывают и наблюдения за эклогитами участка Самылино (Максимов, 2019а).

Метаморфическая эволюция гридинских эклогитов, изученных в будинированных телах архейских амфиболитов, включая будину на о. Столбиха, охватывает прогрессивный этап ($T = 740\text{--}860^{\circ}\text{C}$, $P = 14\text{--}18$ кбар) и этап ретроградных преобразований ($T = 780\text{--}630^{\circ}\text{C}$, $P = 15\text{--}7$ кбар) (Володичев и др., 2004; Володичев, Кузенко, 2013). Близкие $P\text{-}T$ -условия формирования эклогитов о. Столбиха, а также $P\text{-}T\text{-}t$ тренд по часовой стрелке приводятся в работах (Li et al., 2015; Yu et al., 2017). Однако при сделанных ранее оценках не учитывалось, что в будине присутствуют как ранние (архейские), так и поздние (палеопротерозойские) эклогиты (Balagansky et al., 2019).

СТРОЕНИЕ И ДЕФОРМАЦИЯ ПОРОД УЧАСТКА САМЫЛИНО

Участок Самылино расположен в северо-западной части Гридинской зоны эклогитодержащего меланжа вблизи одноименного озера в 3 км к западу от с. Гридино (рис. 1а). На этом участке мигматизированные тела амфиболитов с реликтами эклогитов и вмещающие их ТТГ-гнейсы имеют северо-восточное простиранье (рис. 1б), почти перпендикулярное общему северо-западному простиранью Гридинского эклогитодержащего меланжа (рис. 1а). Размеры будин достигают 6×8 м в настоящем эрозионном срезе. Их центральные части сложены слабо измененными эклогитами с массивной текстурой, а узкие приконтактовые зоны — рассланцованными амфиболитами, которые являются самым поздним продуктом полного ретроградного преобразования эклогитов (Максимов, 2019б). Рядом с будинами во вмещающих ТТГ-гнейсах располагаются небольшие (до 0.5 м) линзовидные тела диопсидовых амфиболитов, которые также интерпретируются как полностью ретроградно измененные эклогиты.

Внутреннее строение, особенности деформации и история метаморфических преобразований одной из наиболее крупных будин амфиболитов с

реликтами эклогитов были изучены в обнажении, обр. GR170 (рис. 1б). Эта будина характеризуется хорошо выраженным неоднородным внутренним строением (рис. 2 и 3), которое возникло в результате неоднократно проявленных тектонометаморфических процессов. Неоднородность выражается в изменении характера деформации, текстуры пород и смене метаморфических минеральных парагенезисов от центра будины к ее краям. В центральных участках будины наблюдаются участки неправильной формы мелкозернистых темно-зеленых эклогитов с гранат-омфацитовыми минеральными парагенезисами, слабо затронутыми ретроградными преобразованиями. В переходной зоне между центром и краями будины породы отличаются светло-зеленой окраской, обусловленной более высокой степенью ретроградных изменений эклогитов, выраженных в увеличении содержаний в них плагиоклаза и диопсида, образующих симплектитовые срастания. В краевых частях будины эклогиты обнаруживают значительно более высокую степень ретроградных изменений, которые привели к образованию метаморфической полосчатости параллельно контактам будины при ширине полос от первых до десятков сантиметров (рис. 1б, 2а, 2б). В этих частях светло-зеленые слабо измененные эклогиты заменяются их разностями с высоким содержанием граната, которые в свою очередь замещаются гранат-диопсид-плагиоклазовыми породами. Эти породы представляют собой почти полностью ретроградно преобразованные эклогиты и окаймляются гранатовыми амфиболитами и гранатитами с омфацитом. Наконец, самая краевая приконтактовая зона будины сложена амфиболитами, в которых реликты эклогитов, образовавшиеся на самой поздней стадии метаморфизма в условиях амфиболитовой фации, отсутствуют.

С возрастанием степени ретроградных преобразований эклогитов от центра будины к ее краям увеличивается и величина их деформации, выраженная в степени рассланцевания и мигматизации. В центральных участках будины слабо измененные эклогиты местами сохраняют почти массивный облик, при этом массивные участки имеют линзовидную форму. Размеры линз варьируют от первых десятков сантиметров до первых метров, а их границы подчеркиваются более сланцеватыми разностями измененных эклогитов, а также жильным материалом мигматитов. Линзовидное строение центральных частей будины хорошо видно как на схеме геологического строения будины (рис. 1а), так и в пережатых и поэтому более рассланцованных участках исходного тела базитов (рис. 2в). Жильный материал в соприкасающихся окончаниях двух смежных линз имеет характерную паукобразную форму, которая видна в масштабе всей будины (рис. 1б), а также отдельных обнажений (рис. 2в). В северо-западной краевой части буди-

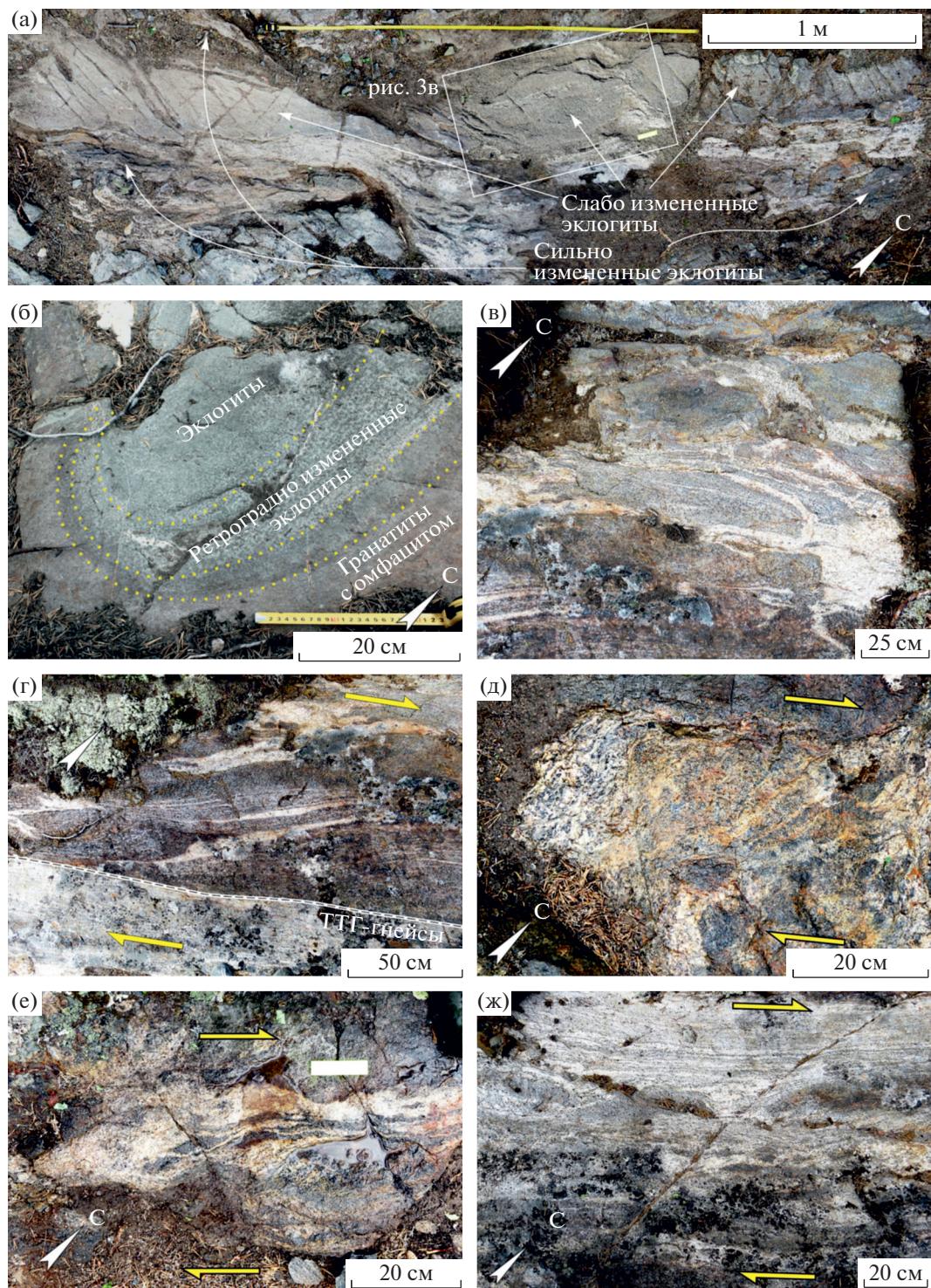


Рис. 2. Фотографии, иллюстрирующие строение и структурные формы будинированного тела амфиболитов с реликтами эклогитов и вмещающих ТТГ-gneiss, возникшие в ходе главного этапа деформации (участок Самылино).
 (а) – фотопанорама северного края будиши (в верхней части коллажа – прослой слабо рассланцеванных ретроградно измененных эклогитов, в нижней части – интенсивно рассланцеванные и амфиболизированные эклогиты, послойно инъецированные гранодиоритами); (б) – метаморфическая полосчатость, возникшая в результате ретроградных преобразований эклогитов и смятая в складку с округлым замком; (в) – паукообразная морфология жильного тела гранодиоритов, дающего субпослойные инъекции в амфиболитах, образовавшихся за счет эклогитов; (г–е) – структурные формы этапа субгоризонтального правостороннего сдвигового течения параллельно будинированному телу ретроградно измененных эклогитов; (г, д) – сигмоидальные изгибы сланцеватости и полосчатости, включая мигматитовую; (ж) – плоскокапараллельные текстуры во вмещающих ТТГ-gneissах и сигмоидальная морфология фрагментов прослоя амфиболитов в центральной части фотографии.

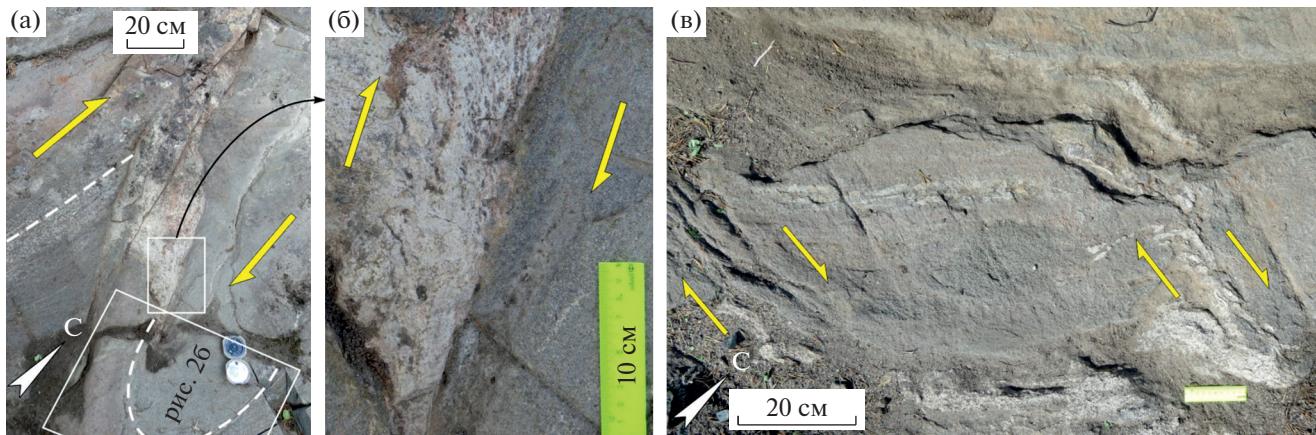


Рис. 3. Структурные формы поздних стадий деформации в будине ретроградно измененных эклогитах участка Самылино.

(а) – жила гранодиорита, залечившего короткое сорванное крыло, общее для двух смежных асимметричных складок (граница между двумя слоями, смытыми в складки, показана пунктиром); (б) – сигмоидальные изгибы сланцеватости, возникшей в гранодиорите во время срыва крыла на поздней стадии складкообразования; (в) – поздние мелкие зоны сдвигового течения, по которым, как и по сорванному крылу, внедрялся гранодиоритовый жильный материал.

ны жильный материал, как и метаморфическая полосчатость, в целом располагается параллельно kontaktам будины (рис. 1б, 2а).

Характерной чертой рассланцованных и мигматизированных ретроградно измененных эклогитов является наличие в них сигмоидальных изгибов сланцеватости или сигмоидальной морфологии жильного материала, возникающих в метаморфических породах, испытавших простой сдвиг (Passchier, Trouw, 1998). Эти сигмоидальные изгибы морфологически близки *s-c* структурам и могут использоваться как кинематические индикаторы. Сигмоидальные структуры наблюдаются в двух ситуациях. Первая – это пережатая часть пластового тела базитов, в которой эклогиты были полностью преобразованы в обычные мигматизированные амфиболиты (рис. 2г). Вторая – зона перехода от центральных участков будины к ее краевым частям (рис. 2д, 2е). В обеих ситуациях сигмоидальную морфологию имеют как лейкосома мигматитов, так и линзы амфиболитов (полностью измененных эклогитов). Ориентировка плоскости сдвига близка таковой контактов будины или пережатых частей исходного пластового тела базитов (один из таких контактов показан на рис. 2г). Все плоскостные текстуры в будине и ее контакты падают на юго-восток под средними углами (рис. 4). Наличие сигмоидальных изгибов и внутреннего линзовидного строения будины привело к рассеиванию полюсов мигматитовой полосчатости и сланцеватости по дуге большого круга при ориентировке усредненного шарнира этих изгибов $148^\circ/53^\circ$ (рис. 4). При такой ориентировке структурных элементов пород, слагающих будину, и характере сигмоидальности (рис. 2г–2е) вся будина испытала правостороннее сдвиговое течение по плоско-

сти, падающей на юго-восток под углами $50^\circ–55^\circ$ при почти горизонтальной траектории движения северо-восточного простирания. Таким образом, этот этап правосторонних горизонтальных движений в условиях ретроградного метаморфизма амфиболитовой фации определил главные черты строения ретроградно измененных эклогитов.

Помимо сигмоидальных структур главного этапа деформации, ретроградно измененные эклогиты испытали поздние локальные деформации. В одном случае это были две сопряженные асимметричные складки в южной части будины, в которые смята метаморфическая полосчатость (рис. 1б, 2б, 3а). Особенностью складок является то, что общее для них короткое крыло сорвано, возникший разрыв залечен гранодиоритовым жильным материалом (рис. 3а), а их шарниры субпараллельны шарнирам сигмоидальных изгибов. Гранодиорит, заполнивший разрыв общего для складок короткого крыла, при этом испытал деформацию простого сдвига, которая привела к развитию в гранодиорите мелких сигмоидальных изгибов (рис. 3б). Наблюдаемая морфология складок, их ориентировка и характер движения по сорванному общему для складок крылу указывают на кинематический план движений, совпадающий с таковым главного этапа деформации. Скорее всего, эти складки образовались на поздней стадии главного этапа деформации будины.

Второй случай поздних деформаций установлен в северной краевой части будины. В этой части метаморфическая полосчатость подчеркнута жильным материалом мигматитов и деформирована несколькими мелкими зонами сдвигового течения, две из которых показаны на рис. 3в. Эти зоны деформируют наиболее раннюю мигмати-

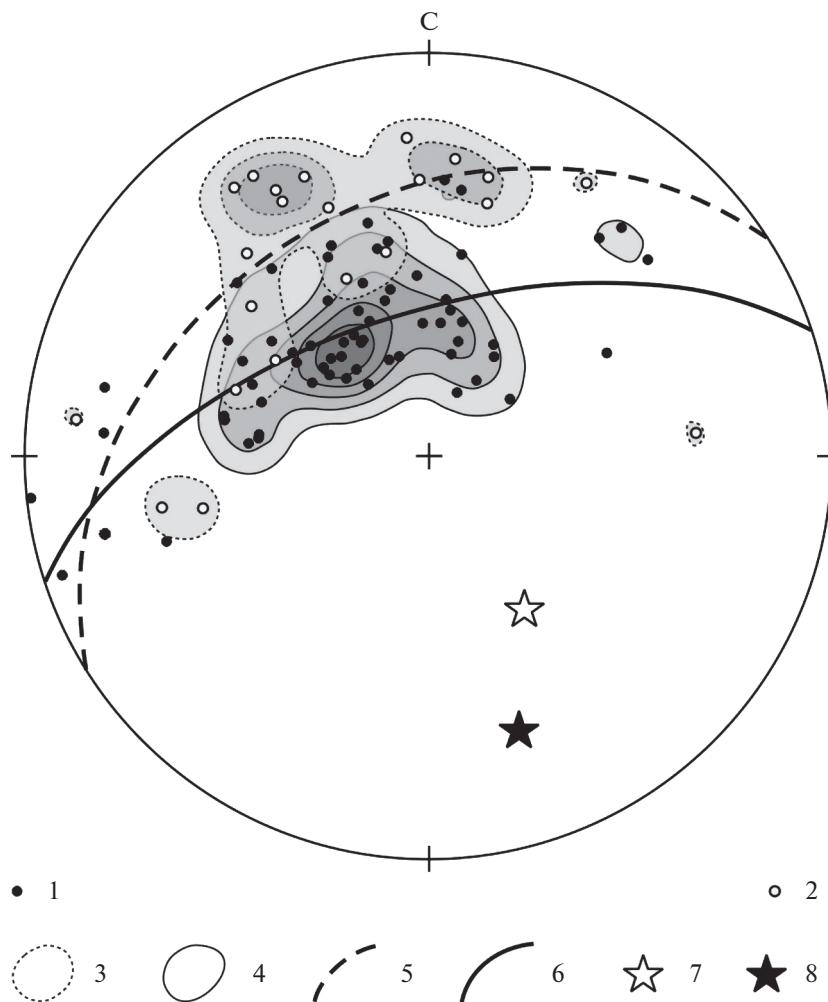


Рис. 4. Ориентировка плоскостных текстур в будинах ретроградно измененных эклогитов участков Самылино и Столбиха (равноплощадная проекция на нижнюю полусферу; программа “OpenStereo 0.1.2 devel”, С.Н. Grohmann, G.A.C. Campanha).

1, 2 – полюсы плоскостных текстур: 1 – Самылино ($N = 22$), 2 – Столбиха ($N = 65$; усредненный азимут падения 158° , угол 31°); 3, 4 – изолинии плотности распределения полюсов (%): 3 – Самылино, $4.0–8.0–12.1–16.1$, 4 – Столбиха, $2.7–5.5–8.2–10.9–13.7–16.4$; 5, 6 – большие круги рассеивания полюсов: 5 – Самылино, 6 – Столбиха; 7, 8 – π -оси (оси вращения): 7 – Самылино (усредненный азимут погружения 148° , угол 53°), 8 – Столбиха (усредненный азимут погружения 158° , угол 31°).

товую полосчатость, преобладающую в будине. С описанными выше складками зоны сдвигового течения они объединяют внедрение (вдоль северной из них) жильного гранитоидного материала. Однако их кинематика не согласуется с правосторонним горизонтальным сдвиговым течением главного этапа деформации. Представляется, что, как и в предыдущем случае, это результат преобразований эклогитов на более поздних стадиях деформации, ретроградного метаморфизма и локальной мигматизации.

В отличие от ретроградно измененных эклогитов, вмещающие их ТТГ-гнейсы характеризуются в целом плоскопараллельными текстурами, представленными сланцеватостью, слабовыраженной вещественной полосчатостью и ярко проявлен-

ной мигматитовой полосчатостью. Тем не менее местами в них также наблюдаются сигмоидальная морфология фрагментов дезинтегрированных маломощных прослоев мезократовых амфиболитов и мелкие сигмоидальные линзы амфиболитов (рис. 2ж). По всем структурным характеристикам эти сигмоидальные изгибы идентичны сигмоидальным структурам в ретроградно измененных эклогитах, что позволяет предполагать их образование в одном и том же процессе правостороннего субгоризонтального сдвигового течения главного этапа деформации. Разная степень проявления этой деформации в базитах и ТТГ-гнейсах обусловлена различием в степени компетентности этих пород. ТТГ-гнейсы были более пластичными, что и привело к резкому преобладанию в них

плоскопараллельных текстур над сигмоидальными изгибами и уничтожению всех ранних парагенезисов метаморфических минералов. Базиты же были менее пластичными, и поэтому в центральных частях будин сохранились реликты ранних эклогитовых минеральных парагенезисов.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Отбор образцов осуществлялся с учетом деформационной и метаморфической истории будины. Используя алмазную циркулярную пилу, из центральной, промежуточной и краевой частей тела были выпилены призматические блоки, которые максимально отражают вариации минерального состава будины эклогитов. Из этих блоков для минералого-петрографических и геохимических исследований были взяты восемь образцов. Для детальных петрологических исследований и выделения циркона были выбраны наименее измененные эклогиты, слагающие центральную часть будины (обр. GR170, рис. 16).

Изучение состава породообразующих минералов проводилось с помощью поляризационного микроскопа. Химический состав минералов определялся на сканирующем микроскопе VEGA II LSH с энергодисперсионным анализатором INCA Energy 350 в Центре коллективного пользования Каельского научного центра РАН (ЦКП КарНЦ РАН, г. Петрозаводск). Анализ проводился на напыленных углеродом полированых пластинках при толщине напыления 20 нм, ускоряющем напряжении 20 кВ и постоянном токе электронного пучка 15 ± 0.05 нА. Время набора спектра в точках анализа составляло 70 с. При обработке спектров рентгеновского излучения проводилась оптимизация по спектрам простых соединений и стандартизация по набору эталонов породообразующих минералов. Ошибки измерений составляли для концентраций: выше 10 мас. % – до 2 отн. %, от 5 до 10 мас. % – до 5 отн. % и от 1 до 5 мас. % – до 10 отн. %.

Определение содержаний петрогенных элементов проводилось методами количественного силикатного анализа в ЦКП КарНЦ РАН (г. Петрозаводск).

Для расчета P - T условий метаморфизма использовались методы классической, мультиравновесной термобарометрии и псевдосечений. Температура для промежуточной зоны граната с включениями Omp ¹ определена по биминеральному Cpx - Grt термометру (Powell, 1985), а давление установлено по содержанию Jd в Cpx (Holland, 1980). Определение P - T параметров методом

TWEEQU включало расчеты в программном комплексе TWQ (Berman, 1991) с использованием согласованной базы данных (Berman, 1988) и дополнительных программ для расчета TWQ_Comb и TWQ_View, разработанных Д.В. Доливо-Добровольским (ИГГД РАН, г. Санкт-Петербург).

Псевдосекции построены при помощи программного комплекса Perple_X версии 6.7.4 (Connolly, 2005) с термодинамической базой данных (Holland, Powell, 1998) в системе NCTiFMMnASHO с использованием валового состава эклогитов. Содержание воды рассчитывалось с помощью уравнения состояния CORK (Holland, Powell, 1998). Для построения псевдосекций использовались модели твердых растворов: Gt (WPH), Pl (h), $Amph$ (DHP) и $Omph$ (GHP).

U - Pb изотопно-геохронологические исследования цирконов проводились на ионном микрозонде SHRIMP II в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург) по стандартной методике (Larionov et al., 2004; Williams, 1998). Цирконы, помещенные совместно со стандартными цирконами 91500 (Wiedenbeck et al., 1995) и Temora (Black et al., 2003) в эпоксидную матрицу, шлифовались примерно до половины зерен и покрывались слоем 99.999% золота толщиной ~ 100 Å. Внутренняя структура цирконов изучалась в катодолюминесценции. Полученные результаты обрабатывались с помощью программ SQUID v1.12 и ISOPLOT/Ex 3.22 (Ludwig, 2008) с использованием констант распада (Steiger, Jäger, 1977). Поправка на нерадиогенный свинец введена по модели (Stacey, Kramers, 1975) с использованием измеренного отношения $^{204}Pb/^{206}Pb$.

ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ЭКЛОГИТОВ

Эклогиты из центральной части обладают массивной текстурой. Они сложены, главным образом, порфиробластами омфацита (до 30%) и граната (до 40%, рис. 5а). Остальную часть породы слагают Di и Pl , образующие симплектитовые срастания, а также отдельные зерна Hbl и Qz . Аксессорные минералы – Rt , Zo , Ttn , Zr , Ms и Ap .

Клинопироксены. В эклогитах центральной части будины по морфологии и особенностям химического состава можно выделить пять групп клинопироксенов, которые представлены омфацитами и диопсидами.

Омфацит. К первой группе относятся крупные порфиробласти омфацита (Omp ¹, рис. 5б), внутри которых равномерно распределены мелкие включения рутила. В обогащенной натрием центральной части порфиробластов Omp ¹ содержание жадеитового компонента составляет 30–35%, которое на их границах резко снижается до 8–15%. Содержание эгиринового компонента не превы-

¹ Аббревиатуры минералов по (Whitney, Evans, 2010). Числа в индексе у Cpx и Omp обозначают содержание Jd , в степени – генерацию; числа в индексе у Pl – содержание анортитового компонента.

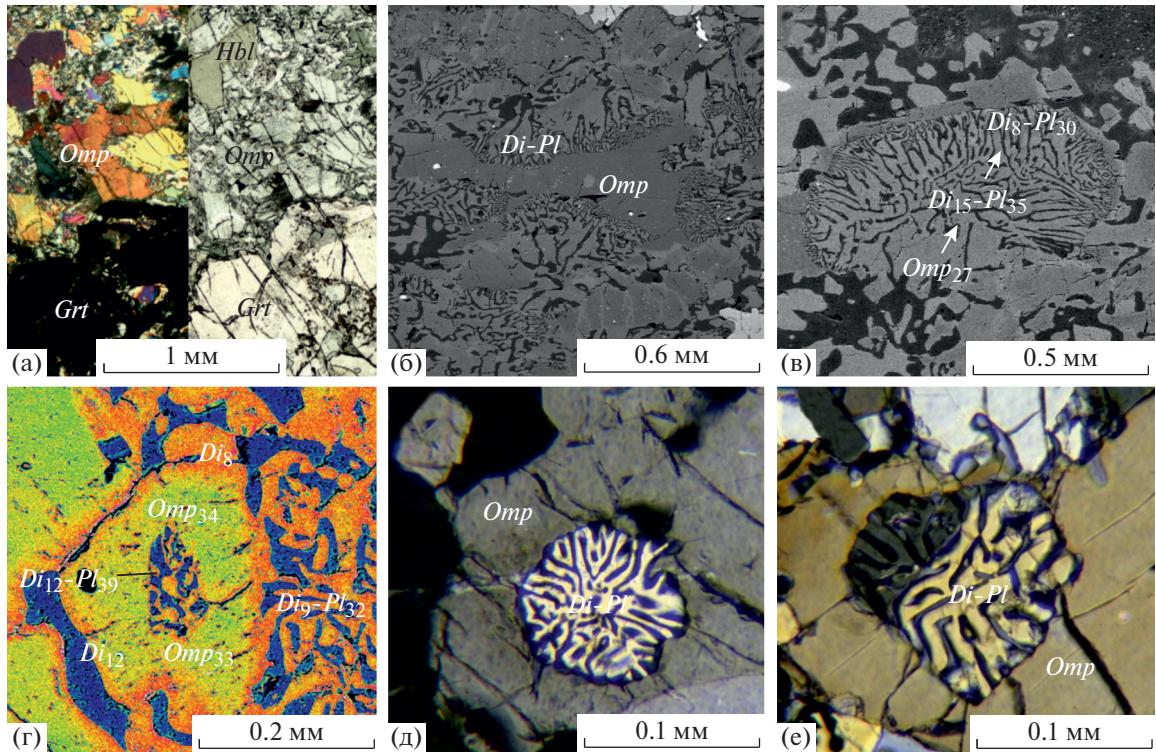


Рис. 5. Микрофотографии массивных слабо измененных эклогитов участка Самылино.

(а) – крупные реликты омфацита и граната в эклогитах (с анализатором и без); (б) – соотношение омфацита и симплектитовых Di - Pl срастаний в породе; (в) – последовательное замещение омфацита Di - Pl симплектитами с постепенным утонением срастаний и снижением содержания жадеитового компонента в клинопироксене; (г) – зерно омфацита с включением Di - Pl симплектитов в центральной части и обрастанием диопсида в краевой части; (д, е) – обособленные Di - Pl симплектитовые включения в монокристаллах омфацита. (б–г) – BSE-изображения; (д, е) – изображения в оптическом микроскопе с анализатором.

шает 10%, а магнезиальность составляет 0.90–0.99% (рис. 6). Вторая группа – это включения омфацита (Omp^2) в гранате, размеры которых варьируют от 0.05 до 0.2 мм (рис. 7а). Содержание жадеитового компонента в омфаците Omp^2 находится в пределах 32–36% и зональность проявляется слабо.

Диопсид. Третья и четвертая группа клинопироксенов включает диопсиды (Di^3 и Di^4), образующий симплектитовые срастания с плагиоклазом в основной ткани породы. В зависимости от толщины пластинок диопсида и плагиоклаза выделяются “толстые” $Di^3 + Pl$ и “тонкие” $Di^4 + Pl$ симплектиты с содержанием 15–20 и 8–9% жадеитового компонента соответственно (рис. 5в). Подобные изменения морфологии и химического состава симплектитов прослеживается на границах крупных порфиробластов Omp^1 . Это (рис. 5в) плавные переходы от омфацита, слагающего порфиробласти, к диопсиду окружающих порфиробласти симплектитовых срастаний с плагиоклазом. Для таких случаев характерно постепенное утонение размеров симплектитовых пластинок диопсида и плагиоклаза с одновременным снижением содерж-

жания жадеита в клинопироксене $Di^3 + Pl \rightarrow Di^4 + Pl$. В ряде случаев наблюдается резкое снижение содержания жадеитового компонента (снижение от 35 до 8–9%) с формированием только тонких $Di^4 + Pl$ симплектитов вокруг Omp^1 .

К отдельной группе клинопироксенов отнесены диопсиды ($Di^{вкл}$) из клинопироксен-плагиоклазовых симплектитов, расположение которых необычно. Эти симплектиты располагаются в центральных частях крупных (до 1 мм в поперечнике) порфиробластов омфацита Omp^1 и выглядят как включения (рис. 5г–5е). Содержание жадеитового компонента в диопсидах $Di^{вкл}$ составляет 6–14%, а количество анортитового компонента в плагиоклазах варьирует от 20–25 до 40% (рис. 5г). Данные включения и вмещающие их омфациты Omp^1 имеют ряд особенностей. Во-первых, граница этих включений клинопироксен-плагиоклазовых симплектитов с вмещающим их омфацитом резкая. Во-вторых, в некоторых симплектитовых включениях по разному углу погасания $Di^{вкл}$ и Pl выделяются (от двух до трех агрегатов $Di^{вкл}$ - Pl) сростки с разной ориентированной плоскостями срастания (рис. 5е). В-третьих, в омфа-

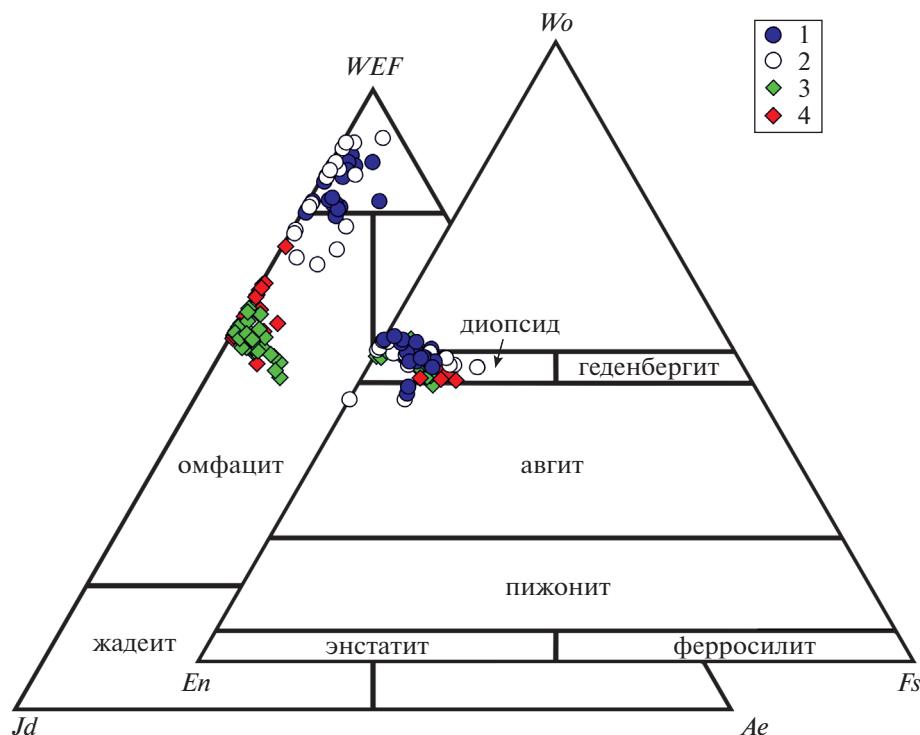
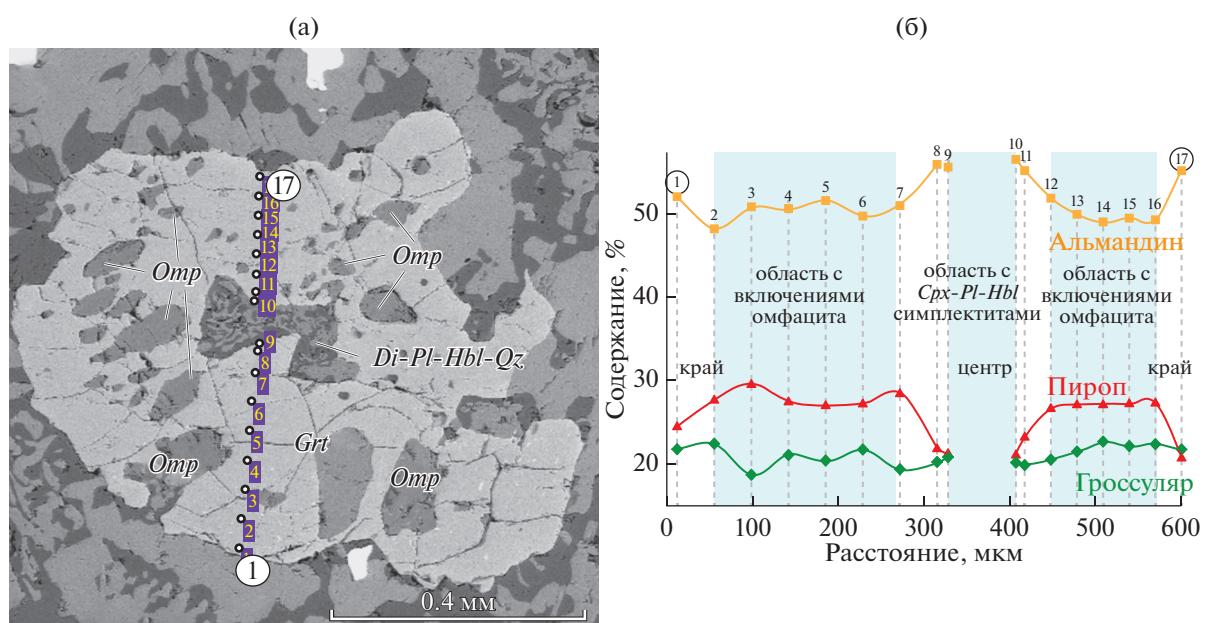


Рис. 6. Диаграмма состава клинопироксена.

1 – включения Di^{8K1} - Pl симплектитов в зернах омфацита и граната; 2 – поздние Di^{3-4} - Pl симплектиты; 3 – Omp^1 в матриксе породы; 4 – Omp^2 включения в гранате; WEF – Ca-Mg-Fe пироксены волластонит-энстатит-ферросилилита.

Рис. 7. Гранат из эклогитов участка Самылино. (а) – зерно граната с зональным расположением минеральных включений: в центральной части – Di - Pl - Hbl симплектиты, в промежуточной части преобладают включения Omp , Qz ($\pm Hbl$, Pl); (б) – диаграмма изменения химического состава граната (а) по профилю 1–17 (BSE-изображение).

так *Omp*¹, содержащих включения *Di*^{вкл}-*Pl* симплектитов, так же как и в омфацитах *Omp*¹ без включений, содержание жадеитового компонента снижается к краевым частям порфиробластов, которые окружены толстыми симплектитами *Di*³-*Pl*, местами окаймленными тонкими симплектитами *Di*⁴-*Pl* (рис. 5г).

Гранат. Зерна граната отличаются сложным зональным строением и высокой концентрацией минеральных включений. В крупных зернах граната выделены три зоны роста: центральная, промежуточная и краевая. Центральная зона — это относительно однородная часть кристалла с равномерно распределенными мелкими (до 0.05 мм) включениями цоизита, кианита, кварца и рутила. Самой важной чертой этой зоны является то, что в центральной части некоторых кристаллов граната располагаются включения *Di*^{вкл}-*Pl* симплектитов, местами содержащие роговую обманку и кварц (рис. 7а). Промежуточная зона окружает центральную и насыщена крупными (до 0.2 мм) включениями *Omp*² (*Jd* 32–36%). К краевой зоне отнесены узкие краевые части кристаллов граната, которые достаточно однородны и содержат редкие включения диопсида, роговой обманки и плагиоклаза. Кристаллы граната окружены *Di*³-*Pl* симплектитами и каймами, состоящими из роговой обманки, плагиоклаза и кварца. Изменения в химическом составе граната коррелируют с характером минеральных включений. Содержание пиропового компонента варьирует от центра кристаллов к их краям: от 20–25% в самом центре до 27–30% в промежуточной части и далее до 22–24% в краевой, альмандинового компонента соответственно от 52–58% до 48–52% и далее до 52–56%, гроссулярового компонента от 20–22% до 19–23% и далее до 22% (рис. 7б).

Плагиоклаз варьирует по составу от олигоклаза (*Pl*₁₈) до андезина (*Pl*₄₇). Выделяются две его основные разновидности: келифитовый плагиоклаз (*Pl*_{18–24}), образующий вместе с амфиболом каймы вокруг граната, и симплектитовый плагиоклаз (*Pl*_{20–40}), представленный червеобразными сростками плагиоклаза и клинопироксена. Симплектитовый плагиоклаз образуется совместно с диопсидом при распаде омфацита. Максимальное содержание анортитового компонента в центральной части зональных зерен плагиоклаза в основной ткани породы достигает 85%. Такие зерна встречаются редко, при этом основной плагиоклаз в их центральной части замещен мелкими чешуйками мусковита.

Роговая обманка присутствует в ассоциации с диопсидом, гранатом и плагиоклазом и относится к двум группам. Первая группа включает эденит и паргасит ($X_{\text{Mg}} = 0.68–0.81$), которые образуют включения в гранате и вместе с диопсидом и плагиоклазом иногда формируют симплектитовые срастания.

Роговая обманка второй группы образует многочисленные каймы вокруг граната, а также каймы вокруг диопсид-плагиоклазовых симплектитов или отдельные зерна в диопсид-плагиоклазовых симплектитах в основной ткани породы. Во вторую группу также включены роговые обманки кальциевой серии, присутствующие в основной ткани породы, — паргасит, магнезиальная роговая обманка, реже чермакит ($X_{\text{Mg}} = 0.70–0.83$).

Минеральные включения и акцессории. В омфаците и гранате присутствуют вкрапления рутила облачной формы размером до 5 мкм. Наиболее высокое содержание рутила, титанита и ильменита обнаружено в участках эклогитов с высоким содержанием граната. В этих участках прослеживается обрастание рутила титанитом, который в дальнейшем обрастает ильменитом. Последний также встречается в клинопироксен-гранатовой массе в виде отдельных крупных (до 0.5 мм) зерен.

ТЕРМОБАРОМЕТРИЯ

P-T параметры метаморфизма определялись отдельно для каждой из зон, выделенных в кристаллах граната: центральной, промежуточной и краевой. Это, в первую очередь, связано с наличием в каждой зоне непосредственных контактов граната и минералов-включений, что является одним из условий локальной равновесности минералов. В то же время определение *P-T* параметров по включениям *Di*-*Pl* симплектитов в монокристаллах омфацита является весьма проблематичным из-за недостатка необходимых парагенетических минералов, необходимых для расчетов.

Результаты расчетов с использованием программного комплекса TWQ и классических геотермобарометров показывают, что *Cpx*-*Pl* (\pm *Hbl*, *Qz*) симплектиты, слагающие включения в центральной зоне кристаллов граната, кристаллизовались при $T = 700–760^\circ\text{C}$ и $P = 12–14.5$ кбар (рис. 8а). Включения омфацита и окружающего их граната в промежуточной зоне кристаллов образовались при $T = 710–820^\circ\text{C}$ и $P = 14–16$ кбар (классический метод расчета, рис. 8б). Краевая зона кристаллов граната сформировалась на следующем этапе ретроградного преобразования эклогитов с образованием кайм из диопсида, роговой обманки, плагиоклаза и кварца (рис. 8в). Этот минеральный парагенезис *Grt* + *Cpx* + *Hbl* + *Pl* + *Qz* кристаллизовался при $T = 650–730^\circ\text{C}$ и $P = 8.5–12$ кбар (рис. 7б).

P-T параметры кристаллизации *Grt*-*Omp* минерального парагенезиса, отражающего около пиковые условия эклогитового метаморфизма, были рассчитаны с помощью валового состава породы из центральной части будины, обр. GR170. Изоплеты составов промежуточной (рис. 7а, 8б) части граната (X_{Ptp} и X_{Grs}) и изоплеты омфацита ($X_{\text{Ca}} = \text{Ca}/(\text{Ca} + \text{Na})$ и $X_{\text{Mg}} = \text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe}^{2+})$) пе-

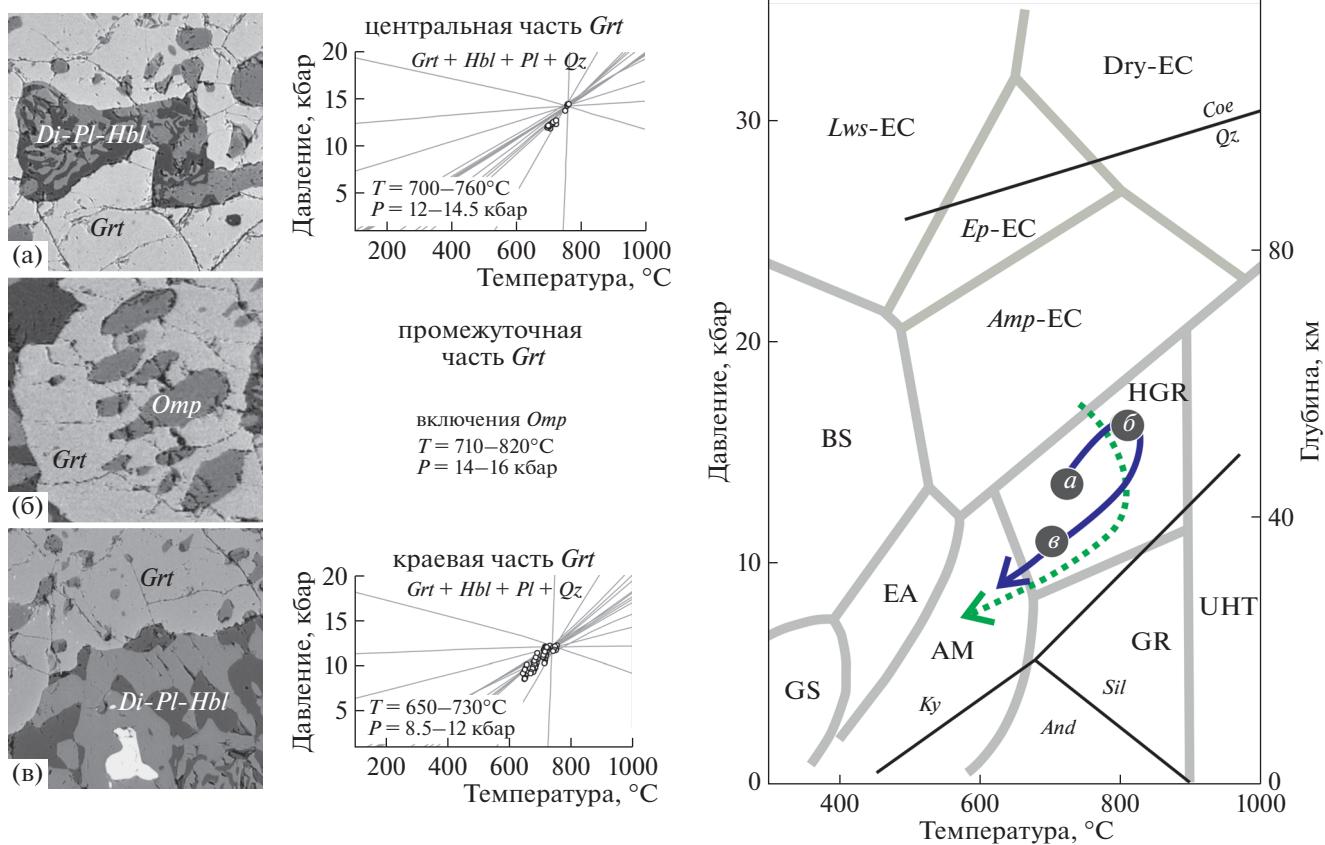


Рис. 8. Микрофотографии зон роста кристаллов граната в реликтах массивных эклогитов в центральной части будины обр. GR170 участка Самылино и результаты расчета P - T параметров их образования. (а–в) – центральная, промежуточная и краевая зоны соответственно (на правой диаграмме в кружках a , b – P - T параметры рассчитаны по программному комплексу TWQ (Berman, 1991); b – по (Powell, 1985) и (Holland, 1980)). P - T диаграмма с P - T - t трендом, отражающим метаморфическую историю самылинских эклогитов; для сравнения зеленым пунктиром показан P - T - t тренд метаморфической эволюции палеопротерозойских эклогитов о. Столбиха (Максимов, 2019б). Фации метаморфизма: GS – зеленых сланцев, EA – эпидот-амфиболитовая, AM – амфиболитовая, GR – гранулированная, HGR – высокобарная гранулитовая, UHT – область сверхвысоких температур, BS – голубых сланцев, Amp-EC – амфибол-эклогитовая, Ep-EC – эпидот-эклогитовая, Lws-EC – лавсонит-эклогитовая, Dry-EC – область сухих эклогитов.

рессекаются в узкой области при $T = 750$ – 800°C и $P = 14$ – 16 кбар (рис. 9). Эти значения соответствуют параметрам зоны перехода от эклогитовой фации метаморфизма к высокобарной гранулированной фации, которая характеризуется появлением плагиоклаза.

ГЕОХРОНОЛОГИЯ

Цирконы были выделены из обр. GR170, отобранного в центральной части тела эклогитов (рис. 1б). Из пробы массой около 500 г было сепарировано 142 зерна циркона. Популяция цирконов по размерам была разделена на две фракции: крупные 50–150 мкм и мелкие 20–50 мкм. По морфологическим особенностям среди цирконов выделяются три группы (рис. 10): 1) окружные однородные светлые в CL-изображении зерна с редкими минеральными включениями. Такие зерна распро-

странены как в мелкой, так и в крупной фракции. В отдельную подгруппу следует выделить окружные темные однородные в CL-изображении зерна с тонкими светлыми каймами обрастания; 2) удлиненно-призматические ($K_{уд} = 2$ – 3) зерна с темными зональными в CL-изображении ядрами и с тонкими светлыми каймами вокруг них. Эта группа отмечена только в крупной фракции; 3) изометричные, относительно крупные (около 100 мкм) зерна с многочисленными окружными минеральными включениями, представленными *Omp* (*Jd* 26, 34%), *Zo*, *Qz*, *Dol* (рис. 10д).

Измеренные $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возраста цирконов варьируют в широких пределах от 3008 до 1750 млн лет (табл. 1, рис. 11а), но при этом отмечается несколько пиков на графике их распределения: 2.8, 2.7, 2.46, 1.9 млрд лет. Цирконы отличаются также по соотношению Th/U: выделяются разности с низкими значениями $\text{Th}/\text{U} < 0.1$ – 0.2 , что обычно

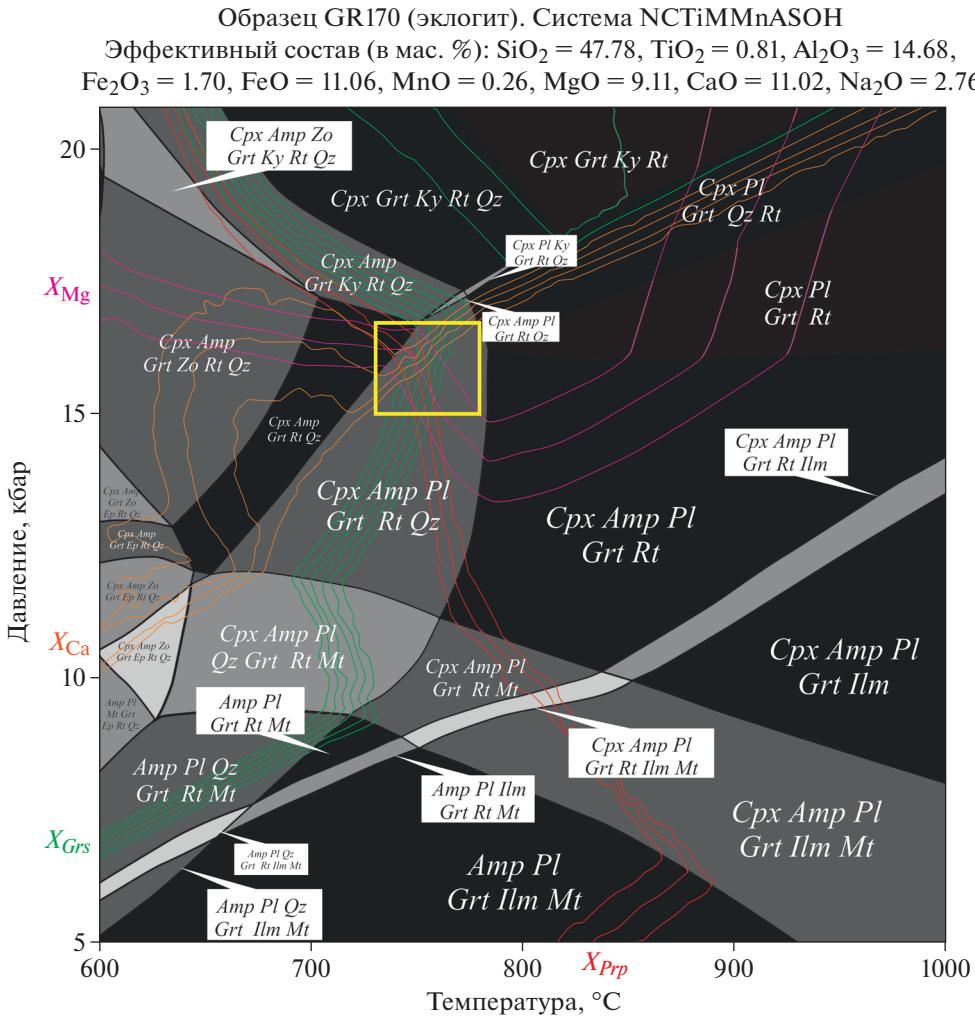


Рис. 9. P - T псевдосекция в системе NCTiMMnASOH для эклогита, обр. GR170. Цветными линиями показаны изоплеты составов Grt и Cpx . Желтым квадратом обозначена область пересечения изоплет Grt и Cpx .

характерно для метаморфических цирконов, и разности с высокими значениями $\text{Th}/\text{U} > 0.1\text{--}0.2$, что типично для магматических цирконов (Corfu et al., 2003; Wu, Zheng, 2004). Исходя из этого, среди разновозрастных цирконов магматическую природу имеют только цирконы архейских ядер (рис. 11б).

По результатам анализа изображений цирконов в катодолюминесценции (CL) и их $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возраста в рассматриваемых эклогитах выделено пять групп (рис. 10а–10д): (1) ядра мезо-неоархейского возраста с осцилляторной зональностью, (2) архейские фрагменты зерен однородные низкоурановые, (3) ядра палеопротерозойского возраста однородные высокоурановые, (4) зерна и каймы однородные низкоурановые архейского возраста и (5) такие же, но палеопротерозойские.

1. Ядра мезо-неоархейского возраста характеризуются осцилляторным типом зональности

(рис. 10а), который характерен для магматогенных цирконов (Corfu et al., 2003; Wu, Zheng, 2004). Относительно низкие (умеренные) содержания (<100 ppm) урана (5 результатов из 6) допускают невысокую степень метамиктности и, следовательно, лишь незначительное нарушение возраста. Высокие (0.2–0.88) значения Th/U (рис. 11б) позволяют интерпретировать их как цирконы магматического генезиса (Hoskin, Schaltegger, 2003). Средневзвешенный $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возраст данной группы ядер (аналитические точки 5.1, 7.1, 9.1, 10.1, 27.1) оценивается в 2787 ± 23 млн лет (рис. 12а, 12б) и может служить весьма условной оценкой возраста (около 2.8 млрд лет) ранних магматогенных цирконов, т.е. протолита, например габбро.

2. Мелкие округлые однородные светлые в CL-изображении и низкоурановые (3–9 ppm) фрагменты зерен с очень значительными вариациями

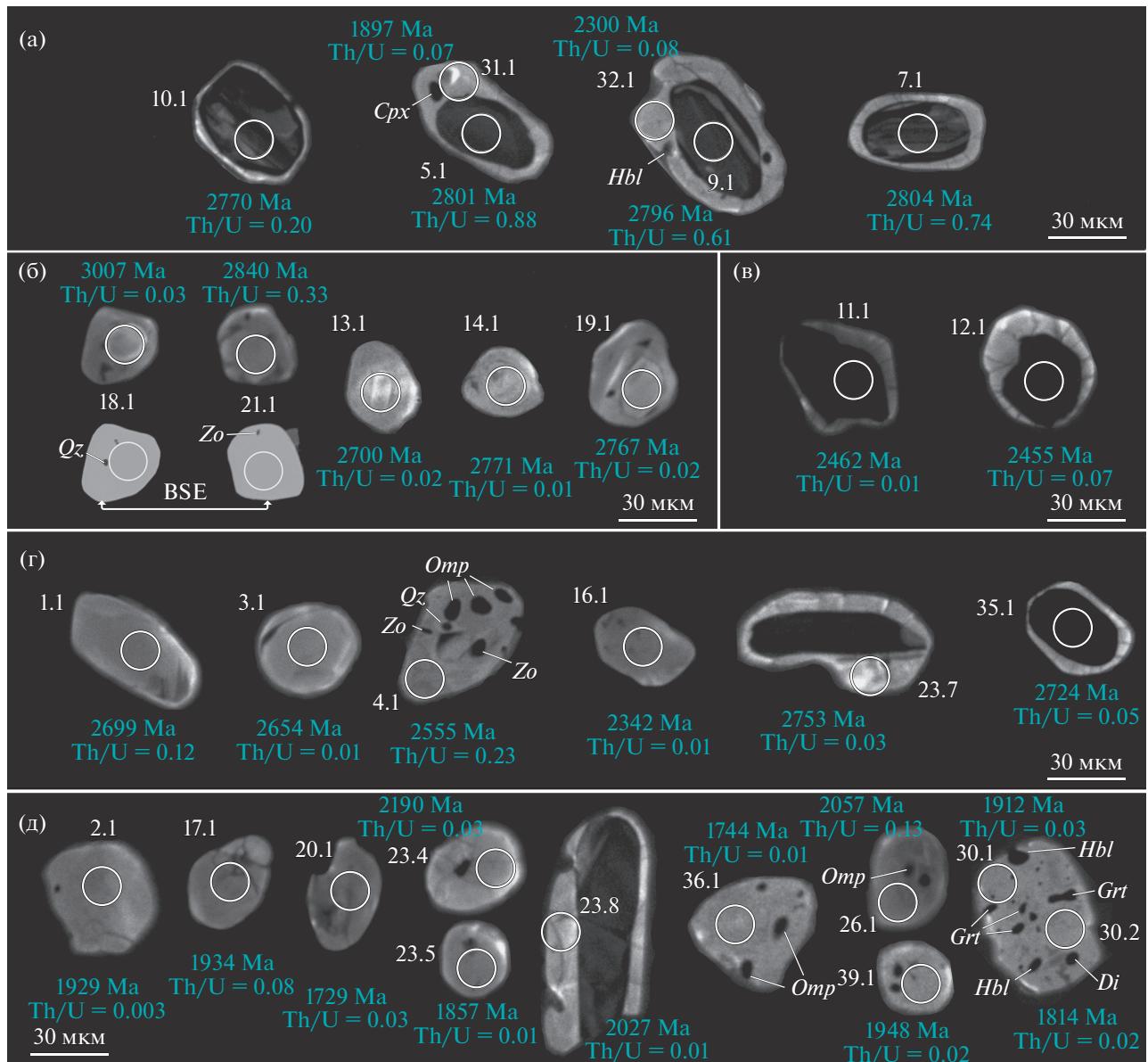


Рис. 10. Изображение датированных кристаллов циркона в катодолюминесценции и двух зерен в отраженных электронах (BSE, т. 18.1 и 21.1) из эклогитов участка Самылино.

На рисунке отмечены аналитические точки датирования (табл. 1), Ma – $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возрасты циркона в млн лет, Th/U – отношения и минеральные включения.

Th/U: от 0.03 до 0.33 (табл. 1, рис. 10б). По-видимому, среди этих цирконов присутствуют как метаморфогенные, так и магматические разновидности. $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возраст этих цирконов варьирует от 3007 до 2700 млн лет (табл. 1), что указывает на полихронный характер их формирования и ксеногенность.

3. Ядра темные в CL-изображении, однородные и с низкими (0.01–0.07) значениями Th/U (рис. 10в). Цирконы этой группы характеризуются очень высоким содержанием урана (935–4325 ppm). Эти характеристики позволяют рассматривать их

как метаморфогенные (Hoskin, Schaltegger, 2003). $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возраст этих цирконов составляет 2462 ± 3 и 2455 ± 7 млн лет, т.е. около 2.46 млрд лет (табл. 1).

4. В данную группу объединены светлые в CL-изображении (за исключением зерна 35.1 – оно темное в CL) цирконы. Они формируют как внешние каймы, так и целые зерна (рис. 10г). Эти низкоурановые (1–28 ppm) цирконы с преобладающими низкими Th/U < 0.1 (19 результатов из 22) значениями, несомненно, имеют метаморфогенную природу. Важно отметить существование

Таблица 1. Результаты U-Pb изотопных исследований пирконов участка Самылино, обр. GR170

Точка анализа	$^{206}\text{Pb}_{\text{c}}$, %	U, ppm	Th, ppm	$\frac{^{232}\text{Th}}{^{238}\text{U}}$	$^{206}\text{Pb}^*$, ppm	Возраст, млн лет		$D, \%$	$\frac{^{238}\text{U}}{^{206}\text{Pb}^*}$	$\pm\%$	$\frac{^{207}\text{Pb}^*}{^{235}\text{U}}$	$\pm\%$	$\frac{^{206}\text{Pb}^*}{^{238}\text{U}}$	$\pm\%$	Rho		
						^{207}Pb	^{206}Pb										
1.1	0.00	5	0.6	0.12	2.27	2753 ± 97	2699 ± 74	-2	1.877	4.3	0.185	4.5	13.592	6.2	0.533	4.3	.693
2.1	0.65	9	0.02	0.00	2.62	1893 ± 62	1929 ± 110	2	2.930	3.8	0.118	6.0	5.560	7.1	0.341	3.8	.531
3.1	2.25	7	0.1	0.01	3.12	2650 ± 90	2654 ± 110	0	1.951	4.2	0.180	6.6	12.631	7.8	0.508	4.2	.530
4.1	0.44	14	63	0.23	5.87	2529 ± 71	2555 ± 57	1	2.078	3.4	0.170	3.4	11.240	4.8	0.48	3.4	.710
5.1	0.11	70	60	0.88	32.9	2803 ± 43	2801 ± 17	0	1.835	1.9	0.197	1.1	14.791	2.2	0.545	1.9	.874
6.1	0.12	81	60	0.77	36.6	2719 ± 43	2695 ± 17	-1	1.905	1.9	0.185	1.0	13.364	2.2	0.525	1.9	.883
7.1	0.00	91	65	0.74	44.1	2882 ± 43	2804 ± 14	-3	1.774	1.9	0.197	0.9	15.332	2.1	0.564	1.9	.903
8.1	0.00	100	63	0.65	45.5	2749 ± 42	2727 ± 17	-1	1.880	1.9	0.188	1.0	13.810	2.1	0.532	1.9	.882
9.1	0.00	103	61	0.61	48.2	2809 ± 42	2796 ± 16	0	1.831	1.9	0.196	1.0	14.781	2.1	0.546	1.9	.886
10.1	0.07	262	51	0.20	112	2607 ± 37	2770 ± 11	6	2.006	1.7	0.193	0.6	13.283	1.8	0.499	1.7	.937
11.1	0.00	4325	63	0.01	1950	2714 ± 36	2462 ± 3	-9	1.910	1.6	0.161	0.4	11.594	1.6	0.524	1.6	.994
12.1	0.01	935	63	0.07	373	2457 ± 38	2455 ± 6	0	2.155	1.9	0.160	0.4	10.232	1.9	0.464	1.9	.980
13.1	0.68	7	0.1	0.02	3.12	2550 ± 90	2700 ± 73	6	2.056	4.3	0.185	4.4	12.391	6.2	0.485	4.3	.691
14.1	0.00	9	0.1	0.01	3.84	2685 ± 78	2771 ± 69	3	1.943	3.5	0.194	4.2	13.781	5.5	0.517	3.5	.643
15.1	0.00	8	0.2	0.03	1.63	1412 ± 49	1466 ± 90	4	4.080	3.9	0.092	4.8	3.114	6.1	0.245	3.9	.630
16.1	0.00	4	0.05	0.01	1.44	2316 ± 110	2342 ± 95	1	2.310	5.6	0.150	5.5	8.922	7.8	0.432	5.6	.709
17.1	0.00	16	1.3	0.08	5.06	2020 ± 56	1934 ± 65	-4	2.717	3.2	0.119	3.6	6.012	4.8	0.368	3.2	.665
18.1	0.00	3	0.1	0.03	1.39	2989 ± 140	3007 ± 84	1	1.695	5.8	0.224	5.2	18.231	7.8	0.590	5.8	.744
19.1	0.00	6	0.1	0.02	2.93	2721 ± 89	2767 ± 67	2	1.904	4	0.193	4.1	13.961	5.7	0.525	4	.701
20.1	0.48	32	0.9	0.03	6.46	1337 ± 30	1729 ± 75	29	4.342	2.5	0.106	4.1	3.364	4.8	0.230	2.5	.517
21.1	0.00	3	1	0.33	1.84	2744 ± 100	2840 ± 74	3	1.884	4.7	0.202	4.6	14.762	6.5	0.531	4.7	.715
22.1	2.29	10	0.55	0.06	3.12	2028 ± 128	2562 ± 88	+24	2.705	7.4	0.170	5.3	8.689	9.1	0.370	7.4	.813
23.1	0.64	11	0.16	0.02	3.46	1997 ± 57	1927 ± 83	-4	2.754	3.3	0.118	4.6	5.909	5.7	0.363	3.3	.580
23.2	0.67	11	0.29	0.03	3.09	1879 ± 72	1990 ± 92	+6	2.955	4.4	0.122	5.2	5.705	6.8	0.338	4.4	.649
23.3	3.57	8	0.18	0.02	2.48	1938 ± 94	1496 ± 306	-34	2.852	5.6	0.093	16.2	4.516	17.1	0.351	5.6	.327
23.4	0.10	614	20	0.03	189	1979 ± 45	2190 ± 13	+11	2.783	2.7	0.137	0.7	6.789	2.8	0.359	2.7	.965
23.5	0.31	16	0.09	0.01	4.82	1960 ± 65	1857 ± 83	-6	2.814	3.9	0.114	4.6	5.562	6.0	0.355	3.9	.644
23.6	2.36	5	0	0.01	1.28	1552 ± 165	1726 ± 210	+11	3.673	12.0	0.106	11.4	3.967	16.6	0.272	12.0	.724

Таблица 1. Окончание

Точка анализа	$^{206}\text{Pb}_c$, %	U, ppm	Th, ppm	^{232}Th $\frac{^{206}\text{Pb}^*}{^{238}\text{U}}$		$^{206}\text{Pb}^*$, ppm		Возраст, млн лет		$\frac{^{238}\text{U}}{^{206}\text{Pb}^*}$		$\frac{^{207}\text{Pb}^*}{^{206}\text{Pb}^*}$		$\frac{^{207}\text{Pb}^*}{^{235}\text{U}}$		$\frac{^{206}\text{Pb}^*}{^{238}\text{U}}$		Rho	
				$^{206}\text{Pb}^*$, ppm	$^{206}\text{Pb}^*$, ppm	^{207}Pb	^{206}Pb	Age, millions of years	$D, \%$	$\frac{^{238}\text{U}}{^{206}\text{Pb}^*}$	$\pm \%$	$\frac{^{207}\text{Pb}^*}{^{206}\text{Pb}^*}$	$\pm \%$	$\frac{^{207}\text{Pb}^*}{^{235}\text{U}}$	$\pm \%$	$\frac{^{206}\text{Pb}^*}{^{238}\text{U}}$	$\pm \%$	$\frac{^{206}\text{Pb}^*}{^{238}\text{U}}$	$\pm \%$
23.7	0.00	28	1	0.03	12.6	2733 ± 124	2753 ± 218	+1	1.894	5.6	0.191	13.2	13.929	14.4	0.528	5.6	.388		
23.8	1.44	20	0.22	0.01	5.93	1917 ± 77	2027 ± 135	+6	2.888	4.7	0.125	7.6	5.963	9.0	0.346	4.7	.521		
23.9	6.48	11	0.15	0.01	3.40	1977 ± 84	2219 ± 175	+13	2.787	4.9	0.139	10.1	6.893	11.2	0.359	4.9	.440		
24.1	1.99	12	0.23	0.02	3.81	2029 ± 65	2401 ± 95	+18	2.704	3.7	0.155	5.6	7.899	6.7	0.370	3.7	.554		
25.1	0.25	10	0.25	0.03	3.17	2015 ± 61	1880 ± 80	-8	2.725	3.5	0.115	4.4	5.818	5.7	0.367	3.5	.624		
26.1	7.53	1	0.14	0.13	0.30	1808 ± 179	2057 ± 558	+14	3.089	11.3	0.127	31.6	5.669	33.6	0.324	11.3	.337		
27.1	0.56	20	3.10	0.16	9.04	2778 ± 60	2751 ± 36	-1	1.856	2.7	0.191	2.2	14.188	3.4	0.539	2.7	.775		
28.1	4.84	8	0.13	0.02	2.93	2203 ± 74	2563 ± 114	+17	2.455	4.0	0.171	6.8	9.582	7.9	0.407	4.0	.504		
29.1	0.28	7	0.10	0.01	2.65	2241 ± 78	1915 ± 85	-20	2.406	4.1	0.117	4.7	6.719	6.2	0.416	4.1	.657		
29.2	1.54	7	0.09	0.01	2.08	1850 ± 67	1821 ± 133	-2	3.008	4.2	0.111	7.3	5.102	8.5	0.332	4.2	.495		
30.1	0.33	5	0.04	0.01	1.79	2136 ± 93	1912 ± 79	-14	2.545	5.1	0.117	4.4	6.340	6.7	0.393	5.1	.760		
30.2	0.61	8	0.17	0.02	2.17	1787 ± 60	1814 ± 91	+2	3.130	3.8	0.111	5.0	4.883	6.3	0.319	3.8	.610		
31.1	6.26	13	0.94	0.07	4.26	2034 ± 67	189 ± 198	-8	2.696	3.9	0.116	11.0	5.937	11.7	0.371	3.9	.331		
32.1	1.08	16	1.20	0.08	4.56	1858 ± 46	2300 ± 79	+22	2.994	2.9	0.146	4.6	6.723	5.4	0.334	2.9	.529		
33.1	0.01	1737	36	0.02	641	2305 ± 25	2611 ± 3	+14	2.326	1.3	0.176	0.2	10.405	1.3	0.430	1.3	.990		
33.2	1.96	108	4	0.04	29.2	1767 ± 26	2326 ± 35	+27	3.171	1.7	0.148	2.0	6.445	2.7	0.315	1.7	.643		
34.1	0.11	1206	54	0.05	389	2054 ± 24	2291 ± 8	+12	2.664	1.3	0.145	0.5	7.520	1.4	0.375	1.3	.941		
35.1	0.02	526	25	0.05	230	2653 ± 30	2724 ± 6	+3	1.964	1.4	0.188	0.3	13.192	1.4	0.509	1.4	.970		
36.1	1.29	11	0.12	0.01	3.07	1785 ± 55	1744 ± 107	-3	3.135	3.5	0.107	5.8	4.695	6.8	0.319	3.5	.516		
37.1	6.14	12	0.47	0.04	3.77	2035 ± 63	2257 ± 144	+11	2.694	3.6	0.142	8.4	7.291	9.1	0.371	3.6	.396		
38.1	0.74	22	6.23	0.29	7.98	2282 ± 50	2534 ± 55	+12	2.354	2.6	0.168	3.3	9.818	4.2	0.425	2.6	.622		
39.1	0.00	11	0.16	0.02	3.19	1898 ± 57	1948 ± 82	+3	2.921	3.5	0.119	4.6	5.640	5.7	0.342	3.5	.605		

Примечание. Номера аналитических точек соответствуют номерам на рис. 11. Ошибки возраста для доверительного интервала 1σ; Pb_c и Pb^* – нерадиогенетический и радиогенетический свинец соответственно. Ошибка калибровки стандарта (1σ) – 0.35%. Коррекция на Pb_c по измеренному ^{204}Pb . D – дискордантность. Rho – коэффициент корреляции ошибок.

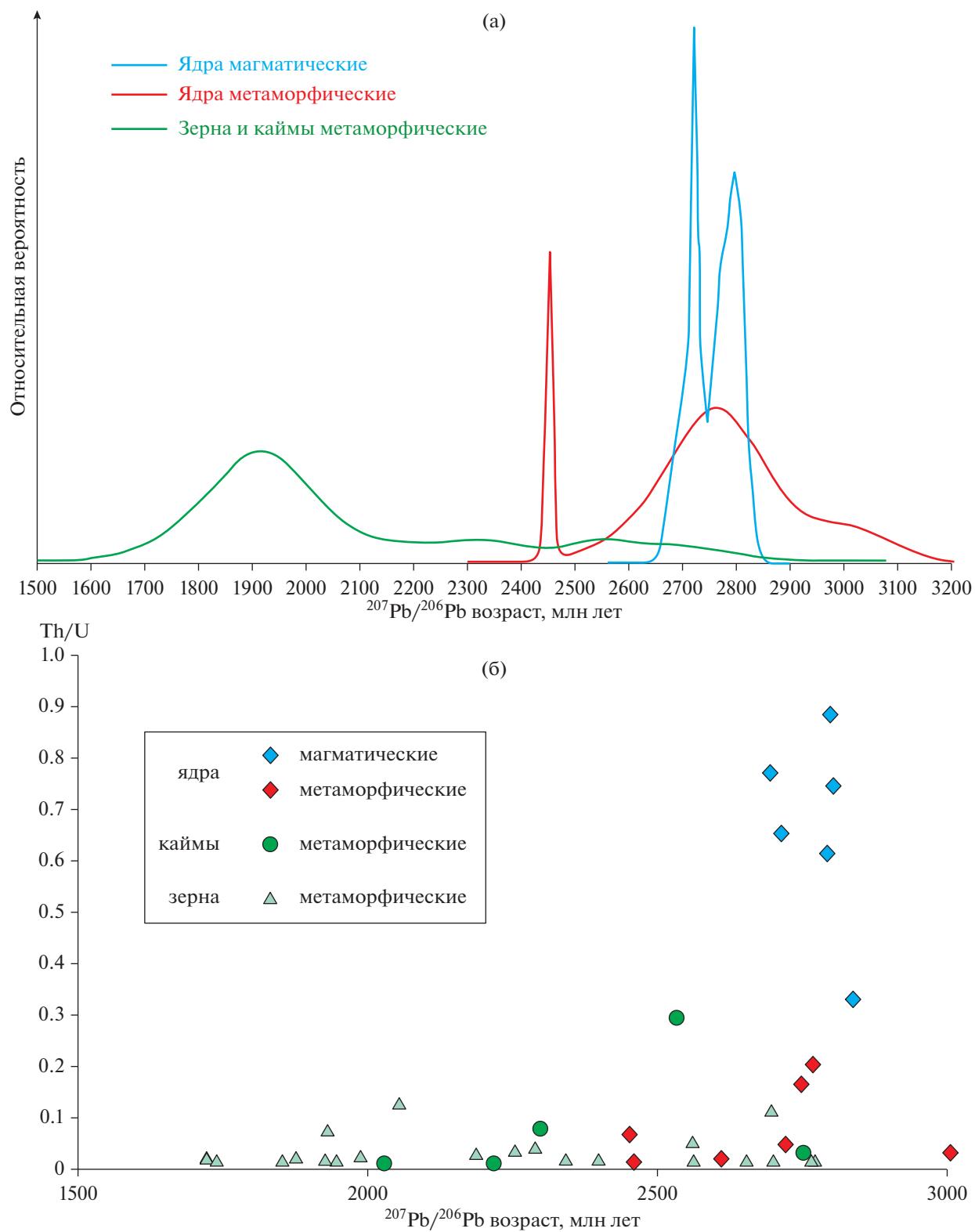


Рис. 11. Плотность распределения возраста (а) и диаграмма Th/U–возраст (б) для цирконов из эклогитов участка Самилино.

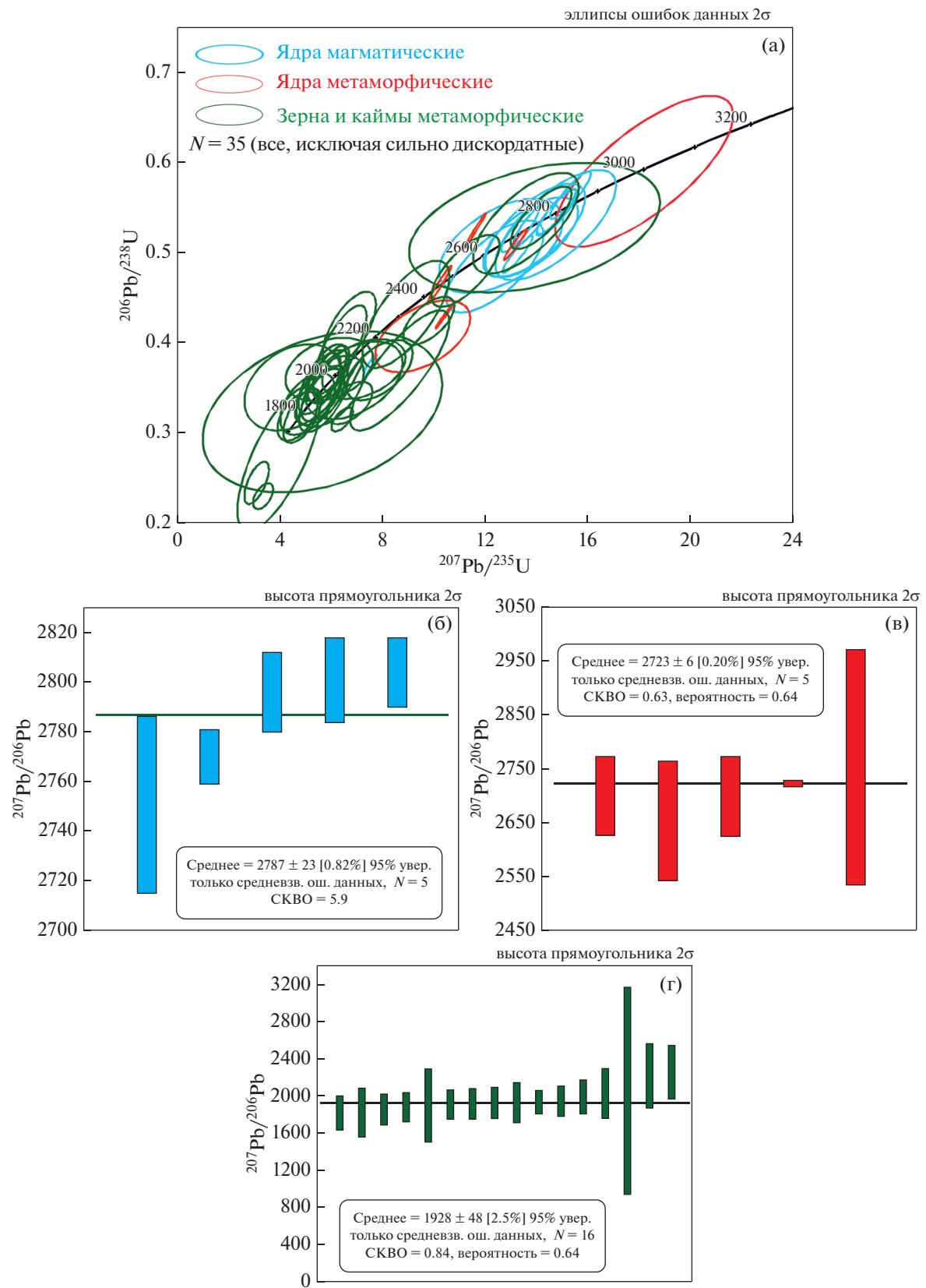


Рис. 12. Геохронологические данные для циркона из эклогитов участка Самылино.

(а) U-Pb диаграмма с конкордией для всех ($N = 50$) аналитических точек; (б-г) гистограммы $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возрастов для: (б) – магматических ядер (рис. 10а), (в) – архейских метаморфических зерен и кайм (рис. 10б), (г) – палеопротерозойских метаморфических кайм и зерен (рис. 10д).

неоархейских метаморфогенных цирконов, формирующих каймы (рис. 10г, точка 23.7). Этот факт позволяет уверенно выделять неоархейское термальное событие. Однако имеющиеся данные не позволяют его надежно связать с определенным типом метаморфизма, так как в них не установлены минеральные включения. Лишь в одном зерне (точка 4.1) с $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возрастом 2555 ± 57 млн лет отмечены минеральные включения омфацита, цоизита и кварца (рис. 10г), типичные для эклогитов. Однако столь важные включения находятся за пределами датируемой зоны (возможно, в более молодой кайме) кристалла (рис. 10г). Второго зерна с аналогичными характеристиками установить не удалось. U-Pb конкордантный возраст этой группы оценивается в 2690 ± 45 млн лет (CKBO = 0.096) по двум аналитическим точкам (1.1, 3.1), а $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ средневзвешенный возраст в 2723 ± 6 млн лет по пяти точкам (1.1, 3.1, 13.1, 23.1, 35.1) (рис. 12в). Последний может служить более надежной оценкой возраста этой группы.

5. Цирконы данной группы полностью аналогичны предыдущей по морфологическим особенностям и строению (в CL однородные с яркой люминесценцией и низкими значениями Th/U). Однако они имеют иной $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возраст – палеопротерозойский (рис. 10д). Цирконы этой группы резко преобладают среди других. Средневзвешенный $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возраст цирконов этой группы оценивается в 1928 ± 48 млн лет (CKBO = = 0.84; N = 16) (рис. 12г). Некоторые из этих зерен содержат включения цоизита, граната, диопсида, амфибола, омфацита (рис. 10д), что позволяет уверенно связать их с проявлением позднего эклогитового метаморфизма.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

История деформаций

Проведенные детальные картировочные и структурные работы показали, что изученные амфиболиты будины с реликтами эклогитов сохранили наиболее полную деформационную и метаморфическую историю развития пород участка Самылино. В этой истории можно выделить несколько этапов. Раннее метаморфическое событие представлено реликтами массивных эклогитов в центральных частях будины, где преобладает эклогитовый минеральный парагенезис *Omp + Grt + Qz + Rt*, частично замещенный диопсид-плагиоклазовыми симплектитами. Массивная текстура реликтовых эклогитов указывает на их кристаллизацию в изотропном поле напряжений, т.е. в статических условиях. Эклогитовому метаморфизму подвергались линзовидные тела мезоархейских габброидов/базитов.

Наиболее ранняя деформация этих линзовидных тел габброидов, претерпевших эклогитовый

метаморфизм, привела к их будинажу. Во время этой деформации, вероятно, началось разделение центральной части будины на несколько линзообразных фрагментов, удлиненных параллельно простиранию исходного эклогитизированного тела базитов (рис. 16). Таким образом, эта деформация протекала в анизотропном поле напряжений в динамических условиях. В центральных частях этих линзообразных фрагментов сохранились массивные эклогиты, и из наиболее массивного фрагмента был взят обр. GR170 для геохронологического датирования. Разлинование сопровождалось мигматизацией эклогитов, выразившейся во внедрении вдоль границ линзовидных фрагментов гранитоидного жильного материала, а также амфиболизации и рассланцевания их краевых частей.

Последующие процессы деформации привели к дальнейшему рассланцеванию краевых частей линзообразных фрагментов будины, расширению зон амфиболизации и мигматизации и увеличению степени ретроградных преобразований массивных эклогитов. Особенностью этих процессов является их протекание в условиях правосторонних горизонтальных движений вдоль линии СВ–ЮЗ в режиме простого сдвига. В результате в почти полностью амфиболизированных эклогитах и в окаймляющем их гранитоидном жильном материале образовались сигмоидальные изгибы, а часть мелких полностью амфиболизированных фрагментов базитов приобрела сигмоидальную морфологию, характерную для структур простого сдвига (рис. 2г–2е). Сигмоидальные структуры образовались и во вмещающих ТТГ-гнейсах, в которых они в силу более высокой пластичности этих пород затушеваны плоскопараллельными деформационными текстурами (рис. 2ж). Все описанные выше структурные формы отнесены к образованиям главного этапа деформации – правостороннего горизонтального сдвигового течения вдоль линии СВ–ЮЗ.

В южной краевой части будины образовались две асимметричные складки и, скорее всего, они возникли на последних стадиях главного этапа деформации. На это указывает то, что общее для складок короткое крыло было сорвано при таком же правостороннем характере движения и залечено гранитоидным жильным материалом, близким таковому в центральных частях будины. Однако ограниченное число структурных данных не позволяет полностью исключить значительный разрыв во времени между главной деформацией будины и последующим формированием складок.

Кроме разлинования и сопутствующих процессов деформации и метаморфизма, еще одной отличительной чертой будины является развитие в ее краевых частях метаморфической полосчатости (рис. 1б, 2а, 2б). Она отражает значительное увели-

чение степени ретроградных преобразований эклогитов от центра будины к ее краям, формирующих в будине метаморфическую зональность. В северной краевой части эта полосчатость ярко подчеркнута жильным материалом мигматитов (рис. 1б, 2а), что указывает на ее формирование не позднее главного этапа деформации. В то же время в южной краевой части полосчатые ретроградно преобразованные эклогиты не мигматизированы, смяты в складки и прорваны поздним гранитоидным материалом, внедрившимся во время складкообразования. Учитывая неопределенность времени складкообразования относительно главного этапа деформации, время образования этого типа полосчатости также остается неопределенным.

Самый поздний этап деформации проявился в интенсивном рассланцевании и амфиболизации узких краевых частей будины. В отличие от внутренних амфиболизированных частей будины, они не мигматизированы. Этот этап коррелируется с самыми поздними ретроградными преобразованиями будины в условиях амфиболитовой фации.

Сопоставление структурных форм, наблюдавшихся в будине и вмещающих ТТГ-гнейсах, со структурами, описанными в Гридинском эклогитсодержащем меланже (Babarina, Sibelev, 2015), и особенно со структурными формами в будине амфиболитов с реликтами эклогитов о. Столбиха (Balagansky et al., 2019) показывает их принципиальное сходство. Прежде всего, общий стиль деформаций самылинских пород сопоставим с таковым в архейских эклогитах Гридинской зоны меланжа в целом. Речь идет о том, что архейские ТТГ-гнейсы сильно мигматизированы и насыщены рассланцованными будинами и линзами амфиболитов, многие из которых содержат реликты эклогитовых минеральных парагенезисов в их центральных частях и прорываются в целом слабо деформированными палеопротерозойскими дайками базитов (Babarina, Sibelev, 2015). На о. Столбиха почти полностью амфиболизированные эклогиты прорваны гранитоидами с возрастом 2.65 млрд лет (Balagansky et al., 2019). Палеопротерозойские деформации, в отличие от архейских, проявились только в локальных зонах интенсивного рассланцевания (сдвигового течения с очень высокой величиной деформации простого сдвига).

На образование будины амфиболитов с реликтами эклогитов и структурных форм в ней на участке Самылино в архейское время, кроме общего стиля деформации, указывает сходство их ориентировки с таковой структурных форм в будине с реликтами эклогитов о. Столбиха. В обеих будинах плоскостные текстуры имеют северо-восточное простиранение, почти перпендикулярное северо-западному простираннию Гридинской зоны эклогитсодержащего меланжа, и под углами

от 30° до 50° падают в юго-восточном направлении. При этом полюсы сланцеватости и полосчатости внутри будин одинаково рассеяны по близким друг к другу дугам большого круга и почти одинаково ориентированы по π -осям (рис. 4). На участке Самылино π -ось отвечает усредненному положению шарниров сигмоидальных изгибов, а на о. Столбиха π -оси практически параллельны шарнирам лежачих сжатых и поздних прямых открытых складок.

Метаморфическая история

Наиболее ранний парагенезис метаморфических минералов ($Di^{вкл}-Pl$) \pm Grt сохранился только во включениях внутри монокристаллов (порфиробластов) граната и омфацита, сложенных $Di^{вкл}-Pl$ симплектитами. Необходимо подчеркнуть, что эти включения располагаются только в центральных частях монокристаллов омфацита и граната. Тем самым омфацит и особенно гранат изолировали включения $Di^{вкл}-Pl$ симплектитов от всех последующих ретроградных изменений эклогитов. $Di^{вкл}-Pl$ симплектиты развиваются в декомпрессионных условиях только за счет омфацита (Mussel, Griffin, 1973). Отсюда следует вывод, что в рассматриваемом случае эти симплектиты заместили омфацит в процессе ретроградных преобразований ранних эклогитов, предшествовавших позднему широкому проявлению эклогитового метаморфизма. Можно предполагать, что эти ретроградные преобразования могли привести к образованию метаморфической полосчатости внутри будины и началу формирования в ней метаморфической зональности. Выше было показано, что метаморфическая полосчатость возникла не позднее главного этапа деформации и сопряженной мигматизации, для которых доказывается архейский возраст. Из этого следует, что ранние эклогитовые парагенезы, возможно, имеют архейский возраст. В пользу этого заключения можно было бы привлечь тот факт, что зерно циркона с включениями цоизита, кварца, омфацита имеет $^{207}Pb/^{206}Pb$ возраст 2555 ± 57 млн лет. Однако это единичное зерно, не имеющее аналогов, а, кроме того, не очевидно, что аналитическая точка и область с минеральными включениями — это единичная часть зерна. Таким образом, неоархейские метаморфогенные цирконы лишь с определенной долей условности можно рассматривать как индикаторы раннего эклогитового этапа метаморфизма.

Наиболее хорошо представлены минеральные парагенезисы следующего, второго этапа метаморфизма, процессы которого протекали также в условиях эклогитового метаморфизма. Эти минеральные парагенезисы доминируют в массивных эклогитах и практически полностью заместили

ранние эклогитовые парагенезисы. Они включают порфиробласты омфацита и граната и когенетичные им рутил, кварц, кианит. Смена ретроградной стадии раннего эклогитового метаморфизма прогрессивной стадией позднего эклогитового метаморфизма отражается в резкой и ровной границе между включениями ранних $Di^{вкл}-Pl$ симплектитов и вмещающими их омфаците Omp^1 и гранате, а также в изменении химической зональности граната с включением ранних $Di^{вкл}-Pl$ симплектитов (рис. 6г–6з). К минералам позднего эклогитового метаморфизма также отнесены порфиробласти граната с мелкими и крупными включениями Omp^2 (парагенезис $Grt + Omp^2$, идентичный парагенезису $Grt + Omp^1$). Второй эклогитовый метаморфизм протекал в статических условиях и, скорее всего, после главного этапа деформации. Возраст этого этапа хорошо маркируется палеопротерозойскими (1928 млн лет) цирконами с включениями омфацита, граната, цоизита.

Третий этап метаморфизма включает ретроградные изменения после образования поздних эклогитов. На первой стадии они маркируются образованием толстых Di^3-Pl симплектитов, которые постепенно замещали порфиробласти кристаллов омфацита Omp^1 и окаймляли их. Толстые Di^3-Pl симплектиты в дальнейшем были частично замещены тонкими Di^4-Pl сростками. При этом уменьшение толщины пластинок диопсида сопровождалось снижением содержания в диопсиде жадеитового компонента. Такое изменение размерности и состава сростков свидетельствует о последовательном снижении давления в ходе декомпрессии пород (Joanny et al., 1991). Вместе с образованием симплектитов начинается процесс амфиболизации внутренних и особенно краевых частей будины, образуется минеральный парагенезис $Grt + Di + Hbl + Pl$ и происходит переход ко второй стадии ретроградного метаморфизма. При дальнейшем снижении $P-T$ условий амфиболизация усиливается и во многих местах приводит к полному уничтожению минеральных парагенезисов позднего эклогитового метаморфизма.

В результате термобарометрических расчетов, полученный $P-T-t$ тренд для метаморфических преобразований самылинских эклогитов характеризуется движением по часовой стрелке (рис. 8), что характерно для орогенного (коллизионного) и субдукционного метаморфизма (Лиханов, 2020). Данный тренд хорошо согласуется с минералогическими признаками наложенных процессов метаморфизма, проявленных в зональных зернах граната с изменением от центра к краю состава минеральных включений ($Di^{вкл}-Pl \rightarrow Omp \rightarrow Di-Pl$). Дополнительным критерием служат вариации содержания пиропового (20–25% → 27–30% → 22–24%) и гроссулярового (20–22% → 19–23% → 22%) компонентов граната, указывающие на смену

раннего проградного этапа последующим ретроградным метаморфизмом (Лиханов, 2020) в эклогитах участка Самылино.

Геохронология

Изотопное датирование цирконов из эклогитов участка Самылино свидетельствует о полихронной истории становления пород: возраст магматических ($Th/U > 0.1$) цирконов из протолита оценивается как мезоархейский (около 2.8 млрд лет), а возраст метаморфогенных ($Th/U < 0.1–0.2$) как неоархейский (около 2.7 млрд лет), раннепалеопротерозойский (около 2.46 млрд лет) и палеопротерозойский (1.93 млрд лет, рис. 11а, 12а–12г). Последнее термальное событие уверенно коррелирует с метаморфизмом в условиях эклогитовой фации на основании того, что цирконы содержат минеральные включения омфацита, граната и цоизита (рис. 10д). Раннепалеопротерозойские (2.46 млрд лет) цирконы близки по времени формирования широко развитым в районе интрузиям габбоноритов, возраст которых оценивается в 2.45–2.39 млрд лет (Слабунов и др., 2011; Володичев и др., 2012; Stepanova, Stepanov, 2010). Возможно, что рассматриваемая группа цирконов формировалась в связи с их внедрением. Однако сопоставить с ними какие-либо имеющиеся в эклогитах минеральные парагенезисы не представляется возможным. Неоархейские цирконы, образующие как отдельные зерна, так и каймы, интерпретируются как метаморфические ($Th/U < 0.1$). Среди этой возрастной группы выделяется зерно с возрастом 2.56 млрд лет, содержащее минеральные включения омфацита и цоизита (рис. 10г), что можно использовать для предположения о существовании неоархейского метаморфизма эклогитовой фации. Однако к этому факту следует относиться весьма осторожно, так как он не установлен в других зернах. Метаморфогенные зерна с возрастом около 2.7 млрд лет содержат только единичные включения цоизита, поэтому их нельзя также рассматривать как надежные индикаторы эклогитового метаморфизма (Rubatto, 2017).

Результаты изотопного датирования цирконов из реликтовых массивных эклогитов участка Самылино указывают на то, что у них есть как сходство, так и отличие от таковых из ретроградно измененных эклогитов о. Столбиха (Володичев и др., 2004; Li et al., 2015; Balagansky et al., 2019; Volodichev et al., 2021). Отличие архейских цирконов из эклогитов рассматриваемого участка от таковых из эклогитов о. Столбиха заключается в том, что самые древние цирконы в самылинских эклогитах имеют возраст около 2.8 млрд лет и обнаруживают магматический генезис ($Th/U > 0.2$, зональное строение). Присутствие в самылинских эклогитах архейских магматических цирконов согласуется с тем, что эти эклогиты могли образо-

ваться по габброидам архейских океанических пород (офиолитового комплекса) Беломорской провинции (Слабунов и др., 2019). В популяции цирконов в эклогитах еще одного детально изученного в БП участка Салма также описаны редкие зерна магматического генезиса, возраст которых достигает 2.9 млрд лет (Mints et al., 2010; Liu et al., 2017). Другое отличие самылинских эклогитов заключается в том, что в них установлены метаморфогенные раннепротерозойские цирконы, которые не были отмечены в ранних эклогитах о. Столбиха. Вместе с тем обращает на себя внимание важное сходство эклогитов Самылино и поздних эклогитов Столбихи. Оно выражается в наличии в них двух наиболее четко выраженных пиков в спектре распределения полученных датировок: неоархейской и палеопротерозойской. При этом в обоих примерах в цирконах двух этих возрастных групп установлены включения омфацита и/или граната (Li et al., 2015; Yu et al., 2017; Volodichev et al., 2021), что доказывает их связь с эклогитовым метаморфизмом.

На о. Столбиха были датированы эклогиты двух групп, отличающихся историей деформационных и метаморфических преобразований: ранние и поздние эклогиты (Balagansky et al., 2019), которые позднее были выделены как эклогиты-1 и эклогиты-2 (Слабунов и др., 2021). Главный суммарный результат датирования эклогитов обеих групп выражается в том, что возрасты метаморфогенных цирконов четко подразделяются на архейские и палеопротерозойские. При этом наблюдается зависимость распределения возрастов от деформационно-метаморфической истории эклогитов. Эклогиты-1 практически полностью ретроградно переработаны и преобразованы в полосчатые породы, испытавшие складчатость. Омфацит, принадлежащий минеральному парагенезису этих пород, сохранился только в виде единичных зерен внутри граната. Все зерна циркона в эклогитах-1 имеют архейский возраст, а палеопротерозойский циркон представлен редкими и очень тонкими фрагментированными каймами вокруг архейского циркона. В то же время в эклогитах-2, которые отличаются массивным обликом и существенно меньшей степенью ретроградных изменений, присутствуют и палеопротерозойские, и архейские цирконы, причем палеопротерозойские цирконы образуют как отдельные кристаллы, так и каймы вокруг архейских зерен циркона (Скублов и др., 2011; Yu et al., 2017; Volodichev et al., 2021). На участке Самылино датированные эклогиты, как и эклогиты-2 о. Столбиха, имеют массивное сложение и характеризуются незначительной степенью ретроградных преобразований, а популяция циркона в них также включает и архейские, и палеопротерозойские метаморфогенные цирконы. Как и в эклогитах о. Столбиха, в самылинских эклогитах мине-

ралы раннего метаморфизма сохранились только в виде единичных включений в порфиробластах минералов, образовавшихся во время поздних метаморфических процессов. Ранее такая же зависимость количества древних и молодых групп циркона в разновидностях одной и той же исходной магматической породы, отличающихся их деформационно-метаморфической историей, была описана в работе (Zinger et al., 1996).

В эклогитах р-на Самылино установлены петрологические признаки двукратного проявления эклогитового метаморфизма и доказано, что поздний из них имеет позднепалеопротерозойский возраст (1.93 млрд лет). Возраст раннего эклогитового метаморфизма надежно не установлен, однако есть некоторые основания полагать, что он был неоархейским так же, как и в эклогитах о. Столбиха (Balagansky et al., 2019). Это хорошо согласуется с полиметаморфической природой Беломорской провинции в целом и геодинамической историей ее формирования (Слабунов и др., 2021).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Изучение измененных эклогитов участка Самылино, расположенных в Гридинском эклогит-содержащем комплексе Беломорской провинции, показало сложную историю метаморфических преобразований пород. В массивных и слабо измененных эклогитах центральной части будины преобладает *Omp + Grt + Rt + Qz* минеральный парагенезис. Крупные порфиробласти граната и омфацита обладают сложным зональным строением, которое связано с изменением их химического состава и набора минеральных включений от центра к краю. Гранаты и омфациты содержат в центральной части кристаллов ранние включения диопсид-плагиоклазовых симплектитов, указывающие на проявление декомпрессионного процесса до основного этапа эклогитизации. В гранате установлены три зоны роста кристаллов (центральная, промежуточная и краевая) и выделены три последовательно образовавшихся метаморфических минеральных парагенезиса. В центральной зоне сохранился самый ранний парагенезис с *Di^{вкл} + Pl* симплектитами, роговой обманкой и кварцем. Формирование этого парагенезиса связано с этапом ретроградного преобразования ранних эклогитов при $T = 700\text{--}760^\circ\text{C}$ и $P = 12\text{--}14.5$ кбар. Второй парагенезис, представленный включениями *Omp (Jd 32\text{--}36%)* и равновесным гранатом из промежуточной зоны, указывает на повторное проявление эклогитового метаморфизма при $T = 710\text{--}820^\circ\text{C}$ и $P = 14\text{--}16$ кбар. Третий *Grt + Cpx + Pl + Hbl* парагенезис в краевой зоне кристаллов отвечает условиям высокобарной амфиболитовой фации ретроградного метаморфизма при $T = 650\text{--}730^\circ\text{C}$ и $P = 8.5\text{--}12$ кбар. По

результатам локального изотопного (SHRIMP II) датирования циркона удалось установить сложную полихронную историю становления эклогитов: возраст магматических цирконов из его протолита оценивается как мезоархейский (около 2.8 млрд лет), а метаморфические преобразования циркона протекали в неоархее (около 2.7 млрд лет), раннем палеопротерозое (около 2.46 млрд лет) и позднем палеопротерозое (1.93 млрд лет). Последнее термальное событие уверенно коррелирует с метаморфизмом в условиях эклогитовой фации.

Результатом представленного в статье анализа геологических, петрологических и геохронологических данных стала детальная характеристика особенностей состава и эволюции эклогитов участка Самылино, из которой следует предположение о двукратном (в палеопротерозое и, наиболее вероятно, в неоархее) проявлении эклогитового метаморфизма в исследованных породах.

Благодарности. Авторы признательны О.И. Володичеву и А.В. Степановой за обсуждение ранних вариантов рукописи, а также рецензентам И.И. Лиханову (г. Новосибирск) и Е.Б. Сальниковой (г. Санкт-Петербург) за ценные замечания, которые позволили существенно улучшить статью.

Источники финансирования. Исследования осуществлялись из средств федерального бюджета на выполнение Государственного задания АААА-А18-118020290085-4 КарНЦ РАН (Институт геологии КарНЦ РАН). Статья является вкладом в реализацию проекта № 509 в рамках International Geoscience Programme (IGCP).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Балаганский В.В.** Главные этапы тектонического развития северо-востока Балтийского щита в палеопротерозое. Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. СПб.: СПбГПУ, 2002. 32 с.
- Бибикова Е.В., Слабунов А.И., Богданова С.В. и др.** Ранний магматизм Беломорского подвижного пояса, Балтийский щит: латеральная зональность и изотопный возраст // Петрология. 1999. Т. 7. № 2. С. 115–140.
- Березин А.В., Травин В.В., Марин Ю.Б. и др.** Новые данные о возрасте (U-Pb, Sm-Nd) и P-T параметрах эклогитизации даек Fe-габбро района с. Гридино (Беломорский подвижный пояс) // Докл. АН. 2012. Т. 444. № 6. С. 644–649.
- Володичев О.И.** Беломорский комплекс Карелии (геология и петрология). Л.: Наука, 1990. 245 с.
- Володичев О.И., Кузенко Т.И.** Проградные и ретроградные тренды эволюции метаморфизма архейских эклогитов и их геодинамическая интерпретация (Карелия, район с. Гридино) // Зап. РМО. 2013. № 3. С. 28–51.
- Володичев О.И., Слабунов А.И., Бибикова Е.В. и др.** Архейские эклогиты Беломорского подвижного пояса (Балтийский щит) // Петрология. 2004. Т. 12. № 6. С. 609–631.
- Володичев О.И., Слабунов А.И., Сибелев О.С. и др.** Геохронология, минеральные включения и геохимия цирконов из эклогитизированных габброноритов Беломорской провинции (с. Гридино) // Геохимия. 2012. № 8. С. 734–748.
- Глебовицкий В.А., Миллер Ю.В., Другова Г.М. и др.** Структура и метаморфизм Беломорско-Лапландской коллизионной зоны // Геотектоника. 1996. № 1. С. 63–75.
- Добрецов Н.Л., Тениссен К., Смирнова Л.В.** Структурная и геодинамическая эволюция эклогитов содержащих метаморфических пород Кокчетавского массива (Казахстан) // Геология и геофизика. 1998. Т. 39. № 12. С. 1645–1666.
- Козловский В.М., Травин В.В., Саватенков В.М. и др.** Термобарометрия палеопротерозойских метаморфических событий центральной части Беломорского подвижного пояса, Северная Карелия // Петрология. 2020. Т. 28. № 2. С. 184–209.
- Лиханов И.И.** Метаморфические индикаторы геодинамических обстановок коллизии, растяжения и сдвиговых зон земной коры // Петрология. 2020. Т. 28. № 1. С. 4–22.
- Максимов О.А.** Геолого-петрологические особенности эклогитов на участке Самылино (Беломорская провинция Фенноскандинавского щита) // Тр. КарНЦ РАН. 2019а. № 2. С. 88–94.
- Максимов О.А.** Геолого-петрологические особенности эклогитов острова Столбиха (Беломорская провинция Фенноскандинавского щита) // Тр. Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. 2019б. № 16. С. 356–359.
- Минц М.В., Конилов А.Н., Докукина К.А. и др.** Беломорская эклогитовая провинция: уникальные свидетельства мезо-неоархейской субдукции и коллизии // Докл. АН. 2010. Т. 434. № 6. С. 776–781.
- Ранний докембрий Балтийского щита // Под ред. В.А. Глебовицкого. СПб.: Наука, 2005. 711 с.
- Ревердатто В.В., Лиханов И.И., Полянский О.П. и др.** Природа и модели метаморфизма. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2017. 331 с.
- Скляров Е.В., Гладкоуб Д.П., Донская Т.В. и др.** Метаморфизм и тектоника. М.: Интермет инжиниринг, 2001. 216 с.
- Скублов С.Г., Астафьев Б.Ю., Марин Ю.Б. и др.** Новые данные о возрасте эклогитов Беломорского подвижного пояса в районе с. Гридино // Докл. АН. 2011а. Т. 439. № 6. С. 795–802.
- Скублов С.Г., Березин А.В., Мельник А.Е.** Палеопротерозойские эклогиты северо-западной части Беломорского подвижного пояса, район Салмы: состав и изотопно-геохимическая характеристика минералов, возраст метаморфизма // Петрология. 2011б. Т. 19. № 5. С. 493–519.
- Скублов С.Г., Березин А.В., Мельник А.Е. и др.** Возраст протолита эклогитов южной части Пежострова, Беломорский пояс: протолит метабазитов как индикатор

времени эклогитизации // *Петрология*. 2016. Т. 24. № 6. С. 640–653.

Слабунов А.И. Геология и геодинамика архейских подвижных поясов (на примере Беломорской провинции Фенноскандинавского щита). Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2008. 296 с.

Слабунов А.И., Бурдюх Е.В., Бабарина И.И. Гранулометрия и распределение по площади обломочной составляющей гридинского эклогитсодержащего меланжа // *Геология и полезные ископаемые Карелии*. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2007. С. 27–34.

Слабунов А.И., Володичев О.И., Скублов С.Г. и др. Главные стадии формирования палеопротерозойских эклогитизированных габброноритов по результатам U-Pb (SHRIMP) датирования цирконов и изучения их генезиса // *Докл. АН*. 2011. Т. 437. № 2. С. 238–242.

Слабунов А.И., Азимов П.Я., Глебовицкий В.А., Жанг Л., Кевлич В.И. Архейская и палеопротерозойская мигматизация пород Беломорской провинции Фенноскандинавского щита: петрология, геохронология, геодинамические следствия // *Докл. АН*. 2016. Т. 467. № 1. С. 71–74.

Слабунов А.И., Щипанский А.А., Степанов В.С. и др. Репликт мезоархейской океанической литосферы в структуре Беломорской провинции Фенноскандинавского щита // *Геотектоника*. 2019. № 2. С. 46–71.

Слабунов А.И., Балаганский В.В., Щипанский А.А. Мезоархей-палеопротерозойская эволюция земной коры Беломорской провинции Фенноскандинавского щита и тектоническая позиция эклогитов // *Геология и геофизика*. 2021. Т. 62. № 5. С. 648–675.

<https://doi.org/10.15372/GiG2021116>

Степанов В.С., Степанова А.В. Раннепротерозойские метагаббро района с. Гридино (Беломорский подвижный пояс) // *Геология и полезные ископаемые Карелии*. 2006. В. 9. С. 55–71.

Травин В.В., Козлова Н.Е. Локальные сдвиговые деформации как причина эклогитизации (на примере структур Гридинской зоны меланжа, Беломорский подвижный пояс) // *Докл. АН*. 2005. Т. 405. № 3. С. 376–380.

Хервартиц Д., Скублов С.Г., Березин А.В. и др. Первые определения Lu-Hf-возраста гранатов из эклогитов Беломорского подвижного пояса (Балтийский щит, Россия) // *Докл. АН*. 2012. Т. 443. № 2. С. 221–224.

Щипанский А.А., Ходоревская Л.И., Конилов А.Н. и др. Эклогиты Беломорского пояса (Кольский полуостров): геология и петрология // *Геология и геофизика*. 2012а. Т. 53. № 1. С. 3–29.

Щипанский А.А., Ходоревская Л.И., Слабунов А.И. Геохимия и изотопный возраст эклогитов Беломорского пояса (Кольский полуостров): свидетельства о субдукционной архейской океанической коре // *Геология и геофизика*. 2012б. Т. 53. № 3. С. 341–364.

Babarina I.I., Sibelev O.S. Deformation events in the Gridino zone, Belomorian Province, Fennoscandian Shield: Relationships between mafic dike swarms and eclogite-bearing mélange // *Int. Geol. Rev.* 2015. V. 57. P. 1605–1616.

<https://doi.org/10.1080/00206814.2014.971079>

Balagansky V.V., Shchipansky A.A., Slabunov A.I. et al. Archean Kuru-Vaara eclogites in the northern Belomorian Province, Fennoscandian Shield: Crustal architecture, timing and tectonic implications // *Int. Geol. Rev.* 2015. V. 57. P. 1543–1565.

Balagansky V.V., Maksimov O.A., Gorbunov I.A. et al. Archean and Paleoproterozoic eclogites and zoizites in the Gridino area // *Early Precambrian Eclogites of the Belomorian Province, Fennoscandian Shield. Field Guidebook*. Petrozavodsk: Karelian Research Center of RAS, 2019. P. 11–48.

Baldwin J.A., Bowring S.A., Williams M.L. et al. Eclogites of the Snowbird tectonic zone: petrological and U-Pb geochronological evidence for Paleoproterozoic high-pressure metamorphism in the western Canadian Shield // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2004. V. 147. P. 528–548.

Berman R.G. Internally-consistent thermodynamic data for minerals in the system $\text{Na}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O}-\text{CaO}-\text{MgO}-\text{FeO}-\text{Fe}_2\text{O}_3-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{TiO}_2-\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$ // *J. Petrol.* 1988. V. 29. P. 445–522.

Berman R.G. Thermobarometry using multiequilibrium calculations: A new technique, with petrological applications // *Can. Mineral.* 1991. V. 29. № 4. P. 833–855.

Brown M., Johnson T. Secular change in metamorphism and the onset of global plate tectonics // *Amer. Mineral.* 2018. V. 103. P. 181–196.

<https://doi.org/10.2138/am-2018-6166>

Black L.P., Kamo S.L., Allen C.M. et al. TEMORA 1: A new zircon standard for Phanerozoic U-Pb geochronology // *Chemical Geol.* 2003. V. 200. P. 155–170.

Daly J.S., Balagansky V.V., Timmerman M.J. et al. The Lapland-Kola orogen: Palaeoproterozoic collision and accretion of the northern Fennoscandian lithosphere // *Geol. Soc. London Memoirs*. 2006. V. 32. P. 579–598.

Connolly J.A.D. Computation of phase equilibria by linear programming: A tool for geodynamic modeling and its application to subduction zone decarbonation // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2005. V. 236. P. 524–541.

Corfu F., Hanchar J.M., Hoskin P.W. et al. Atlas of zircon textures // *Rev. Mineral. Geochem.* 2003. V. 53. P. 469–500.

Furnes H., Rosing M., Dilek Y. et al. Isua supracrustal belt (Greenland)—A vestige of a 3.8 Ga suprasubduction zone ophiolite, and the implications for Archean geology // *Lithos*. 2009. V. 113. P. 115–132.

Hoskin P.W.O., Schaltegger Urs. The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis // *Rev. Mineral. Geochem.* 2003. V. 53. P. 27–62.

<https://doi.org/10.2113/0530027>

Holland T.J.B. The reaction albite = jadeite + quartz determined experimentally in the range 600–1200°C // *Amer. Mineral.* 1980. V. 65. P. 129–134.

Holland T.J.B., Powell R. An internally consistent thermodynamic data set for phases of petrological interest // *J. Metamorph. Geol.* 1998. V. 16. P. 309–343.

Imayama T., Oh Ch.W., Baltybaev Sh. et al. Paleoproterozoic high-pressure metamorphic history of the Salma eclogite on the Kola Peninsula, Russia // *Lithosphere*. 2017. V. 9. № 6. P. 855–873.

- Joanny V., van Roermund H., Lardeaux J.M.* The clinopyroxene/plagioclase symplectite in retrograde eclogites: A potential geothermobarometer // *Geol. Rundsch.* 1991. V. 80. P. 303–320.
- Kusky T.M.* Introduction // *Precambrian ophiolites and related rocks (Developments in Precambrian Geology, Book 13)*. Ed. T.M. Kusky. Amsterdam: Elsevier, 2004. P. 1–34.
- Larionov A.N., Andreichev V.A., Gee D.G.* The Vendian alkaline igneous suite of northern Timan: Ion microprobe U-Pb zircon ages of gabbros and syenite // *Geol. Soc. London Memoirs*. 2004. V. 30. № 1. P. 69–74.
- Li X., Zhang L., Wei C., Slabunov A.I.* Metamorphic *P-T* path and zircon U-Pb dating of Archean eclogite association in Gridino complex, Belomorian province, Russia // *Precambrian Res.* 2015. V. 268. P. 74–96. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2015.07.009>
- Liu F., Zhang L., Li X. et al.* The metamorphic evolution of Paleoproterozoic eclogites in Kuru-Vaara, northern Belomorian Province, Russia: Constraints from *P-T* pseudosections and zircon dating // *Precambrian Res.* 2017. V. 289. P. 31–47.
- Loose D., Schenk V.* 2.09 Ga old eclogites in the Eburnian-Transamazonian orogen of southern Cameroon: Significance for Palaeoproterozoic plate tectonics Palaeoproterozoic plate tectonics // *Precambrian Res.* 2018. V. 304. P. 1–11.
- Ludwig K.R.* User's Manual for Isoplot 3.00. A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center Special Publication. 2008. № 4. 76 p.
- Melnik A.E., Skublov S.G., Rubatto D. et al.* Garnet and zircon geochronology of the Paleoproterozoic Kuru-Vaara eclogites, northern Belomorian Province, Fennoscandian Shield // *Precambrian Res.* 2021. V. 353. 106014.
- Mints M.V., Dokukina K.A.* Age of eclogites formed by the subduction of the Mesoarchean oceanic crust (Salma, Belomorian Eclogite Province, eastern Fennoscandian Shield, Russia): A synthesis // *Precambrian Res.* 2020. V. 350. 105879.
- Mints M.V., Belousova E.A., Konilov A.N. et al.* Mesoarchean subduction processes: 2.87 Ga eclogites from the Kola Peninsula, Russia // *Geology*. 2010. V. 38. P. 739–742.
- Müller S., Dziggel A., Sindern S. et al.* Age and temperature-time evolution of retrogressed eclogite-facies rocks in the Paleoproterozoic Nagssugtoqidian orogen, South-East Greenland: Constrained from U-Pb dating, monazite, titanite and rutile // *Precambrian Res.* 2018. V. 314. P. 468–486.
- Myson B.O., Griffin W.L.* Pyroxene stoichiometry and the breakdown of omphacite // *Amer. Mineral.* 1973. V. 58. P. 60–63.
- O'Brien P.J.* Eclogites and other high-pressure rocks in the Himalaya: A review // Eds. P.J. Trearor, M.P. Searle. *Himalayan Tectonics: A Modern Synthesis*. Geol. Soc. London. Special Publ. 2018. V. 483. P. 183–213.
- Passchier C.W., Trouw R.A.J.* *Microtectonics*. Berlin: Springer Verlag, 1998. 289 p.
- Perchuk A.L., Morgunova A.A.* Variable *P-T* paths and HP-UHP metamorphism in a Precambrian terrane, Gridino, Russia: Petrological evidence and geodynamic implications // *Gondwana Res.* 2014. V. 25. P. 614–629. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2012.09.009>
- Powell R.* Regression diagnostics and robust regression in geothermometer/geobarometer calibration: The garnet-clinopyroxene geothermometer revised // *J. Metamorph. Geol.* 1985. V. 3. № 3. P. 231–243.
- Rubatto D.* Zircon: The metamorphic mineral // *Rev. Mineral. Geochem.* 2017. V. 83. P. 261–295.
- Saha L., Pant N.C., Pati J.K. et al.* Neoarchean high-pressure margarite–phengitic muscovite–chlorite corona mantled corundum in quartz-free high-Mg, Al phlogopite–chlorite schists from the Bundelkhand craton, north central India // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2011. V. 161. P. 511–530.
- Sizova E.V., Gerya T.V., Brown M.* Contrasting styles of Phanerozoic and Precambrian continental collision // *Gondwana Res.* 2014. V. 25. P. 522–545. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2012.12.011>
- Shchipansky A.A., Babarina I.I., Konilov A.N. et al.* 2.8 Ga boninite-hosting partial suprasubduction zone ophiolite sequences from the North Karelian greenstone belt, NE Baltic Shield, Russia // *Precambrian ophiolites and related rocks (Developments in Precambrian Geology, Book 13)*. Ed. T.M. Kusky. Amsterdam: Elsevier, 2004. P. 425–486.
- Slabunov A.I., Guo J., Balagansky V.V. et al.* Early Precambrian crustal evolution of the Belomorian and Trans-North China orogens and supercontinents reconstruction // *Geodynam. Tectonoph.* 2017. V. 8. № 3. P. 569–572.
- Stacey J.S., Kramers J.D.* Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1975. V. 26. P. 207–221.
- Steiger R.H., Jäger E.* Subcommission on geochronology: Convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1977. V. 36. P. 359–362.
- Stepanova A.V., Stepanov V.S.* Paleoproterozoic mafic dyke swarms of the Belomorian Province, eastern Fennoscandian Shield // *Precambrian Res.* 2010. V. 183. P. 602–616.
- Stern R.J.* The evolution of plate tectonics // *Philos. Trans. Royal Soc.* 2018. A 376. 20170406.
- Volodichev O.I., Maksimov O.A., Kuzenko T.I., Slabunov A.I.* Archean zircons with omphacite inclusions from eclogites of the Belomorian Province, Fennoscandian Shield: The first finding // *Minerals*. 2021. V. 11(10). 1029. <https://doi.org/10.3390/min11101029>
- Whitney D.L., Evans B.W.* Abbreviations for names of rock-forming minerals // *Amer. Mineral.* 2010. V. 95. P. 185–187.
- Wiedenbeck M., Alle P., Corfu F. et al.* Three natural zircon standards for U-Th-Pb, Lu-Hf, trace element and REE analyses // *Geostandards Newsletter*. 1995. V. 19. P. 1–23.
- Williams I.S.* U-Th-Pb Geochronology by Ion Microprobe // *Rev. Econom. Geol.* 1998. V. 7. P. 1–35.
- Windley B.F., Kusky T., Polat A.* Onset of plate tectonics by the Eoarchean // *Precambrian Res.* 2021. V. 35. 105980.
- Wu Y., Zheng Y.* Genesis of zircon and its constraints on interpretation of U-Pb age // *Chinese Sci. Bull.* 2004. V. 49. № 15. P. 1554–1569.
- Yu H.L., Zhang L.F., Wei C.J. et al.* Age and *P-T* conditions of the Gridino eclogite in the Belomorian Province, Russia // *J. Metamorph. Geol.* 2017. V. 35. P. 855–869. <https://doi.org/10.1111/jmg.12258>
- Zhao G., Cawood P.A., Wilde S.A. et al.* High pressure granulites (retrograded eclogites) from the Hengshan Complex, North China Craton: Petrology and tectonic implications // *J. Petrol.* 2001. P. 1141–1170.
- Zinger T.F., Götz J., Levchenkov O.A. et al.* Zircon in polydeformed and metamorphosed Precambrian Granitoids from the White Sea tectonic zone, Russia: Morpholo-

gy, cathodoluminescence, and U-Pb chronology // Int. Geol. Rev. 1996. V. 38. P. 57–73.

Two High-Pressure Metamorphic Events in Early Precambrian Eclogites of the Gridino Area (Belomorian Province of the Fennoscandian Shield): Petrology and Geochronology

O. A. Maksimov¹, V. V. Balagansky², A. I. Slabunov¹, and A. N. Larionov³

¹ Institute of Geology, Karelian Research Center, Russian Academy of Sciences, Petrozavodsk, Russia

² Geological Institute, Kola Science Center, Russian Academy of Sciences, Apatity, Russia

³ Centre of Isotopic Research, VSEGEI, St. Petersburg, Russia

Early Precambrian retrogressed eclogites are abundant in the Belomorian Province of the Fennoscandian Shield. This study reports unique features of retrograde eclogites in the Samylo study area. The eclogites have preserved the massive texture and an assemblage of *Omp* + *Grt* + *Rt* + *Qz*. The authors studied zoned crystals of garnet and omphacite with inclusions of diopside-plagioclase symplectites. The garnet crystals contain three growth zones (central, intermediate, and marginal) and bears microinclusions of individual minerals and symplectites. These zones represent three assemblages of metamorphic minerals formed at different *P-T* conditions. The early assemblage includes *Di-Pl* symplectites, hornblende, and quartz, formed at $T = 700\text{--}760^\circ\text{C}$ and $P = 12\text{--}14.5$ kbar, and belongs to the first retrograde stage of the early eclogites. The second assemblage occurs in the intermediate zone of zoned garnet crystals. This consists of *Omp* (*Jd* 32–36%) inclusions and *Grt* that makes up the intermediate zone and is equilibrium with *Omp*. These *Omp* and *Grt* crystallized at $T = 710\text{--}820^\circ\text{C}$ and $P = 14\text{--}16$ kbar during the later eclogite metamorphism. The third assemblage compiles garnets of the marginal zone with inclusions of *Cpx*, *Pl*, and *Hbl*. These minerals formed at $T = 650\text{--}730^\circ\text{C}$ and $P = 8.5\text{--}12$ kbar at conditions of a high-pressure amphibolite-facies of the latest retrograde metamorphism. The authors have distinguished four different age groups of zircons from early and later eclogites based on the results of U-Pb (SHRIMP II) dating: about 2.8 Ga, 2.7 Ga, 2.46 Ga, and 1.93 Ga. The early zircons form cores of zircon grains and are interpreted as igneous that crystallized in a Mesoarchean mafic protolith. All other groups of zircons are of metamorphic genesis, indicating polymetamorphic transformations of early eclogites. Neoarchean zircons contain microinclusions of omphacite and zoisite. However, we cannot reliably confirm the Neoarchean eclogite metamorphism. Zircons dated at 1.93 Ga contain inclusions of omphacite, garnet, and zoisite. These grains formed during the later eclogite metamorphism. Thus, the Early Precambrian Belomorian eclogites are polymetamorphic rocks which bear two eclogite mineral assemblages according to petrological data. Structural and geochronological data also indicate polychronous retrograde transformation of eclogites. Geochronological data confidently point to the second high-pressure (eclogite-facies) event as Paleoproterozoic (1.93 Ga) and the first as presumably Neoarchean (ca 2.7 Ga).

Keywords: eclogites, metamorphism, Archaean, Paleoproterozoic, Belomorian Province, Fennoscandian Shield