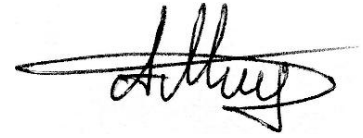


На правах рукописи



МЕЛЬНИК Алексей Евгеньевич

**ЭКЛОГИТЫ СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ
БЕЛОМОРСКОГО ПОДВИЖНОГО ПОЯСА:
ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА
И ВРЕМЯ МЕТАМОРФИЗМА**

25.00.09 – Геохимия, геохимические методы поисков полезных ископаемых

**Автореферат
диссертации на соискание ученой степени
кандидата геолого-минералогических наук**

Санкт-Петербург
2015

Работа выполнена в Федеральном государственном бюджетном учреждении науки Институте геологии и геохронологии докембрия Российской академии наук

Научный руководитель:

доктор геолого-минералогических наук

Скублов Сергей Геннадьевич

ФГБУН Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, ученый секретарь

Официальные оппоненты:

доктор геолого-минералогических наук

Баянова Тамара Борисовна

ФГБУН Геологический институт Кольского научного центра РАН,
заведующая лабораторией геохронологии и изотопной геохимии

кандидат геолого-минералогических наук

Лохов Кирилл Игоревич

ФГБОУ ВПО «Санкт-Петербургский государственный университет»,
заведующий кафедрой изотопной геологии

Ведущая организация:

ФГБОУ ВПО «Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова»

Защита диссертации состоится 28 мая 2015 г. в 14 час. 00 мин. на заседании диссертационного совета Д 002.047.01 при Институте геологии и геохронологии докембрия РАН по адресу: 199034, г. Санкт-Петербург, наб. Макарова, д. 2.


С диссертацией можно ознакомиться в библиотеке ИГГД РАН и на сайте www.ipgg.ru.

Отзывы направлять ученому секретарю диссертационного совета по адресу: 199034, г. Санкт-Петербург, наб. Макарова, д. 2., ИГГД РАН.

Факс: (812) 328-48-01. Электронная почта: dis.sovet@ipgg.ru.

Автореферат разослан апреля 2015 г.

Ученый секретарь диссертационного совета
кандидат геолого-минералогических наук



/Н.А. Алфимова/

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАБОТЫ

Актуальность работы. Эклогиты в пределах Беломорского подвижного пояса (БПП) были открыты сравнительно недавно (Володичев и др., 2004; Konilov et al., 2004; Щипанский и др., 2005). Первые результаты геохронологических исследований (Володичев и др., 2004; Mints et al., 2010) определили для эклогитов северо-западной части БПП и района Гридино архейский возраст около 2.72-2.87 млрд. лет, что сразу сделало их уникальными, поскольку до этого в мире не были известны коровые эклогиты древнее 2.0 млрд. лет (Möller et al., 1995). Соответственно, находка столь древних эклогитов инициировала существенные изменения в геодинамических реконструкциях развития земной коры в раннем докембрии. Однако практически сразу были высказаны серьезные сомнения в корректности оценок времени эклогитового метаморфизма в пределах Фенноскандинавского щита (Митрофанов, 2009; и др.). Датирование высокобарического метаморфизма является одной из сложных задач геохронологии, особенно для докембрийских пород с полиметаморфической историей. Учитывая это, достоверность установления возраста эклогитов БПП требует крайне тщательного, всестороннего анализа с привлечением современных, наиболее прецизионных методов исследования. Данная работа посвящена определению возраста эклогитов северо-западной части БПП путем применения комплекса методов датирования в сочетании с использованием данных по распределению редких и редкоземельных элементов в породообразующих и акцессорных минералах.

Цель и задачи исследования. Основной целью работы являлось установление времени эклогитового метаморфизма в северо-западной части БПП посредством комплексного датирования как локальными, так и «классическими» методами различных породообразующих и акцессорных минералов-геохронометров из разных типов метабазитов. При этом решались следующие задачи:

1. типизация метабазитов на основе данных по их химическому и минеральному составу;
2. выявление парагенетических ассоциаций и их P-T параметров на разных этапах метаморфической эволюции метабазитов;
3. установление возраста магматического протолита эклогитов, времени эклогитового метаморфизма и времени проявления наложенных процессов;
4. привязка данных геохронологии к тренду эволюции P-T параметров метаморфизма метабазитов.

Фактический материал и методы исследования. В основу диссертации положен фактический материал, собранный автором в ходе полевых сезонов 2009 и 2013 гг., с привлечением материалов по другим проявлениям эклогитов в пределах БПП (полевые сезоны 2010-2013 гг.). Изученная опорная коллекция составляет около 40 образцов. Петрографические особенности пород изучались на стандартном поляризационном микроскопе. Определение содержания петрогенных элементов в породах проводилось методом XRF на многоканальном спектрометре ARL-9800 (ВСЕГЕИ, аналитик Б.А. Цимошенко), редких и редкоземельных элементов – методом ICP-MS на приборе ELAN-6100 DRC (ВСЕГЕИ, аналитик В.Л. Кудряшов).

Состав минералов (более 500 определений) главным образом исследовался на сканирующем электронном микроскопе JEOL-JSM-6510 LA с энергодисперсионным

спектрометром JED-2200 (JEOL) в ИГГД РАН (аналитик О.Л. Галанкина). Определение содержания редких и редкоземельных элементов в цирконе, титаните, гранате, клинопироксене, амфиболе (более 90 анализов) проведено методом SIMS на ионном микрозонде Cameca IMS-4f (ЯФ ФТИАН, аналитики С.Г. Симакин и Е.В. Потапов), геохимия и U-Pb возраст рутила (около 40 определений) были изучены методом LA-ICP-MS (Университет Майнца, аналитик Т. Зак).

Локальное датирование циркона U-Pb методом (6 проб, более 60 точек) выполнено на ионном микрозонде SHRIMP-II в ЦИИ ВСЕГЕИ. Гранатовая Lu-Hf геохронометрия (2 изохроны) проведена методом MC-ICP-MS на приборе Finnigan Neptune (Институт им. Штейнманна в Бонне, аналитик Д. Хервартц). Sm-Nd геохронометрия (3 изохроны) проведена методом TIMS на приборе Finnigan Triton (ИГГД РАН, аналитик Е.С. Богомоллов). U-Pb датирование акцессорных минералов (3 пробы) выполнено классическим методом на приборе Finnigan MAT-261 (ИГГД РАН, аналитик Н.Г. Ризванова).

Определение P-T параметров метаморфизма пород было выполнено методом мультиравновесной термобарометрии с использованием программы TWQ (Berman, 1991) с базой данных b92.gsc (Berman, 1988, редакция от 01.02.1992).

Личный вклад автора заключается в непосредственном участии во всех этапах от полевых работ до проведения аналитических исследований и интерпретации их результатов. Работа выполнена в Лаборатории геологии и геодинамики ИГГД РАН.

Научная новизна. Впервые на основе детального минералого-геохимического и изотопно-геохимического изучения эклогитов северо-западной части БПП установлен гетерогенный и разновозрастный характер их протолита. Комплексом независимых методов геохронологии впервые доказан палеопротерозойский (~ 1.9 млрд. лет) возраст эклогитов и выдвинуты серьезные контраргументы против архейских датировок метаморфизма эклогитовой фации. Впервые установлена природа и возраст гранатитов, являющихся продуктом преобразования эклогитов. Конкретизирован возраст жил керамических пегматитов, завершающих свекофеннский этап метаморфизма в районе работ.

Практическая значимость. Использованный в работе методический подход, заключающийся в комплексном изучении геохимии пород и минералов и всех доступных изотопно-геохимических систем с упором на прецизионные локальные методы исследования, может быть использован при реконструкции истории становления и преобразования других высокометаморфизованных комплексов докембрия.

Структура и объем работы. Диссертация состоит из введения, шести глав, заключения, списка литературы и содержит 196 страниц, 67 рисунков, 32 таблицы, главным образом представленные в Приложении. Список литературы включает 228 наименований.

Во введении обсуждается актуальность работы, ее цели и задачи, приведены методы исследования и сформулированы защищаемые положения. Глава 1 содержит сведения о геологическом строении БПП и непосредственном участке работ. В главе 2 изложена аналитическая методика, использованная в работе. Глава 3 посвящена особенностям минерального и вещественного состава эклогитов и ассоциирующих пород. В главе 4 обсуждается состав породообразующих минералов по главным, редким и редкоземельным элементам, а также особенности микроструктуры и

минеральные парагенезисы, отвечающие различным стадиям эволюции пород. Глава 5, основная часть работы, посвящена комплексному изотопно-геохимическому исследованию эклогитов. Глава 6 рассматривает эволюцию P-T-t параметров метаморфизма. Выводы диссертации резюмированы в заключении.

Апробация. Результаты исследования отражены в 10 статьях в журналах из перечня ВАК, в материалах конференций и тезисах докладов. Автор представил промежуточные итоги работы на следующих конференциях: «Магматизм и метаморфизм в истории земли. XI Всероссийское петрографическое совещание» (Екатеринбург, 2010), Goldschmidt Conference (2010, 2013), Молодежная научная конференция, посвященная памяти К.О. Кратца (2010, 2011, 2012), XIX симпозиум по геохимии изотопов имени академика А.П. Виноградова (Москва, 2010), «Гранулитовые и эклогитовые комплексы в истории Земли» (Петрозаводск, 2011), «Современные проблемы магматизма и метаморфизма. Всероссийская конференция, посвященная 150-летию академика Ф.Ю. Левинсона-Лессинга и 100-летию профессора Г.М. Саранчиной» (Санкт-Петербург, 2012) «Геология и геохронология породообразующих и рудных процессов в кристаллических щитах» (Апатиты, 2013), «Precambrian High-Grade Mobile Belts» (Петрозаводск, 2014), а также других всероссийских и молодежных конференциях.

Благодарности. Автор выражает признательность своему научному руководителю С.Г. Скублову и коллеге по изучению эклогитов БПП А.В. Березину за неоценимую помощь, а также чл.-корр. РАН С.П. Корииковскому, А.Б. Вревскому, Ю.А. Балашову – за всестороннюю поддержку исследования.

Автор благодарит С.Б. Лобач-Жученко, Ш.К. Балтыбаева, Д.В. Доливо-Добровольского за обсуждение результатов исследования, В.В. Балаганского и В.В. Травина за совместные полевые работы.

Автор искренне благодарен Д. Хервартцу и Т. Заку (Германия), О.Л. Галанкиной, Е.С. Богомолу, Н.Г. Ризвановой, С.Г. Симакину, Е.В. Потапову, М.В. Морозову, Н.А. Сергеевой, И.М. Васильевой, В.Ф. Гусевой, сотрудникам Центра изотопных исследований ВСЕГЕИ и Минералогической лаборатории ИГГД РАН за подготовку и проведение аналитических исследований и обсуждение их результатов.

Многолетние дискуссии с коллегами из ГИН РАН (М.В. Минц, А.А. Щипанский, А.Н. Конилов, К.А. Докукина) и ИГ КарНЦ РАН (А.И. Слабунов, О.И. Володичев) способствовали поиску новых подходов и аргументов для решения проблемы возраста эклогитов северо-западной части Беломорского подвижного пояса.

Исследование получало финансовую поддержку РФФИ (гранты 12-05-31232, 13-05-00283 и 14-05-31294) и Минобрнауки РФ (проекты 8663 и 5.2115.2014/К). Геохимия минералов изучена на оборудовании ЦКП «Диагностика микро- и наноструктур» при финансовой поддержке Минобрнауки РФ.

ОБОСНОВАНИЕ ЗАЩИЩАЕМЫХ ПОЛОЖЕНИЙ

1^о защищаемое положение. В северо-западной части Беломорского подвижного пояса (БПП) эклогитовый метаморфизм испытали две разновозрастные группы основных пород – палеопротерозойские дайки оливиновых габбро-норитов и архейские будинированные тела базитов. Отсутствие эклогитового парагенезиса в метаультрабазитах, ассоциирующих с metabазитами, обусловлено, главным образом, обедненностью протолита натрием.

Район, в рамках которого проводились исследования, находится в пределах Ёнского сегмента (Ранний..., 2005) северо-западной части Беломорского подвижного пояса Фенноскандинавского щита на границе с Лапландским гранулитовым поясом на юго-западе Кольского полуострова. Реперными объектами для исследования эклогитов Ёнского сегмента БПП являются местонахождения **Узкая** и **Широкая Салма** (например, Каулина и др., 2010; Konilov et al., 2011; Mints et al., 2010, 2014a) и **карьер Куру-Ваара** (например, Мельник и др., 2013, 2014; Скублов и др., 2010а,б, 2011б; Хервартц и др., 2012; Щипанский и др., 2011, 2012а,б; Balagansky et al., 2013, 2014a,b; Slabunov et al., 2013).

В пределах района исследования вмещающие породы представлены серыми гнейсами тоналит-трондьемит-гранодиоритового (ТТГ) состава архейского возраста (~ 2.8 млрд. лет, по (Щипанский и др., 2012б), в которых наблюдаются многочисленные будинированные тела различного размера (до $n \cdot 10$ м) эклогитов и апоэклогитовых амфиболитов основного состава (Скублов и др., 2011б), структурно облекаемые вмещающими гнейсами. Наименее измененные разности данных metabазитов представлены симплектитовыми эклогитами, т.е. эклогитами, в основной ткани которых омфациит – индикаторный минерал эклогитовой фации метаморфизма (Carswell, 1990) – в различной степени замещен декомпрессионными $Srx-Pl \pm Amp$ симплектитами (рис. 1). Первично эклогитовый парагенезис симплектитовых эклогитов сложен $Grt + Omp + Amp + Qtz + Rt$. Содержание жадеитовой компоненты (X_{Jd}) в Omp находится в пределах 20-25%, редко достигая 29-31% (Щипанский и др., 2012а). При развитии апоомфациитовых $Srx-Pl \pm Amp$ симплектитов X_{Jd} в клинопироксене снижается до 4-8%.

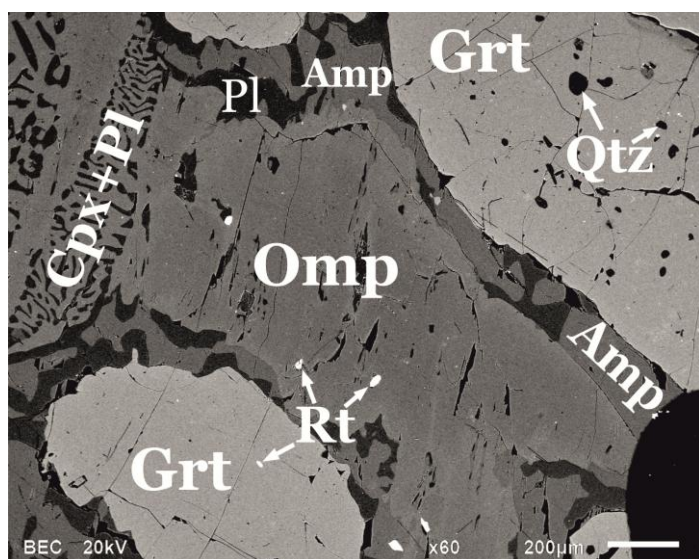


Рис. 1. Симплектитовый эклогит (обр. 46, карьер Куру-Ваара). Наименее измененный участок породы с омфациитом в основной ткани, по которому развиваются $Srx-Pl$ симплектиты, и порфиробластами граната, окруженными $Amp-Pl$ келифитовыми каймами.

По содержанию петрогенных элементов наименее измененные симплектитовые эклогиты соответствуют низко-К толеитовым основным породам; симплектитовые эклогиты характеризуются магнезиальностью (Mg#) от 0.51 до 0.66, содержанием SiO₂ от 47.0 до 51.4 мас.%, Al₂O₃ от 11.3 до 12.9 мас.%, TiO₂ от 0.4 до 0.9 мас.%, FeO* от 11.8 до 14.5 мас.%, MgO от 7.4 до 12.5 мас.%, CaO от 11.6 до 13.7 мас.%, Na₂O от 2.1 до 2.7 мас.%, K₂O от 0.1 до 0.3 мас.%, суммой REE от 13 до 28 ppm.

Локальное датирование циркона (сопровожаемое изучением распределения редких элементов «в той же точке») из симплектитовых эклогитов северо-западной части БПП (обр. 46, карьер Куру-Ваара) позволило установить мезоархейский (~ 2.9 млрд. лет) возраст магматического протолита для данных пород (Скублов и др., 2010а).

С описанными метабазами зачастую ассоциируют будинированные тела метаультрабазитов, в различной степени подвергшиеся амфиболизации и занимающие то же структурное положение в матриксе ТТГ гнейсов, что и симплектитовые эклогиты. Наименее измененные разности метаультрабазитов представлены гранат-амфибол-клинопироксеновыми кристаллосланцами, которые слагают ядерные части амфиболизированных будин или выполняют линейные полосы (мощностью до 20 см) в телах сильно амфиболизированных метаультрабазитов (Скублов и др., 2011б); размер тел метаультрабазитов не превышает 2 м в поперечнике и 10 м в длину. Гранат-амфибол-клинопироксеновые кристаллосланцы сложены ассоциацией Grt + Amp + Crx + Rt ± Plm. При этом основную долю породы (до 70%) составляют гранобластовые Grt и Crx (X_{Ca} = 0-5%); амфибол, развиваясь по клинопироксену, является вторичным (Скублов и др., 2011б). Поскольку гранат-амфибол-клинопироксеновые кристаллосланцы сложены главным образом гранатом и низконатровым (не являющимся омфацитом) клинопироксеном, то к данным породам применим термин «эклогитоподобные».

Отнесение гранат-амфибол-клинопироксеновых кристаллосланцев к породам ультраосновного состава главным образом обусловлено их петро- и геохимическими особенностями. Для данных пород отмечается высокое содержание MgO (16.3-19.3 мас.%), Cr (1800-2090 ppm), Ni (570-780 ppm), значение Mg# от 0.70 до 0.76, низкое содержание Al₂O₃ (4.7-5.3 мас.%), TiO₂ (0.3-0.4 мас.%), Na₂O (0.5-0.8 мас.%) и ΣREE (11 ppm), низкое минимальное содержание SiO₂ (45.6 мас.%). Низкие концентрации SiO₂, Al₂O₃ и Na₂O при высокой Mg# отражены в полном отсутствии кварца и плагиоклаза в эклогитоподобных гранат-амфибол-клинопироксеновых кристаллосланцах и их сильно амфиболизированных разностях.

Метабазиты с более молодым возрастом магматического протолита в пределах района исследования представлены телами (дайками) коронарных оливиновых габбро-норитов (метагаббро-норитов) (например, Егорова, Степанова, 2012; Slabunov et al., 2013). Дайки метагаббро-норитов занимают секущее положение по отношению к структурам вмещающих ТТГ гнейсов (например, Щипанский и др., 2012а; Balagansky et al., 2014а,б), что подтверждает более раннее время магматического образования будинированных метабазит-метаультрабазитов. Магматическая ассоциация, хорошо сохранившаяся в наименее измененных участках метагаббро-норитов, сложена Орх + Crx + Pl + Ol ± Vt ± Plm. Характерной особенностью данных пород, что позволяет применить к ним термин «коронарные»,

является развитие концентрических реакционных кайм (коронарных структур) вокруг темноцветных магматических минералов на контакте с плагиоклазовыми доменами в результате первичного метаморфического преобразования породы. В метагаббро-норитах северо-западной части БПП при взаимодействии магматического ортопироксена с магматическим плагиоклазом (битовнитом) вокруг ортопироксена развиваются короны метаморфических минералов, содержащие омфацит ($X_{Jd} = 25-31\%$) и сложенные каймами, расположенными в следующей последовательности (от Орх в сторону Pl): $Omp \rightarrow Amp \rightarrow \pm Grt$; первично магматический битовнит при этом замещается агрегатом из плагиоклаза андезин-олигоклазового состава ($X_{An} = 0.20-0.43$), амфибола и глиноземистой шпинели (рис. 2). Наличие омфацитовых кайм в составе коронарных структур в метагаббро-норитах является свидетельством преобразования пород в условиях эклогитовой фации метаморфизма (Кориковский, 2005а и ссылки в этой работе). Исходя из неполного преобразования габбро-норитов в эклогиты, к ним применим термин «эклогитизированные». Стоит отметить, что другими исследователями (Щипанский и др., 2012а; Balagansky et al., 2014b; Slabunov et al., 2013) был сделан вывод об отсутствии в коронарных метагаббро-норитах северо-западной части БПП следов эклогитизации. Секущее, относительно вмещающих ТТГ гнейсов, положение дайки палеопротерозойского возраста использовалось ими в качестве одного из главных критериев архейского возраста эклогитов. Первично магматическая ассоциация с коронарными структурами метагаббро-норитов представлена в реликтовой форме вследствие значительного преобразования данных пород, как и симплектитовых эклогитов, в условиях постэклогитового амфиболитового метаморфизма вплоть до образования гранатовых амфиболитов.

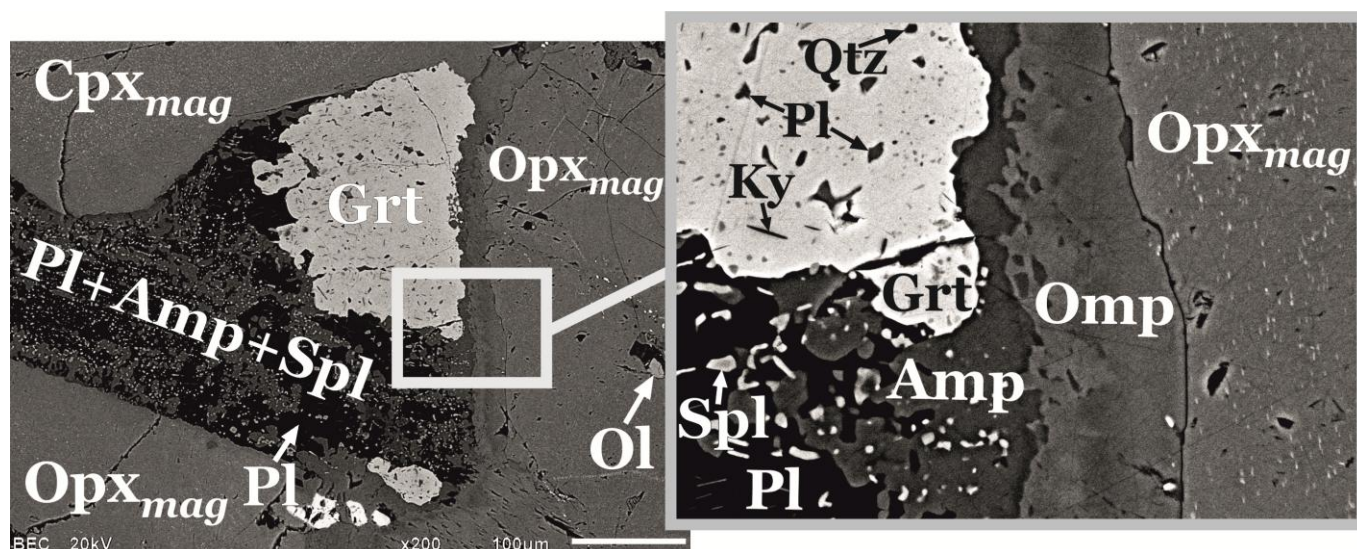


Рис. 2. Реакционные взаимоотношения минералов в эклогитизированном коронарном оливиновом габбро-норите (обр. 38, карьер Куру-Ваара).

Для эклогитизированных метагаббро-норитов характерно высокое содержание MgO (13.1-19.3 мас.%), Cr (1210-2700 ppm) и высокая магнезиальность (0.66-0.79) при низком содержании TiO_2 (0.3-0.6 мас.%); содержание SiO_2 от 47.3 до 53.8 мас.%, Al_2O_3 от 6.1 до 11.2 мас.%, FeO^* от 9.4 до 14.5 мас.%, Na_2O от 0.9 до 2.1 мас.%. Спектр распределения REE в данных породах имеет сильно дифференцированный

характер с обогащением в области LREE ($Lu_N/La_N = 0.2-0.3$); такое распределение REE в метагаббро-норитах, в совокупности с отрицательной Nb-аномалией ($Nb_N/Th_N = 0.2-0.4$) указывает на контаминацию коровым веществом (Ранний..., 2005; Puchtel et al., 1997). Перечисленные петро- и геохимические особенности характерны для пород палеопротерозойского комплекса лерцолит-габбро-норитов, широко распространенных в пределах Беломорского подвижного пояса (например, Ранний..., 2005; Stepanova, Stepanov, 2010).

Локальное датирование циркона U-Pb методом и анализ распределения редких элементов в цирконе из эклогитизированных метагаббро-норитов северо-западной части БПП (обр. 38, карьер Куру-Ваара) позволило установить палеопротерозойский (~ 2.44 млрд. лет) возраст магматического протолита для данных пород, совпадающий со временем становления комплекса лерцолит-габбро-норитов (2.40-2.45 млрд. лет по (Lobach-Zhuchenko et al., 1998).

Как было упомянуто ранее, в эклогитоподобных гранат-амфибол-клинопироксеновых кристаллосланцах отсутствует омфациит, в отличие от омфациитсодержащих симплектитовых эклогитов и коронарных метагаббро-норитов, что обусловлено крайне низким содержанием в эклогитоподобных метаультрабазитах Na_2O , концентрация которого в них не превышает 1 мас.% (0.52-0.75 мас.%), что значительно ниже таковой в метабазитах, испытавших эклогитовый метаморфизм с образованием омфациита (рис. 3).

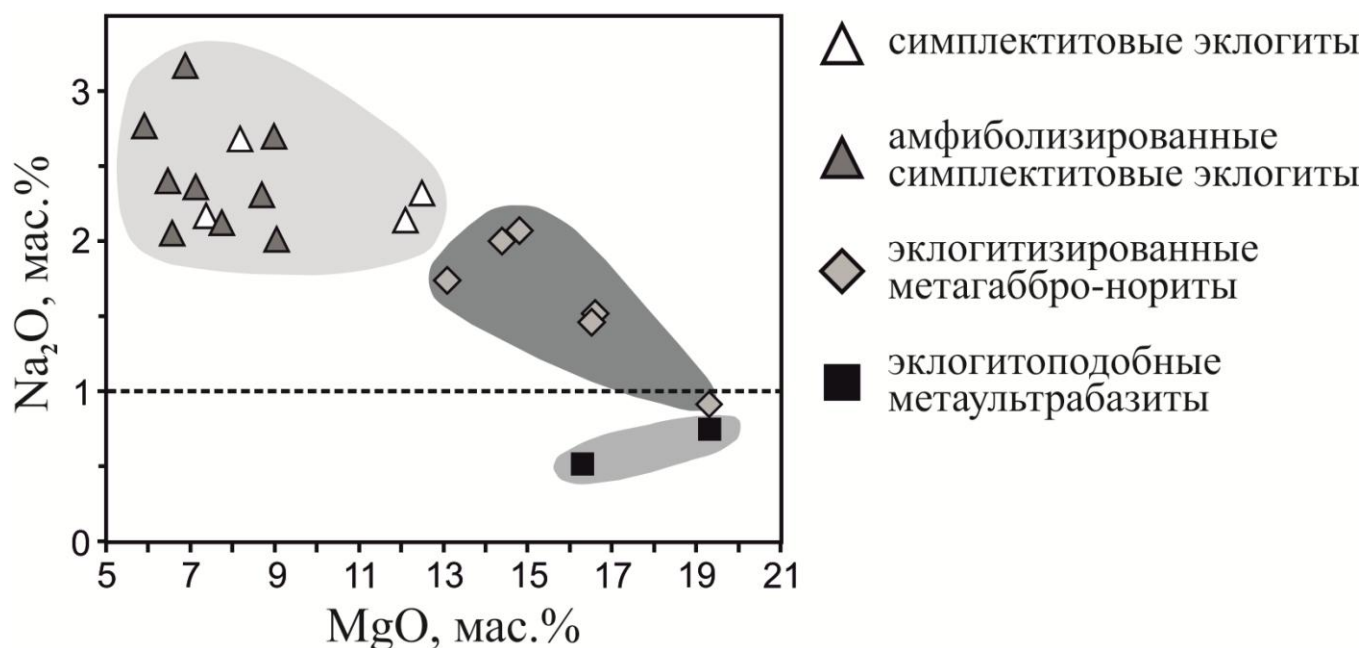


Рис. 3. Вариационная диаграмма $Na_2O - MgO$ для метаморфизованных основных-ультраосновных пород северо-западной части Беломорского подвижного пояса.

2^ое защищаемое положение. Эклогиты северо-западной части БПП испытали наложенные процессы амфиболизации и гранатизации в условиях открытой системы с обогащением пород и минералов LREE, MREE, Rb, Ba, Th, Nb и обеднением Mg и Cr при амфиболизации; обогащением Fe, Ti, V и обеднением Ni, Cr, Mg, Ba при гранатизации.

В северо-западной части БПП будинированные тела наименее измененных симплектитовых эклогитов на контакте с вмещающими ТТГ гнейсами сильно амфиболизируются, а зачастую – нацело замещаются апоэклогитовыми гранат-клинопироксеновыми амфиболитами (апоэклогитовыми амфиболитами). Процесс амфиболизации симплектитовых эклогитов выражается в значительном повышении доли вторичного амфибола в породе, развивающегося в первую очередь за счет клинопироксена и граната. При этом омфацита в породе уже не остается; образуются «грубые» Crx-Pl и Amr-Pl (за счет Crx-Pl) симплектиты вплоть до полной резорбции зерен как клинопироксена, так и амфибола. Зерна граната в апоэклогитовых амфиболитах приобретают ксеноморфный облик, а затем резорбируются при развитии по ним амфибола и плагиоклаза. Помимо амфиболизации, в телах симплектитовых эклогитов наблюдаются проявления гранатизации в виде линейных полос вплоть до появления практически мономинерального гранатита. В карьере Куру-Ваара северо-западной части БПП установлено преобразование эклогита (обр. 46) в апоэклогитовые гранатит (обр. 48) и амфиболит (обр. 50) в пределах одного тела (Мельник и др., 2013, 2014; Скублов и др., 2011б). Будина (до 10 м) симплектитового эклогита (обр. 46) на контакте с вмещающими гнейсами сильно амфиболизируется с переходом в гранат-клинопироксеновый амфиболит (обр. 50); мощность зоны интенсивной амфиболизации составляет 1-2 м. В будине наблюдается линейная зона гранатизации (обр. 48) мощностью до 0.6-0.7 м, расположенная между симплектитовым эклогитом (обр. 46) и гранат-клинопироксеновым амфиболитом (обр. 50).

Спектры распределения REE для наименее измененных симплектитовых эклогитов имеют слабо дифференцированный характер ($\text{Lu}_N/\text{La}_N = 1.3-2.1$; рис. 4а), что сближает их по форме со спектром распределения REE в N-MORB. Апоэклогитовые амфиболиты, в отличие от наименее измененных симплектитовых эклогитов, характеризуются меньшей $\text{Mg}\#$, значение которой (при содержании MgO от 5.9 до 9.0 мас.%, а FeO* от 12.4 до 17.0 мас.%) варьирует в пределах 0.41-0.57. В целом, спектры распределения REE для апоэклогитовых гранат-клинопироксеновых амфиболитов отличаются сильно дифференцированным характером с обогащением в области LREE и MREE ($\text{La}_N/\text{Lu}_N = 1.2-3.8$; рис. 4б). Такое изменение в распределении REE в апоэклогитовых амфиболитах, по сравнению с наименее измененными симплектитовыми эклогитами, за счет которых они образовались, объясняется генезисом амфиболитов на этапе ретроградного метаморфизма эклогитов в условиях открытой системы с активным участием флюида. Основной чертой амфиболизации эклогитов является привнос LREE и MREE (Melnik, 2013), что также было установлено для эклогитов орогена Дабашань в Китае при амфиболизации (Li et al., 2013a). При этом в нашем случае, обогащение амфиболитов LREE и MREE выражается в положительном наклоне спектра

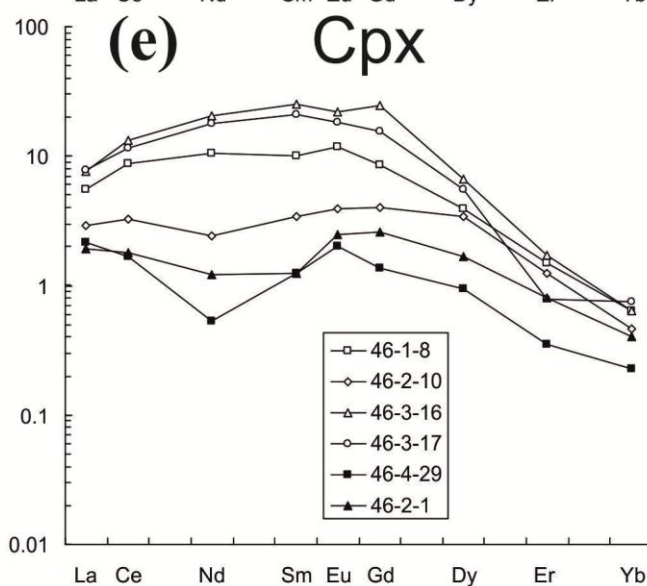
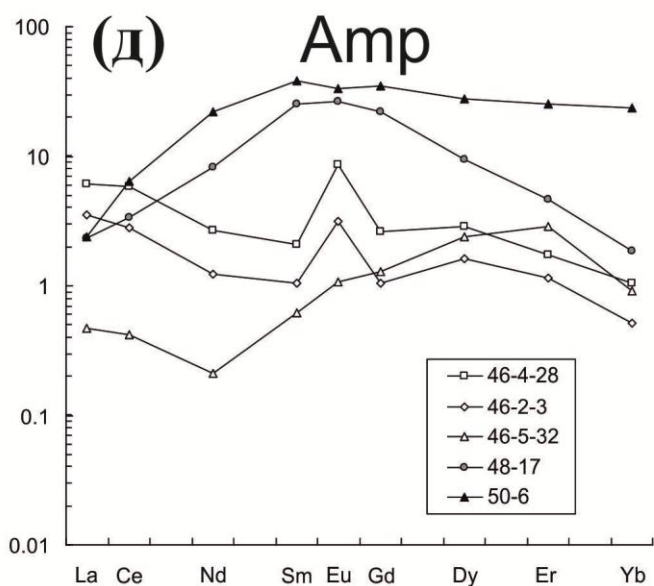
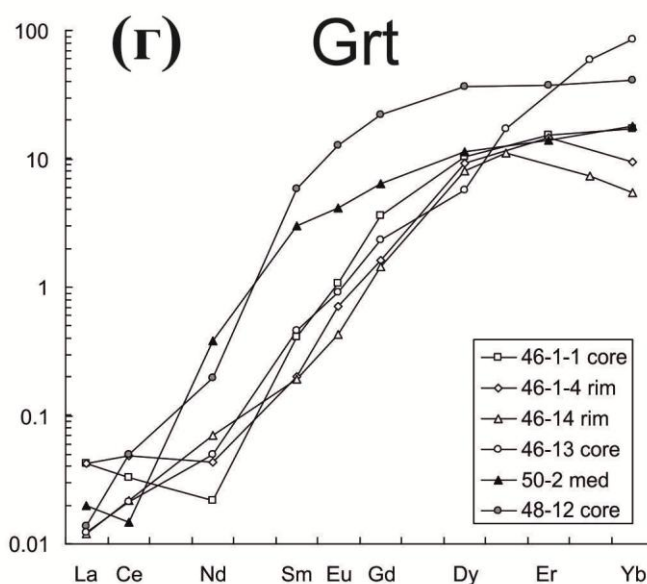
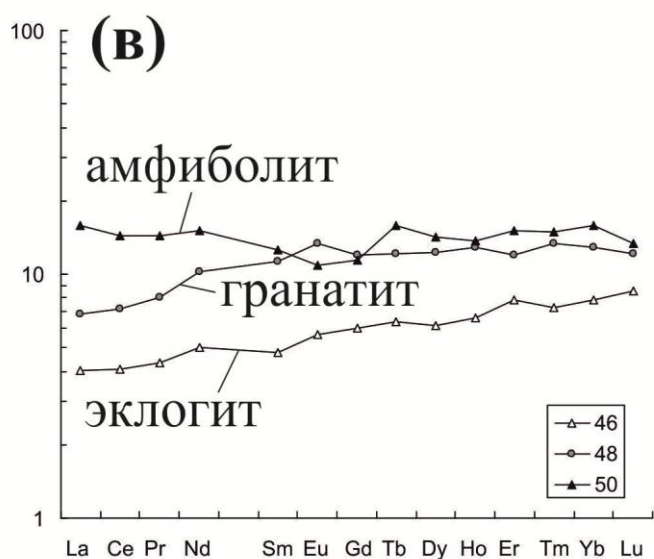
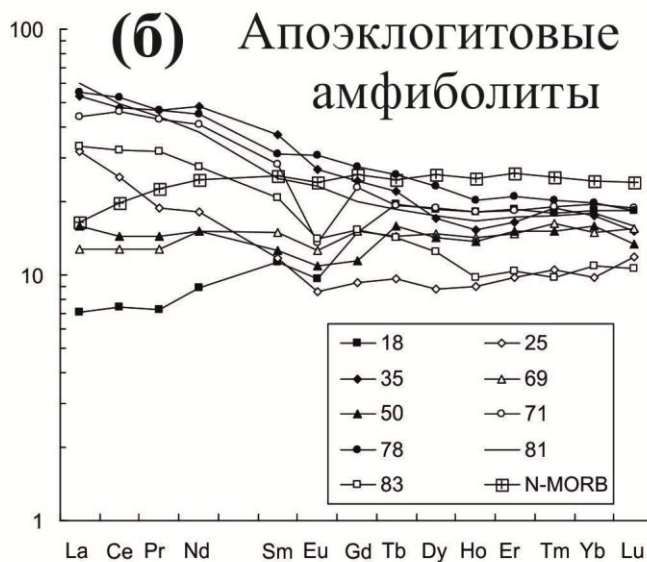
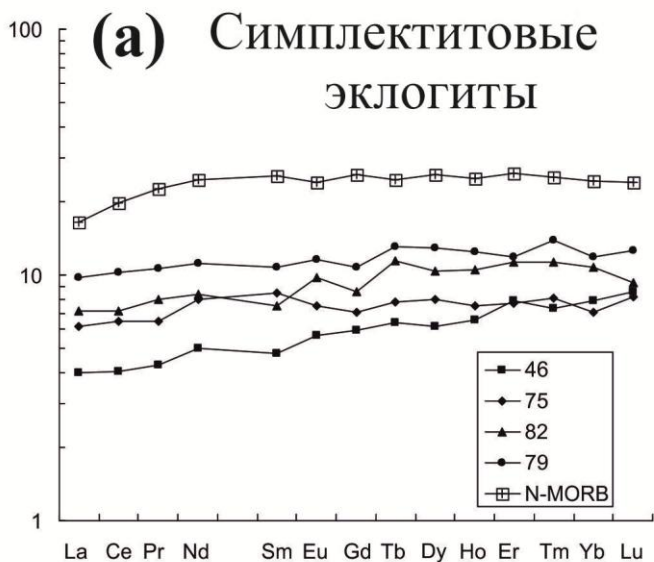


Рис. 4. Спектры распределения REE, нормированные к хондриту CI (McDonough, Sun, 1995), для симплектитовых эклогитов (а), апоэклогитовых амфиболитов (б), эклогита и развивающихся по нему гранатита и амфиболита (в), гранатов (г), амфиболов (д) и клинопироксенов (е).

распределения REE (рис. 4б) и, соответственно, значениях La_N/Sm_N и La_N/Gd_N отношений для них, превышающих единицу. Так, например, наименее измененные симплектитовые эклогиты характеризуются значениями La_N/Gd_N отношения от 0.7 до 0.9, значения La_N/Gd_N отношения для апоэклогитовых гранат-клинопироксеновых амфиболитов варьируют в пределах 0.5-3.4.

Гранат-клинопироксеновый амфиболит (обр. 50), развивающийся в периферической части будины симплектитового эклогита (обр. 46) отличается от последнего пониженным содержанием MgO (7.7 и 12.1 мас.% соответственно), Cr (170 и 670 ppm соответственно) и меньшей магнезиальностью (0.50 и 0.65 соответственно), повышенными в 5-15 раз содержаниями Rb, Ba, Th и Nb в апоэклогитовом амфиболите (обр. 50). Также, по сравнению с симплектитовым эклогитом (обр. 46), в апоэклогитовом гранат-клинопироксеновом амфиболите (обр. 50) спектр распределения REE характеризуется положительным наклоном с обогащением в области LREE и MREE (рис. 4в), что отражается в повышенных значениях La_N/Sm_N и La_N/Gd_N отношений в амфиболите (1.3 и 1.4 соответственно) в отличие от эклогита (0.8 и 0.7 соответственно). Подвижность редких элементов при амфиболизации эклогитов северо-западной части БПП недавно была также отмечена в работах (Balagansky et al., 2014a,b).

Приступая к рассмотрению гранатита (обр. 48), развивающегося по симплектитовому эклогиту (обр. 46), стоит заметить, что гранатиты нередко встречаются в метаморфических комплексах высокого давления (Мельник и др., 2014; Ранний..., 2005), а их образование чаще всего связывают с метаморфической дифференциацией вещества (Liu et al., 2007) или метасоматическим преобразованием пород (Vrijmoed et al., 2008). Гранатизация эклогита приводит к значительным изменениям в составе породы (Мельник и др., 2013, 2014). Апоэклогитовый гранатит (обр. 48) отличается от симплектитового эклогита (обр. 46) повышенным содержанием FeO* (18.0 и 12.1 мас.% соответственно), TiO₂ (1.4 и 0.4 мас.% соответственно) и пониженным содержанием MgO (6.1 и 12.1 мас.% соответственно). Гранатит (обр. 48), по сравнению с эклогитом (обр. 46), значительно обогащен V (в 5 раз), обеднен в 3-30 раз Ni, Cr и Ba (аналитические данные состава пород и минералов приведены в диссертации).

Таким образом, установлено, что при амфиболизации симплектитового эклогита (обр. 46) происходило обеднение породы Mg и Cr при обогащении LREE, MREE, Rb, Ba, Th и Nb. При гранатизации эклогита (обр. 46) порода обогащалась Fe, Ti, V, при обеднении Mg, Ni, Cr и Ba.

Для клинопироксенов из симплектитов в наименее измененном симплектитовом эклогите (обр. 46) характерны значения X_{Mg} около 0.9, что не сильно отличается от таковых для омфацитов; повышенное, по сравнению с омфацитом, содержание Nb, Ti и Y, что объясняется тем, что генезис первично эклогитового омфацита происходил совместно с минералами-концентраторами данных элементов (рутилом (Ti, Nb) и гранатом (Y) (Скублов и др., 2011б). Клинопироксен из симплектитов (рис. 4е, белые значки), в отличие от омфацита (рис. 4е, серые значки), характеризуется повышенным в разы содержанием HREE и на порядок – LREE, что может быть следствием особенности флюидного режима ретроградного этапа метаморфизма и/или распада на этапе декомпрессии

минералов-концентраторов, главным образом, LREE (например, цоизита, преимущественно накапливающего LREE (Miller et al., 2007).

Гранаты из апоэклогитовых гранатита (обр. 48) и амфиболита (обр. 50) по составу отличаются от граната из симплектитового эклогита (обр. 46) более высоким содержанием Alm, меньшей концентрацией Prp и, соответственно, меньшей магнезиальностью. При этом наименьшей магнезиальностью по сравнению с гранатом из апоэклогитового амфиболита ($X_{Mg} = 0.33-0.36$; обр. 50) и наиболее магнезиальным гранатом из симплектитового эклогита ($X_{Mg} = 0.40-0.56$; обр. 46) характеризуется гранат из апоэклогитового гранатита ($X_{Mg} = 0.28-0.30$; обр. 48). Спектры распределения REE в гранатах из гранатита (обр. 48) и гранат-клинопироксенового амфиболита (обр. 50) характеризуются выпуклой формой (рис. 4г), отличаясь от сильно дифференцированных спектров распределения REE (с увеличением от LREE к HREE) в гранатах из симплектитового эклогита (обр. 46). Такое различие в распределении REE обусловлено повышенным в гранате из гранатита (обр. 48), относительно граната из симплектитового эклогита (обр. 46) содержанием всех REE (рис. 4г), обогащением граната из апоэклогитового амфиболита (обр. 50), относительно граната из симплектитового эклогита (обр. 46), LREE и MREE. Гранаты из апоэклогитовых пород (обр. 48 и 50) по сравнению с гранатами из симплектитового эклогита (обр. 46) обеднены Cr в 2-8 раз.

Амфиболы из гранатита (обр. 48) и гранат-клинопироксенового амфиболита (обр. 50) отличаются от амфиболов из основной ткани симплектитового эклогита (обр. 46) значительно пониженной магнезиальностью ($X_{Mg} = 0.64-0.73$) и более низкими концентрациями Cr (в 2-4 раза). Амфибол из апоэклогитового гранатита (обр. 48) отличается от первично эклогитового амфибола из симплектитового эклогита (обр. 46) повышенными содержаниями V (в 3 раза), Ti (в 3-7 раз), Zr (в 2-3 раза), REE и на порядок более высокой концентрацией Nb. Амфибол из апоэклогитового амфиболита (обр. 50) в сравнении с амфиболом из симплектитового эклогита (обр. 46) обогащен Nb (в 10 раз) и на порядок всеми REE, что можно объяснить совокупностью привноса LREE и MREE в ходе амфиболизации с одновременным распадом граната и, соответственно, высвобождением HREE, которые входят в состав новообразованного амфибола. Таким образом, для амфиболов из апоэклогитовых пород (обр. 48 и 50) наблюдается отчетливая тенденция значительного увеличения содержания REE относительно амфиболов из симплектитового эклогита (обр. 46). Спектры распределения REE в амфиболах из апоэклогитовых пород (гранатита и амфиболита) так же, как и в случае с гранатами, характеризуются выпуклой формой (рис. 4д).

3^{be} защищаемое положение. Время эцлогитового метаморфизма в северо-западной части БПП, определенное комплексом независимых изотопно-геохимических методов (U-Pb метод по циркону и Lu-Hf и Sm-Nd методы по гранату и клинопироксену), составляет ~ 1.9 млрд. лет. Возраст наложенных гранатитов и секущих эцлогиты пегматитов составляет ~ 1.84 млрд. лет.

Установление возраста метаморфизма эцлогитов, как и любых других метаморфических пород, – весьма сложная задача, помимо геологического, требующая комплексного изотопно-геохимического подхода с учетом минералогическо-петрографических особенностей пород, в особенности если речь идет о докембрийских полиметаморфических комплексах. С.Г. Скубловым с коллегами установлены типоморфные геохимические особенности цирконов, образованных в условиях эцлогитовой фации, вне зависимости от состава протолита и величины давления (в пределах эцлогитовой фации): аномально пониженное содержание Th (в среднем 3 ppm), что приводит к низкому Th/U отношению (на уровне 0.0n); пониженное содержание всего спектра REE (в среднем до уровня 20 ppm), в особенности LREE (менее 2 ppm); пониженное содержание Y, U и P (в среднем 35, 100 и 40 ppm соответственно); спектр распределения REE в эцлогитовом цирконе отличается четко выраженным пологим распределением HREE, отсутствием или слабо выраженной отрицательной Eu-аномалией и значительно редуцированной, в сравнении с магматическими цирконами, положительной Ce-аномалией (значение Ce/Ce* - в среднем 10), а также «корытообразным» провалом в области Nd, который может доходить до появления отрицательной Nd-аномалии; повышенное, относительно магматических цирконов, содержание Hf (в среднем 11400 ppm) (Скублов и др., 2012). Причины проявления таких особенностей состава эцлогитовых цирконов частично обусловлены кристаллизацией совместно с гранатом (минералом-концентратором HREE) в отсутствие плагиоклаза (минерала-концентратора Eu) (Скублов и др., 2012; Rubatto, 2002), однако не могут быть полностью объяснены только минеральным парагенезисом эцлогитовой фации (в котором, например, может присутствовать и плагиоклаз (Кориковский, 1998; Кориковский и др., 1997; Carswell, 1990). По-видимому, важную роль в данном случае также играет специфика флюидного режима эцлогитового метаморфизма (Скублов и др., 2012).

Зерна циркона из симплектитового эцлогита (обр. 46) в катодолюминесценции (CL) разделяются на две группы (Скублов и др., 2011б) (рис. 5а): 1) зональные зерна с почти черным ядром и светло-серой каймой мощностью 20-30 мкм; 2) светло-серые незональные зерна. Светло-серые зерна и каймы, а также почти черные в CL ядерные части циркона образуют два разновозрастных близконкордантных кластера (рис. 5а), через которые можно провести дискордию со значениями нижнего и верхнего пересечений 1923 ± 75 и 2865 ± 35 млн. лет соответственно (Скублов и др., 2010а). Средневзвешенный $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возраст светло-серых кайм и зерен циркона составляет 1878 ± 36 млн. лет; темных ядер – 2879 ± 34 млн. лет (рис. 5а). Центральные части циркона архейского возраста и более молодые протерозойские (свекофеннские) каймы и зерна циркона отличаются в геохимическом плане по характеру распределения редких и редкоземельных элементов. Архейские центральные части циркона характеризуются повышенным Th/U отношением (0.81-1.49), сильно дифференцированным спектром распределения REE с увеличением от

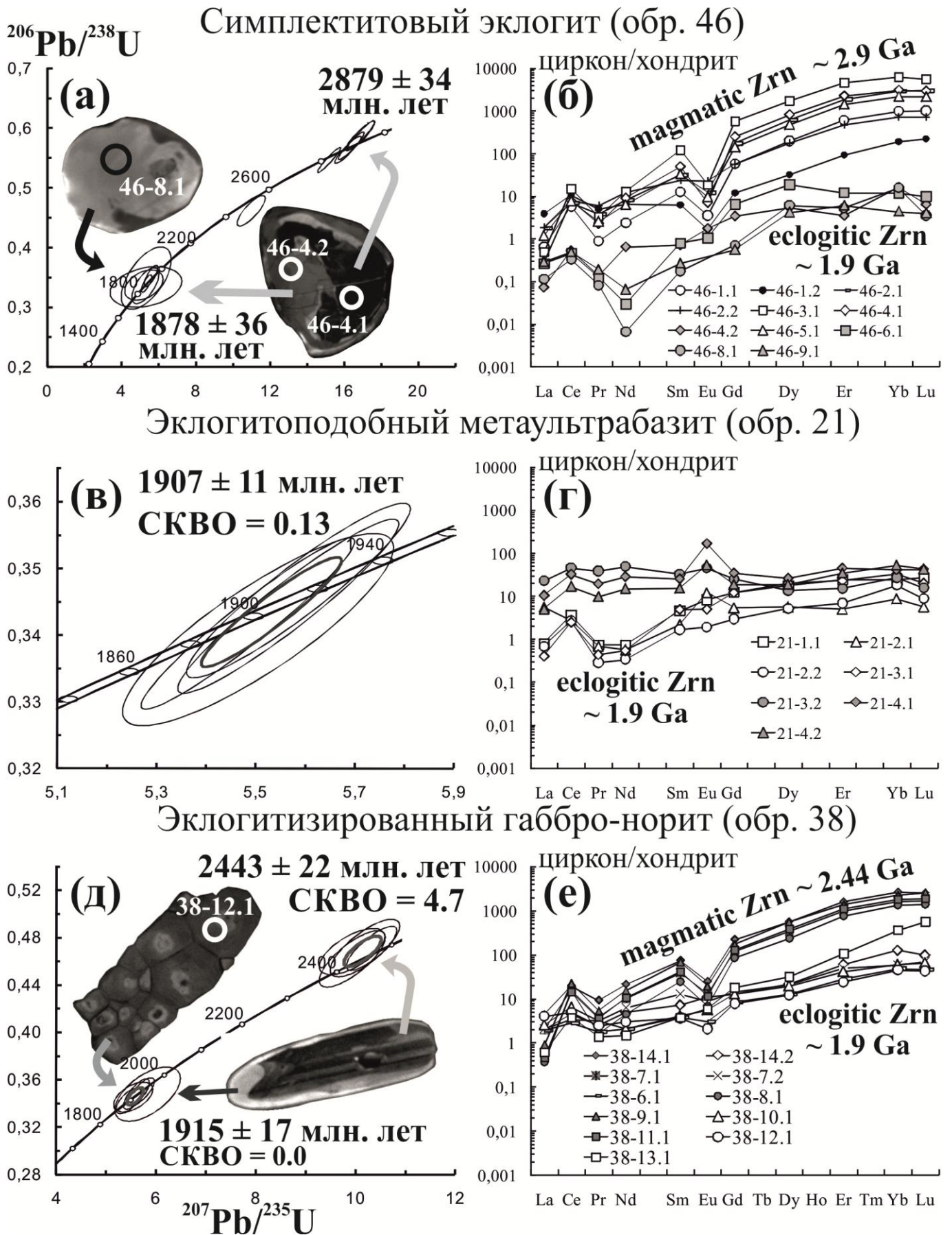


Рис. 5. Диаграммы с конкордией и спектры REE для цирконов из симплектитового эклогита (а, б), эклогитоподобного метаультрабазита (в, г) и эклогитизированного габбро-норита (д, е).

LREE в сторону HREE (рис. 5б, белые значки), ярко выраженными положительной Ce-аномалией (2.7-11.9) и отрицательной Eu-аномалией (0.06-0.16), содержанием Hf до 6200 ppm. Перечисленные геохимические особенности отвечают цирконам магматического генезиса (Belousova et al., 2002; Hoskin, Schaltegger, 2003; и др.). Зерна и каймы циркона свекофеннского возраста, в отличие от архейских магматических ядер, обладают типоморфными геохимическими особенностями эклогитовых цирконов: низкое Th/U отношение на уровне 0.0n, низкое содержание Th (0.02-0.37 ppm), Y (≤ 26 ppm) и суммы REE (Σ REE ≤ 11 ppm), повышенное содержание Hf (> 8400 ppm), спектры распределения REE в них отличаются редуцированными (в сравнении с магматическими цирконами) Ce- и Eu-аномалиями, плоским профилем распределения HREE, «корытообразным» провалом в области LREE с появлением отрицательной Nd-аномалии (рис. 5б, серые значки).

Для зерен циркона из эклогитоподобного гранат-амфибол-клинопироксенового кристаллосланца (обр.21, карьер Куру-Ваара) получен конкордантный возраст 1907 ± 11 млн. лет (рис. 5в). Цирконы из данной породы, главным образом, характеризуются низким содержанием Th (до ~ 7 ppm), Y (до ~ 40 ppm), LREE (до 3 ppm), HREE (до 17 ppm), низким Th/U отношением (0.01-0.02) и повышенным содержанием Hf (до ~ 9500 ppm), спектры распределения REE (рис. 5г, белые значки) в них слабо дифференцированы (Lu_N/La_N до 50) с плоским профилем распределения в области HREE, что в совокупности соответствует особенностям типичных эклогитовых цирконов (Скублов и др., 2012). Некоторые цирконы из эклогитоподобного метаультрабазита (обр. 21) отличаются значительно бóльшим содержанием LREE (19-59 ppm) и MREE, что отражается в профиле распределения REE в них (рис. 5г, серые значки) и обусловлено искажением первичных геохимических характеристик циркона, но без перестройки U-Pb системы в нем, на этапе ретроградного метаморфизма (Скублов и др., 2011б).

В эклогитизированном габбро-норите (обр. 38) в CL выделяются два основных типа циркона (рис. 5д): 1) с осцилляционной магматической зональностью и тонкой светло-серой каймой; 2) зерна с неоднородной в CL окраской, слагающие призматические агрегаты с «ячеистой» структурой. Цирконы с осцилляционной зональностью образуют кластер с конкордантным U-Pb возрастом 2443 ± 22 млн. лет (рис. 5д). Зерна циркона второго типа и светло-серые каймы зерен циркона с осцилляционной зональностью образуют второй субконкордантный кластер с конкордантным значением U-Pb возраста 1915 ± 17 млн. лет (рис. 5д). Зерна циркона с осцилляционной зональностью характеризуются сильно дифференцированным спектром распределения REE, ярко выраженными Ce- и Eu-аномалиями (рис. 5е, серые значки), высоким содержанием Y (до 1577 ppm) и REE (до 970 ppm), высоким Th/U отношением (0.79-1.38), содержанием Hf до 7355 ppm, что соответствует цирконам магматического генезиса. Свекофеннские домены циркона в целом отличаются низким содержанием Y (до 51 ppm), Th (до 5 ppm), HREE (17-26 ppm) и LREE (3-6 ppm), низким Th/U отношением (на уровне 0.0n), содержанием Hf до 9100 ppm, спектры распределения REE (рис. 5е, белые значки) в них слабо дифференцированы с плоским профилем распределения в области HREE, редуцированными Ce- и Eu-аномалиями, «корытообразным» прогибом в области Nd, что соответствует типоморфным характеристикам цирконов из эклогитов (Скублов и др., 2012).

Таким образом, локальное датирование цирконов с одновременным изучением их геохимических особенностей «в той же точке» для симплектитового эклогита

(обр. 46) и эклогитизированного оливинового габбро-норита (обр. 38) позволило установить различные возрасты магматических протолитов для этих пород (~ 2.9 млрд. лет – для симплектитового эклогита; ~ 2.44 млрд. лет – для эклогитизированного габбро-норита), а также единственный этап эклогитового метаморфизма с возрастом ~ 1.9 млрд. лет. Цирконы из эклогитоподобного гранат-амфибол-клинопироксенового кристаллосланца (обр. 21) подтверждают возраст эклогитового метаморфизма ~ 1.9 млрд. лет, а также отражают наложенный метаморфизм в условиях амфиболитовой фации, выражающийся в искажении геохимических особенностей данного минерала по содержанию LREE и MREE, но без искажения U-Pb возраста, что особенно характерно для свекофенских цирконов из гранат-клинопироксенового амфиболита (обр. 50), образованного по симплектитовому эклогиту (обр. 46).

Титаниты из кварцевых жил (обр. 6 и 8), пересекающих тела апоэклогитовых амфиболитов в карьере Куру-Ваара северо-западной части БПП, имеют значения $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возраста около 1870 млн. лет, что отвечает времени преобразования вмещающих жилы пород на начальном этапе ретроградной ветви эклогитового метаморфизма в условиях амфиболитовой фации (Скублов и др., 2014). Такое же значение возраста ~ 1870 млн. лет было установлено для этапа ретроградного преобразования эклогитов Керетского архипелага (центральная часть Беломорского пояса) в условиях эпидот-амфиболитовой фации (Березин и др., 2013; Березин, Скублов, 2014).

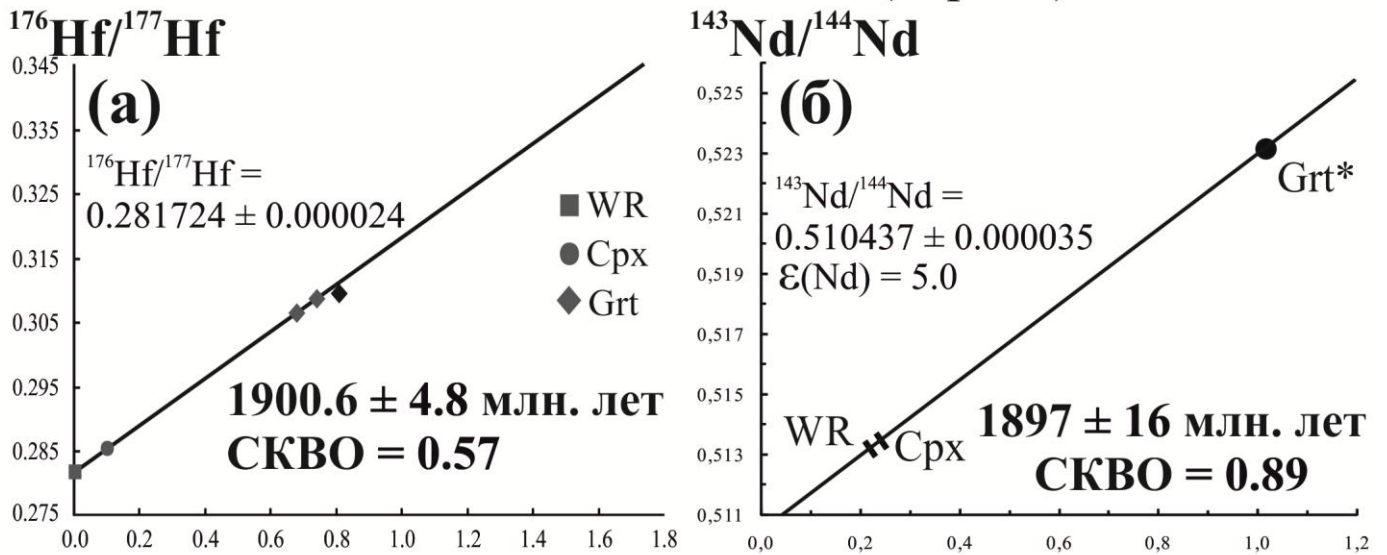
На начальном этапе ретроградного преобразования эклогитов вокруг порфиробластов граната начинают развиваться Amp-Pl келифитовые каймы (рис. 1), при этом в гранатах возможно появление диффузионной каймы (Anderson, Moecher, 2007). Расчеты параметров начального этапа ретроградного метаморфизма эклогитов северо-западной части БПП были выполнены в системе NCFMASH для парагенезиса Grt + Amp + Pl + Qtz келифитовых кайм и ретроградных оторочек граната, вторичных по отношению к эклогитовому парагенезису симплектитового эклогита (обр. 46). Согласно результатам расчетов, ретроградное преобразование эклогитов происходило при $P = 10.5-11$ кбар и $T = 690-700^\circ\text{C}$, что соответствует условиям амфиболитовой фации метаморфизма (Бушмин, Глебовицкий, 2008). Наиболее подходящей для установления пиковых параметров эклогитового метаморфизма породой, из изученных в диссертации, является эклогитизированный оливиновый габбро-норит (обр. 38), что обусловлено образованием коронарных структур в целом в габброидах исключительно при максимальных P-T параметрах метаморфизма (Кориковский, 2005а). Согласно результатам расчетов, выполненных в системе NCFMASH для парагенезиса Omp + Amp + Qtz + Grt + Pl, параметрам пика эклогитового метаморфизма отвечают $P = 12-13$ кбар и $T = 660-690^\circ\text{C}$. Полученные значения температуры и давления соответствуют условиям эклогитовой фации метаморфизма (Бушмин, Глебовицкий, 2008).

В последнее время, при решении проблемы возраста эклогитов, помимо U-Pb локального датирования цирконов и изучения их геохимических особенностей, для непосредственного датирования эклогитовых парагенезисов (Grt + Omp) используют Sm-Nd и Lu-Hf методы (например, Cheng et al., 2008, 2009), что, в отличие от определения возраста с помощью акцессорных минералов, позволяет наиболее точно установить время именно эклогитового метаморфизма (Cheng et al., 2009). Преимуществом Lu-Hf системы, что делает ее более привлекательной для

датирования эклогитов, в сравнении с Sm-Nd системой, является более высокая температура закрытия ($> 850^{\circ}\text{C}$ по Schmidt et al., 2011). Стоит отметить, что для корректной интерпретации результатов комплексного Sm-Nd и Lu-Hf датирования необходимо детальное изучение характера распределения как главных, так и редких элементов в кристаллах граната – основополагающего для данных методов геохронометрии эклогитов минерала. Для граната из коровых эклогитов, в целом, характерна проградная ростовая зональность по главным элементам с повышением от центра к краю содержания Mg при снижении концентрации Mn и Fe в том же направлении (Кориковский, 2009); при таком типе зональности в центральных участках кристаллов граната преимущественно концентрируются Y, HREE (в особенности Lu), для которых гранат является основным минералом-концентратором в породах средних и высоких ступеней метаморфизма (например, Laperon et al., 2003; Otamendi et al., 2002). Концентрация Lu в центральных частях гранатов с проградной зональностью при равномерном распределении в них Hf (Laperon et al., 2003) приводит к высоким значениям Lu/Hf отношения в ядрах кристаллов граната и является индикатором генезиса этого минерала при температуре ниже температуры закрытия Lu-Hf системы (Cheng et al., 2008; Green et al., 2000).

Датирование Sm-Nd методом эклогитоподобного метаультрабазита (обр. 21) и наименее измененного симплектитового эклогита (обр. 46) позволило получить совпадающие в пределах погрешности возрасты 1896 ± 12 и 1897 ± 16 млн. лет соответственно (рис. 6б, г). Эклогитоподобный метаультрабазит (обр. 21) и симплектитовый эклогит (обр. 46) имеют Lu-Hf изохронные значения возраста 1894 ± 4 млн. лет и 1901 ± 5 млн. лет соответственно (рис. 6а, в), также равные в пределах погрешности (Хервартц и др., 2012). Для корректной интерпретации данных комплексного Sm-Nd и Lu-Hf датирования пород необходимо учитывать характер распределения главных и редких элементов в гранате (например, Skoга et al., 2006; Endo et al., 2009). Характерный признак порфиробластов граната из симплектитового эклогита (обр. 46) – наличие явной проградной ростовой зональности по главным элементам (рис. 6д) с увеличением содержания Mg и уменьшением концентрации Mn и Fe от центра к краю граната, что говорит об отсутствии перестройки Lu-Hf системы (Cheng et al., 2008; Van Orman et al., 2002) при сохранении ростовой зональности, образованной в процессе одноактного этапа роста граната, и по редким элементам. Действительно, проградная зональность по главным элементам в гранате из симплектитового эклогита (обр. 46) подтверждается и распределением в нем редких элементов: от центра к краю граната происходит резкое уменьшение содержания Lu (от 2.1 до 0.14 ppm) при равномерном распределении Sm, Hf и Nd. Lu/Hf отношение от центра к краю граната уменьшается в 15 раз (от 4.8 до 0.32), что является свидетельством того, что кристаллизация граната проходила при температуре, не превышающей температуру закрытия Lu-Hf системы в нем и, соответственно, такое распределение редких элементов отвечает гранату, в котором Lu-Hf система не была перестроена. Стоит отметить, что перестройка Lu-Hf системы в гранате происходит при его перекристаллизации (Kelly et al., 2011), при этом зерна этого минерала резорбируются (Kirchenbaur et al., 2012) и в них происходит перераспределение редких элементов, что выражается в обогащении краевых участков резорбированных зерен граната Lu (Kelly et al., 2011; Kirchenbaur et al., 2012) и не наблюдается в гранатах из симплектитового эклогита (обр. 46).

Симплектитовый эклогит (обр. 46)



Эклогитоподобный метальтрабазит (обр. 21)

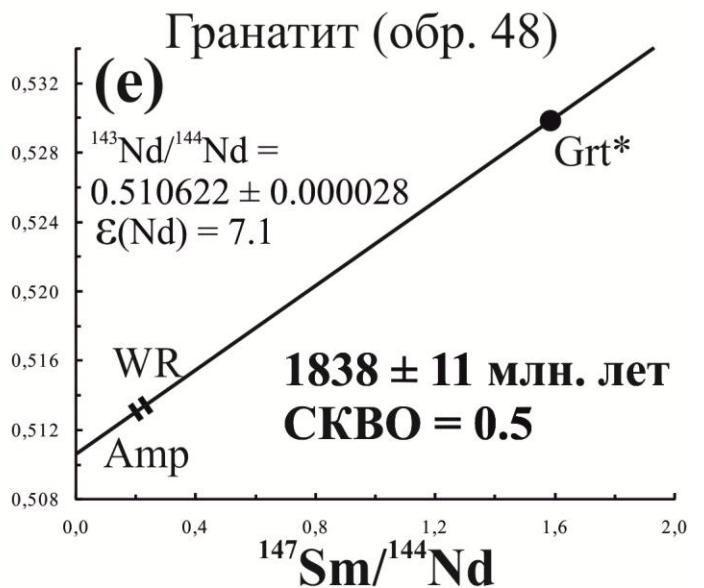
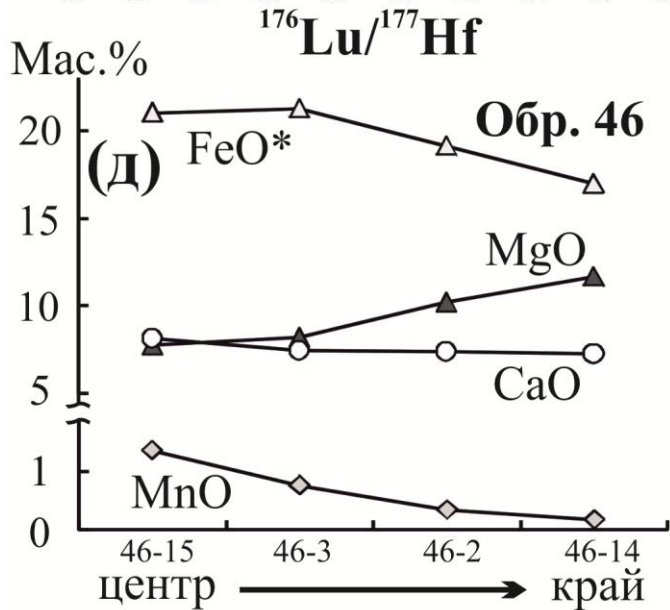
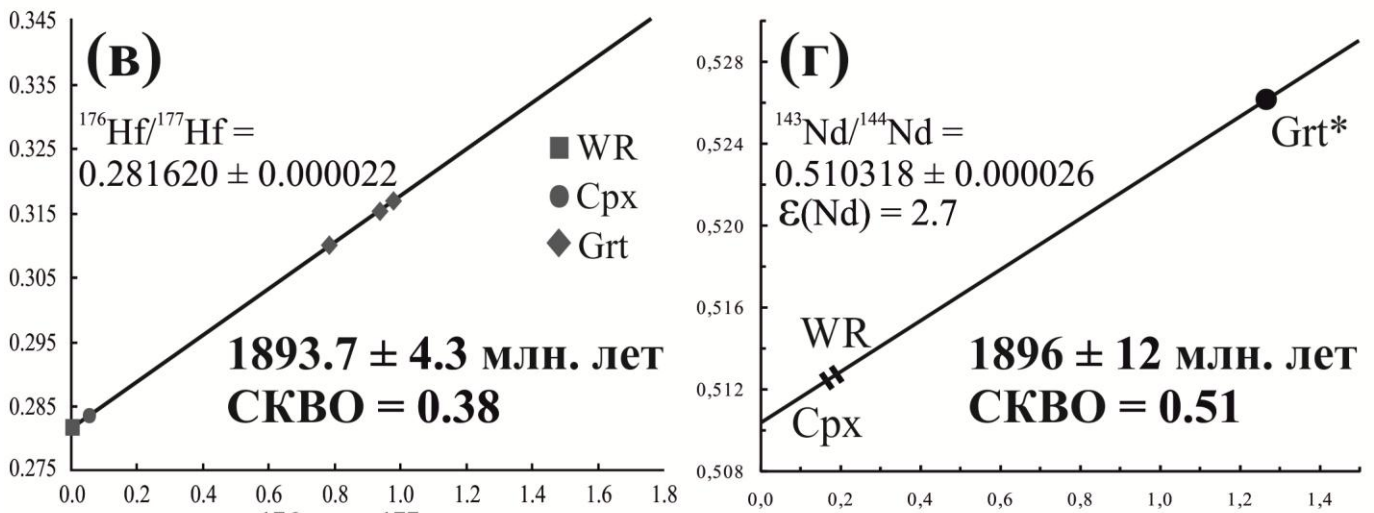


Рис. 6. Lu-Hf (а, в) и Sm-Nd (б, г, е) изохронные диаграммы для симплектитового эклогита (д – состав граната по профилю от центра к краю), эклогитоподобного метальтрабазита и гранатита.

Поскольку Lu-Hf значение возраста симплектитового эклогита (обр. 46) совпадает с таковым для эклогитоподобного метаультрабазита (обр. 21), то, значит, Lu-Hf система в последнем также не была перестроена. В силу того, что результаты Lu-Hf и Sm-Nd датирования данных пород совпадают (рис. 6а-г), то, значит, гранат в них кристаллизовался также и при температуре, не превышающей температуру закрытия Sm-Nd системы в нем.

Значение Lu-Hf возраста для гранатов с проградной ростовой зональностью и пиком Lu в ядрах как правило соответствует начальной стадии их проградного роста (Larén et al., 2003). При этом в порфиробластах граната из симплектитовых эклогитов карьера Куру-Ваара было установлено включение омфацита (индикаторного минерала эклогитовой фации) ближе к центру, а не в более магнезиальной кайме граната (Konilov et al., 2011), вместе с минералами доэклогитового этапа, что указывает на быстрый рост порфиробластов граната в поле стабильности омфацита. Поскольку по разнице между Lu-Hf и Sm-Nd значениями возраста вычисляют временной интервал роста граната (например, Larén et al., 2003), то на быстрый рост гранатов из симплектитового эклогита (обр. 46) указывают также совпадающие Lu-Hf и Sm-Nd датировки (рис. 6 а, б).

Изохронные возрасты эклогитоподобного метаультрабазита (обр. 21) и симплектитового эклогита (обр. 46), полученные Sm-Nd и Lu-Hf методами для ассоциации Grt + Crx совпадают между собой и соответствуют значению ~ 1.9 млрд. лет. Данное значение возраста совпадает с U-Pb датировками эклогитовых цирконов из этих пород и отвечает этапу свекофеннского эклогитового метаморфизма.

Sm-Nd возраст апоэклогитового гранатита (обр. 48) равен 1838 ± 11 млн. лет (рис. 6е) (Мельник и др., 2014). Это значение возраста идентично конкордантному возрасту образования циркона (1841 ± 12 млн. лет, Скублов и др., 2011б) из расположенной в этом же обнажении жилы керамического пегматита (обр. 62), пересекающей в том числе будинированные эклогиты. Таким образом, образование апоэклогитового гранатита (обр. 48) произошло одновременно с внедрением пегматитовых жил около 1840 млн. лет назад и является результатом флюидного воздействия на вмещающие гранатиты эклогиты. При этом датирование Sm-Nd методом позволило установить время генезиса гранатита (обр. 48), в отличие от U-Pb датирования циркона из этой породы, отражающего возраст магматического протолита эклогита (~ 2.9 млрд. лет) и этап эклогитового метаморфизма (~ 1.9 млрд. лет) (Мельник и др., 2013, 2014).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате детального изучения минералого-геохимических и изотопно-геохимических особенностей эклогитов северо-западной части Беломорского подвижного пояса установлен гетерогенный и разновозрастный характер их протолита. В северо-западной части БПП эклогитовый метаморфизм испытали две разновозрастные группы базитовых пород – палеопротерозойские дайки оливиновых габбро-норитов и архейские будинированные тела metabазитов. Отсутствие эклогитового парагенезиса в метаультрабазитах, ассоциирующих с metabазитами, обусловлено, главным образом, обедненностью протолита натрием.

Время эклогитового метаморфизма в северо-западной части БПП, определенное комплексом независимых изотопно-геохимических методов (U-Pb метод по циркону и Lu-Hf и Sm-Nd методы по гранату и клинопироксену), составляет ~ 1.9 млрд. лет. Возраст наложенных гранатитов и секущих эклогиты пегматитов составляет ~ 1.84 млрд. лет.

Результаты датирования одноактного события эклогитового метаморфизма не противоречат геологическим критериям: возраст протолита эклогитов как архейский (~ 2.9 млрд. лет), так и палеопротерозойский (~ 2.44 млрд. лет). Возраст наложенных гранатитов и секущих эклогиты пегматитов установлен как ~ 1.84 млрд. лет. Возраст ретроградной ветви эклогитового метаморфизма в условиях амфиболитовой фации установлен как ~ 1.87 млн. лет, что практически совпадает с определениями возраста наложенной на эклогиты амфиболизации в других участках проявления эклогитового метаморфизма в БПП (Березин и др., 2013; Березин, Скублов, 2014).

Эклогиты северо-западной части БПП испытали наложенные процессы амфиболизации и гранатизации в условиях открытой системы с обогащением пород и минералов LREE, MREE, Rb, Ba, Th, Nb и обеднением Mg и Cr при амфиболизации; обогащением Fe, Ti, V и обеднением Ni, Cr, Mg, Ba при гранатизации.

Научная новизна проведенного исследования состоит в том, что комплексом независимых изотопно-геохимических методов впервые доказан палеопротерозойский (~ 1.9 млрд. лет) возраст эклогитов в Беломорском поясе – для северо-западной части БПП (в настоящей работе) и для других районов БПП (район с. Гридино, побережье Красной губы, острова Керетского архипелага, в серии публикаций С.Г. Скублова, А.В. Березина и А.Е. Мельника). Используемый в работе методический подход, заключающийся в изучении особенностей геохимии редких элементов в минералах-геохронометрах в целях корректной интерпретации результатов датирования может быть широко использован при реконструкции истории становления и преобразования высокометаморфизованных комплексов докембрия других районов.

Список работ по теме диссертации, опубликованных в изданиях, рекомендованных ВАК Минобрнауки России

1. Скублов С.Г., Балашов Ю.А., Марин Ю.Б., Березин А.В., Мельник А.Е., Падерин И.П. U-Pb возраст и геохимия цирконов из салминских эклогитов (месторождение Куру-Ваара, Беломорский пояс) // Доклады АН. 2010. Т. 432. № 5. С. 668-675.

2. Скублов С.Г., Астафьев Б.Ю., Марин Ю.Б., Березин А.В., Мельник А.Е., Пресняков С.Л. Новые данные о возрасте эклогитов Беломорского подвижного пояса в районе с. Гридино // Доклады АН. 2011. Т. 439. № 6. С. 795-802.

3. 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. 2011. Т. 19. № 5. С. 493-519.

4. Хервартц Д., Скублов С.Г., Березин А.В., **Мельник А.Е.** Первые определения Lu-Hf возраста гранатов из эклогитов Беломорского подвижного пояса (Балтийский щит, Россия) // Доклады АН. 2012. Т. 443. № 2. С. 221-224.

5. Березин А.В., Скублов С.Г., Марин Ю.Б., **Мельник А.Е.**, Богомолов Е.С. Новое проявление эклогитов в Беломорском подвижном поясе: геология, условия метаморфизма и изотопный возраст // Доклады АН. 2013. Т. 448. № 1. С. 64-75.

6. **Мельник А.Е.**, Скублов С.Г., Марин Ю.Б., Березин А.В., Богомолов Е.С. Новые данные о возрасте (U-Pb, Sm-Nd) гранатитов в салминских эклогитах, Беломорский подвижный пояс // Доклады АН. 2013. Т. 448. № 2. С. 197-205.

7. Скублов С.Г., Зак Т., Березин А.В., **Мельник А.Е.**, Ризванова Н.Г. Результаты локального исследования (LA-ICP-MS) геохимии и U-Pb возраста рутилов из пород Беломорского подвижного пояса // Геохимия. 2013. № 2. С. 180-187.

8. Скублов С.Г., **Мельник А.Е.**, Марин Ю.Б., Березин А.В., Богомолов Е.С., Ишмурзин Ф.И. Новые данные о возрасте (U-Pb, Sm-Nd) метаморфизма и протолита эклогитоподобных пород района Красной губы, Беломорский пояс // Доклады АН. 2013. Т. 453. № 3. С. 319-325.

9. **Мельник А.Е.**, Березин А.В., Скублов С.Г. Возраст (U-Pb, Sm-Nd) и геохимические особенности гранатитов в салминских эклогитах, Беломорский подвижный пояс // Записки РМО. 2014. Т. 143. № 6. С. 17-33.

10. Скублов С.Г., Березин А.В., Ризванова Н.Г., **Мельник А.Е.**, Мыскова Т.А. Многоэтапность свекофеннского метаморфизма по данным состава и U-Pb возраста титанита из эклогитов Беломорского подвижного пояса // Петрология. 2014. Т. 22. № 4. С. 405-413.

Список основных работ по теме диссертации в других научных изданиях

1. Skublov S.G., Berezin A.V., **Melnik A.E.** Geochemistry and U-Pb age of zircons from the Salma eclogites (Belomorian mobile belt, Baltic Shield) // Goldschmidt 2010: Earth, Energy, and the Environment. Geochimica et Cosmochimica Acta. 2010. V. 74. Suppl. 1. A970.

2. **Мельник А.Е.**, Березин А.В. Распределение REE в пироксенах и амфиболах из эклогитов с-з части Беломорского подвижного пояса // Современные проблемы геохимии. Материалы конференции молодых ученых. Иркутск: Институт географии им. В.Б. Сочавы СО РАН, 2011. С. 76-79.

3. **Мельник А.Е.**, Березин А.В., Скублов С.Г. Особенности геохимии породообразующих и акцессорных минералов из салминских эклогитов // Гранулитовые и эклогитовые комплексы в истории Земли. Материалы научной конференции и путеводитель научных экскурсий. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2011. С. 134-138.

4. **Мельник А.Е.** Sm-Nd возраст гранатитов в салминских эклогитах, Беломорский подвижный пояс // Актуальные проблемы геологии докембрия, геофизики и геоэкологии. Материалы XXIII молодежной научной школы-конференции, посвященной памяти чл.-корр. АН СССР К.О. Кратца. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2012. С. 41-43.

5. **Melnik A.E.** Geochemistry of the Salma eclogites (Belomorian mobile belt, Baltic Shield) // V.M. Goldschmidt Conference. Mineralogical Magazine. 2013. V. 77. № 5. P. 1736.

6. Skublov S.G., **Melnik A.E.**, Berezin A.V. Paleoproterozoic age of the Belomorian Mobile Belt eclogites // Precambrian High-Grade Mobile Belts. Extended Abstracts. Petrozavodsk: KRC RAS, 2014. P. 97-99.