

ИСТОЧНИК И УСЛОВИЯ ГЕНЕРАЦИИ ГРАНИТОИДНЫХ РАСПЛАВОВ В АРХЕЙСКИХ ЧАРНОКИТ-ЭНДЕРБИТОВЫХ КОМПЛЕКСАХ КАРЕЛИИ (НА ПРИМЕРЕ МАССИВА ПОНЬГОМА-НАВОЛОК)¹

© 2023 г. В. М. Козловский^{a, b, *}, Е. Б. Курдюков^{a, **}, М. А. Якушик^{a, c}, В. В. Травин^{d, e},
Т. Ф. Зингер^f, А. И. Якушев^a, М. М. Фугзан^g, Т. И. Киризова^g, С. А. Ушакова^h

^aИнститут геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии,
Старомонетный пер., д. 35, Москва, 119017 Россия

^bРоссийский Государственный геологоразведочный университет, ул. Миклухо-Маклая, д. 23, Москва, 117997 Россия

^cИнститут экспериментальной минералогии им. Д.С. Коржинского РАН,
ул. академика Осипяна, д. 4, Черноголовка, Московская обл., 142432 Россия

^dИнститут геологии Карельского научного центра РАН, ул. Пушкинская, д. 11, Петрозаводск, 185910 Россия

^eПетрозаводский Государственный университет, просп. Ленина, д. 3, Петрозаводск, 185910 Россия

^fИнститут геологии и геохронологии докембрия РАН, наб. Макарова, д. 2, С.-Петербург, 199034 Россия

^gИнститут геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН, ул. Косыгина, 19, Москва, 119991 Россия

^hМосковский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Геологический факультет,
Ленинские горы, Москва, 119991 Россия

*e-mail: bazily.koz@gmail.com

**e-mail: e-kurdukov@yandex.ru

Поступила в редакцию 30.01.2023 г.

После доработки 07.04.2023 г.

Принята к публикации 14.04.2023 г.

Детально исследованы породы архейского чарнокит-эндербитового комплекса Поньгома-Наволоки в северной Карелии, сохранившиеся практически не измененными в жестком блоке среди палеопротерозойских зон пластических деформаций и метаморфизма. Геохимические и изотопно-геохимические особенности пород массива указывают на то, что протолитом, из которого происходило выплавление кислого расплава, близкого по составу к эндербитам главной фазы внедрения массива, могли служить амфиболиты. Образование расплава происходило под воздействием флюидов, обогащенных соединениями Na, K и SiO₂, а последующая чарнокитизация эндербитов — под воздействием флюидов, обогащенных соединениями K и SiO₂. Методами физико-химического моделирования было определено, что выплавление кислого расплава из амфиболитового протолита проходило на глубине около 45 км ($P = 14.8$ кбар; $T = 1030–1080^{\circ}\text{C}$) под воздействием водно-углекислотно-солевых флюидов. Сравнение P - T -условий гранулитового метаморфизма метабазитов и P - T -условий генерации эндербитового расплава показало, что архейский гранулитовый метаморфизм в Беломорском поясе северной Карелии имеет не региональную, а контактовую природу и обусловлен термальным воздействием эндербитового массива. Ортогнейсы в обрамлении массива Поньгома-Наволоки наследуют геохимические особенности неразгнейсованных и неметаморфизованных эндербитов. Это указывает на то, что эндербиты, аналогичные массиву Поньгома-Наволоки, могли служить протолитом для некоторых разновидностей ортогнейсов.

Ключевые слова: гранулитовый метаморфизм, эндербиты, чарнокиты, амфиболиты, Беломорский подвижный пояс

DOI: 10.31857/S0016752523090066, **EDN:** WNPTIW

ВВЕДЕНИЕ

Архейские чарнокит-эндербитовые комплексы, образующие массивы и купола в пределах областей высокотемпературного (гранулитового) метаморфизма являются характерными структур-

ными элементами докембрийских мобильных поясов. Они известны и детально изучены в Беломорско-Лапландском подвижном поясе на Фенноскандинавском щите (Перчук и др., 1999, 2006; Король, 2005, 2018), в гранулитовом поясе Лимпопо, расположенном между кратонами Каапваля и Зимбабве в южной Африке (Smit et al., 2011; Перчук и др., 2006), в Шарыжалгайском выступе Сибирского кратона (Петрова, Левицкий, 1984) и

¹ Дополнительная информация для этой статьи доступна по doi 10.31857/S0016752523090066 для авторизованных пользователей.

во многих других древних кристаллических комплексах. Их изучение объясняет многие вопросы, связанные с эволюцией континентальной коры в докембрии. Однако, интенсивно проявленные метаморфические процессы, связанные с протерозойской и более поздней тектонической активизацией архейских кратонов, часто уничтожают первичные высокотемпературные парагенезисы. В палеопротерозойских зонах деформаций повторный метаморфизм обычно приводит к частичному уничтожению признаков магматической природы пород чарнокит-эндербитовых комплексов. Поэтому для изучения таких комплексов особенно важны именно те редкие объекты, на которых сохранились первичные минеральные ассоциации и геологические соотношения архейских пород.

На территории Беломорского подвижного пояса северной Карелии (далее БПП) известно много архейских чарнокит-эндербитовых комплексов (Король, 2005, 2018). При этом в большинстве из них минеральные ассоциации, отвечающие пику архейского гранулитового метаморфизма, сохранились очень плохо. Наилучшая сохранность архейских высокотемпературных ассоциаций отмечается в массиве Поньгома-Наволока, расположенном в Кемском сегменте БПП в 6 км к юго-востоку от устья реки Поньгома (электронное приложение supplementary-1), и в Карецком массиве южного Беломорья. В этой статье мы попытаемся ответить на следующие вопросы, касающиеся природы архейских чарнокит-эндербитовых комплексов Беломорья на примере массива Поньгома-Наволока: (1) выявление вероятного источника расплавов, сформировавших эндербиты главной фазы внедрения массива, (2) определение физико-химических условий формирования этих расплавов и (3) сопоставление этих данных с составом и условиями метаморфизма вмещающих пород.

ГЕОЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МАССИВА ПОНЬГОМА-НАВОЛОК

Массив Поньгома-Наволока (обнаженная часть $\approx 1 \times 2$ км) открыт Л.А. Косым, К.М. Кошицем и Н.Г. Судовиковым при геологической съемке 1935 г. (Косой, 1936; Судовиков, 1937). Геологическое строение, петрология пород массива и его возраст являются темой многочисленных публикаций (Судовиков, 1939; Шуркин, 1980; Зингер и др., 1993, 1994; Zinger et al., 1996, 1999; Байкова, 2001, 2005; Другова, 1977, 1996, 1997; Стенарь, Володичев, 1970; Володичев, 1975; Степанов, Слабунов, 1994; Король, 2009, 2011, 2018; Левченков и др., 1996; Левский и др., 2009). Геологические карты массива публиковались в разное время (Судовиков, 1937; Шуркин, 1980; Zinger et al., 1996; Степанов, Слабунов, 1994); но наиболее полная геологическая карта массива и его

метаморфического обрамления была составлена В.М. Козловским, В.В. Травиным, Т.Ф. Зингер на основе полевых работ 2017–2019 г. (Козловский и др., 2021; электронное приложение supplementary-2).

Массив Поньгома-Наволока представляет собой фрагмент жесткого архейского блока, ограниченный с северо-запада и юго-востока палеопротерозойскими зонами пластических деформаций (ductile shear zone; Ramsay, Huber, 1987) и высокобарического метаморфизма (электронное приложение supplementary-2). Породы массива слабо подвержены процессам расланцевания и разгнейсования, характерным для зон палеопротерозойского высокобарического метаморфизма. На большей части массива (за исключением краевых частей, примыкающих к зонам пластических деформаций), интрузивные породы массива сохранили структуры, минеральные ассоциации и химический состав архейских магматических пород.

Массив имеет двухфазное строение. Главная фаза представлена двупироксеновыми эндербитами ($Pl + Cpx + Opx + Qtz + Ilm \pm Amph \pm Bt$). Наиболее распространены мезократовые разновидности эндербитов, в которых присутствуют единичные линзы размером 0.2×1.5 м меланократовых эндербитов, незначительно обогащенных темноцветными минералами и обедненные плагиоклазом. Обогащенные плагиоклазом лейкократовые эндербиты формируют серию ветвящихся жильных тел. Время внедрения двупироксеновых эндербитов главной фазы, определенный по длиннопризматической генерации цирконов-I, с осцилляторной зональностью, составляет 2728 ± 21 млн лет (Левченков и др., 1996). Более поздняя фаза представлена дайками северо-восточного и северо-западного простирания мелкозернистых и пегматоидных биотитсодержащих чарнокитов мощностью 0.2–3 м и протяженностью 10–30 м, локализованных преимущественно в центральной части массива. В местах кучного скопления даек чарнокитов эндербиты подвержены метасоматическим преобразованиям и перекристаллизации. Это выражается в образовании межзерновых кайм калиевого полевого шпата по плагиоклазу, формировании новообразованного клинопироксена по магматическому клинопироксену и ортопироксену, образовании кайм биотита по ортопироксену, кайм амфибола по темноцветным минералам. В эндербитах с этим процессом связано формирование второй генерации циркона-II – округлой формы с редуцированной осцилляторной зональностью. Возраст этой генерации циркона составляет 2718 млн лет (Левченков и др., 1996).

Наименее изученная третья интрузивная фаза представлена мелкими телами (3–10 м) крупнозернистых или пегматоидных биотитовых гранитов изометричной или жильной формы, преимущественно в восточной и центральной части массива.

ва. Граниты прорывают эндербиты первой фазы, а вокруг тел гранитов в эндербитах повсеместно развиваются зоны калишпатизации.

В восточной части массива расположены крупные пластообразные блоки метабазитов мощностью 10–30 м и протяженностью от 50 до 800 м. Простираание самих блоков и гнейсовидных текстур в них ориентировано в северо-западном направлении, согласно простираанию главных структурных элементов комплексов, слагающих БПП. Некоторые блоки разбиты на отдельные линзовидные фрагменты. Крупные размеры, выдержанность простираания и отсутствие следов ротации не позволяют рассматривать эти блоки как типичные ксенолиты, поднятые с глубины. Вероятно, они являлись фрагментами стенок или кровли магматической камеры, оторванные расплавом и погруженные в массив без масштабного перемещения по магматическому каналу.

Метабазиты представляют собой архейские амфиболиты ($Amph + Pl + Qtz$), возраст которых не моложе 2.85 ± 0.01 млрд лет (Слабунов, 2008). На эти амфиболиты наложены две более поздние метаморфические ассоциации. Первая – высокотемпературная гранулитовая ассоциация ($Opx + Cpx + Pl + Qtz$) – связана с температурным воздействием на амфиболиты интрузии архейских эндербитов; вторая – высокobarическая экологитоподобная ассоциация ($Grt + Cpx + Pl + Qtz$) – связана с преобразованием метабазитов в ходе формирования палеопротерозойских зон пластического течения в обрамлении массива.

В блоках метабазитов выявлен проградный тренд метаморфических преобразований от амфиболитовой до гранулитовой фации. Они начинаются ассоциацией клинопироксеновых амфиболитов, соответствующих температурам $T = 690–760^\circ\text{C}$ и давлениям $P = 8.3–10.0$ кбар, тогда как пику метаморфизма отвечают двупироксен-плагноклазовые гранулиты ($T = 830–910^\circ\text{C}$, $P = 10.3–11.0$ кбар) (Козловский и др., 2022). Гранулитовые ассоциации образуют в метабазитах домены, размером 1–5 мм с равномернозернистой (роговиковой) структурой. Наличие такой структуры и ряд других характерных особенностей метабазитов впервые позволили Г.М. Друговой (1996) при исследовании основных гранулитов Тупой губы в Чупинском сегменте БПП предположить их контактово-метаморфическую природу. Следует отметить, что в окружающих массив метаморфических толщах и в блоках метабазитов внутри массива не выявлено признаков гранулитового метаморфизма и мигматизации². В блоках метабазитов также отсутствуют признаки флюидного воздействия эндербитов.

² Единичные находки орто- и клинопироксена, обнаруженные Г.М. Друговой на о. Белужья Луда, расположенном в 7 км к северо-западу от массива Поньгома-Наволока (1996), вероятно, являются реликтовыми зернами.

Массив Поньгома-Наволока рассекается дайками гранатовых метагabbро. Этот дайковый комплекс хорошо известен в пределах БПП. Возраст внедрения даек этого комплекса в Чупинском сегменте БПП составляет 2177 ± 11 млн лет, а возраст высокobarического метаморфизма, наложенного на них – 1880–1890 млн лет (Скублов и др., 2013). При высокobarическом метаморфизме в дайках гранатовых метагabbро и в блоках метабазитов формируется одинаковая и очень характерная пятнистая текстура, выраженная в крупных (до 20–25 мм) изометричных гломеропорфировых сростках новообразованных граната и клинопироксена. При этом ортопироксен замещается гранатом³. Крупные сростки граната группируются вдоль отдельных направлений, субпараллельных северо-восточному простираанию зоны пластического течения в центральном домене. В этом случае метабазиты приобретают прожилковую текстуру⁴. Таким образом, экологитоподобная ассоциация $Grt + Cpx + Pl + Qtz$ развивалась как по архейским амфиболитам, так и по секущим массив палеопротерозойским дайкам метагabbро. Кроме того, апоамфиболитовые $Grt + Cpx + Pl + Qtz$ экологитоподобные породы широко распространены во внешнем метаморфическом обрамлении массива Поньгома-Наволока и в других районах БПП, где эти породы отчетливо диагностируются по характерной пятнистой и прожилковой текстуре. Следовательно, ассоциацию $Grt + Cpx + Pl + Qtz$ следует рассматривать как результат регионального палеопротерозойского метаморфизма. В эндербитах воздействие этого метаморфизма проявилось лишь в краевых разгнейсованных частях массива, где на ассоциацию эндербитов $Opx + Cpx + Pl + Qtz$ наложилась ассоциация $Bt + Grt + Pl + Qtz$, аналогичная ортогнейсам в метаморфическом обрамлении массива.

МЕТОДЫ АНАЛИЗА СОСТАВОВ ПОРОД

Содержания порообразующих компонентов определялись в ЦКП ИГЕМ РАН методом рентгоспектрального флуоресцентного анализа (XRF) на вакуумном спектрометре последовательного действия модель Axios производства компании PANalytical (Нидерланды). Спектрометр снабжен рентгеновской трубкой мощностью 4 кВт с Rh – анодом. Максимальное напряжение на трубке 60 кВ, максимальный анодный ток 160 мА. Анализ выполнен по методике 439-PC NCAM ВИМС 2010. Подготовка препаратов для

³ Неравновесность граната и ортопироксена в этих породах была установлена Г.М. Друговой и др. (1977).

⁴ Весьма характерный и локальный стиль наложения палеопротерозойского метаморфизма на архейские метабазиты позволяют проводить их отдельно опробование в полевых условиях, что существенно более затруднительно в гнейсовых комплексах.

анализа выполнена по технологии боратного плавления. Погрешность результатов анализа соответствует III категории точности количественного анализа по ОСТ РФ 41-08-205-04. Содержание железа вне зависимости от действительного валентного состояния представлено в суммарной форме оксида $\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{общ}}$.

Содержание редких и редкоземельных элементов определялись методом масс-спектрометрии с индукционно-связанной плазмой (ICP-MS) в Аналитическом центре Института геологии КарНЦ РАН (г. Петрозаводск, Карелия, Россия) на квадрупольном масс-спектрометре X-SERIES 2 (Thermo Fisher Scientific) с использованием методики, описанной в (Светов и др., 2015). Навеска пробы массой 100 мг, истертой до пудры, подвергалась разложению путем кислотного вскрытия в открытой системе. Калибровка чувствительности прибора по всей шкале масс осуществлялась с помощью стандартных 68-элементного раствора (ICP-MS-68A-A) и 13-элементного ICP-MS-68A-B) компании High-purity Standards, включающих все анализируемые в пробах элементы. Для контроля качества измерений и учета дрейфа чувствительности прибора анализы проб чередовались с анализами стандартного образца с периодичностью 1 : 15–1 : 20. В качестве стандартных использовались аттестованные образцы СГД-2А, С-1412, BVHO-2, разложенные с серией исследуемых проб. Для большинства элементов погрешность анализа составляла менее 7 отн. %, для Co, Ni, Y, Ta – 7–12 отн. %.

Изотопные исследования были проведены в лаборатории изотопной геохимии и геохронологии ГЕОХИ РАН. Определение концентраций Rb, Sr, Sm и Nd проведено методом изотопного разбавления (ID) (Костицын, Журавлев, 1987). Для этого в предварительно растертые навески проб добавляются взвешенные количества растворов смешанных трасеров ^{87}Rb – ^{84}Sr и ^{149}Sm – ^{150}Nd . Подготовленные таким образом пробы разлагаются в смеси азотной и плавиковой кислот. На первом этапе на фторопластовых колонках с ионнообменной смолой DowexW 50 $\times$ 8 выделялись Rb, Sr и фракция редкоземельных элементов (РЗЭ). Выделение проводилось методом ступенчатого элюирования 2.2 н HCl (для Rb) и 4.0 н HCl (для Sr и РЗЭ). Sm и Nd извлекались из фракции РЗЭ на полиэтиленовых колонках с ионнообменной смолой Ln-спес ступенчатым элюированием 0.15 н HCl, 0.3 н HCl и 0.7 н HCl.

Измерение изотопных составов Rb, Sr, Sm и Nd проводили на девятиколлекторном масс-спектрометре Triton в статическом режиме. Коррекция на изотопное фракционирование стронция производится с помощью нормализации измеренных значений по отношению $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr} \equiv 0.1194$. Нормализованные отношения приводятся к зна-

чению $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.71024$ в международном изотопном стандарте SRM-987. При обработке результатов производилось нормирование (для изотопов неодима – по изотопному отношению $^{148}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, для самария – по $^{152}\text{Sm}/^{147}\text{Sm}$), более подробно методика измерений рассмотрена в работе (Ревяко и др., 2012). Среднее значение изотопного состава неодима для стандарта JNdi-1 (Tanaka et al., 2000) за период проведения исследований составило: $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512114 \pm 6$ (2 σ ; N = 10). Холостое измерение Sm/Nd изотопного отношения принимается равной 0.1% значения. Уровень холостого опыта за время исследований составлял 0.4 ng Rb и 0.8 ng Sr, 0.01 ng, для Sm, 0.001 ng Nd. Измерение для $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ изотопных отношений проведено с точностью ± 0.1 , и $\pm 0.005\%$ (2 σ) для $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ изотопных отношений.

Построение изохронных зависимостей и расчет возраста пород осуществляется по программе ISOPLOT (Ludwig, K.R., 2003). При расчете величин $\epsilon\text{Nd}(t)$ и первичного отношения ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)₀ использованы следующие константы распада: $\lambda^{87}\text{Rb} = 1.42 \times 10^{-11} \text{ год}^{-1}$, $\lambda^{147}\text{Sm} = 6.54 \times 10^{-12} \text{ год}^{-1}$ и современные характеристики однородного хондритового резервуара (CHUR) $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512638$, $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.1967$ по (Jacobsen, Wasserburg, 1984). Характеристики деплетированной мантии – $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.513151$, $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.21365$ взяты из (Goldstein, Jacobsen, 1988).

Таблицы с результатами анализов XRF и ICP-MS составов пород приведены в сопроводительных электронных приложениях supplementary-3 и supplementary-4.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ЭНДЕРБИТОВ, ЧАРНОКИТОВ, ОСТАНЦОВ МЕТАБАЗИТОВ И ГНЕЙСОВ В ОБРАМЛЕНИИ МАССИВА ПОНЬГОМА-НАВОЛОК

На диаграмме в координатах $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ – $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ (Frost et al., 2001) эндербиты и чарнокиты массива Поньгома-Наволоки соответствуют полю I-гранитов (рис. 1б), что предполагает для них магматический протолит, вероятно, базитового состава. Причем, более кальциевые и менее щелочные эндербиты располагались в поле умеренной глиноземистости, тогда как чарнокиты характеризуются более высокой глиноземистостью. Согласно диаграмме SiO_2 – $\text{FeO}/(\text{FeO} + \text{MgO})$ (рис. 1а) чарнокиты обладают заметно большей железистостью, чем эндербиты.

Амфиболиты, встреченные в блоках внутри массива, и близкие к ним по составу амфиболиты в его метаморфическом обрамлении, слагают в пределах БПП протяженные области, интерпре-

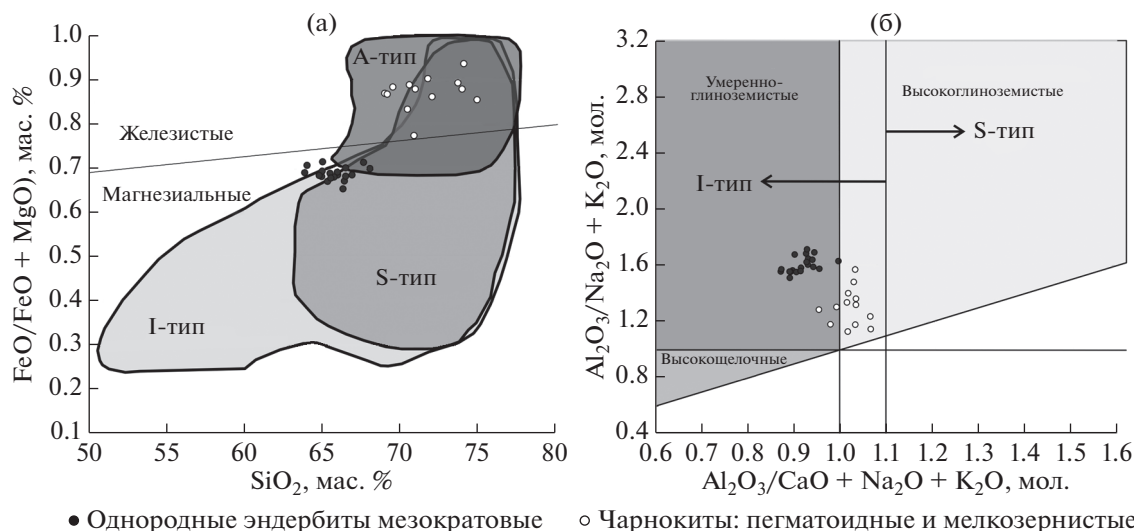


Рис. 1. Составы пород массива Поньгома-Наволока на дискриминационных диаграммах для гранитоидов (Frost et al., 2001).

тируемые как архейские зеленокаменные пояса (Слабунов, 2008). Парные логарифмические соотношения петрогенных и малых элементов (Mg-Fe, Ca-Fe, Mn-Fe, Zn-Fe, Ni-Fe, Sc-Fe, Ti-Fe, Co-Ni, Sr-Ba, Zr-Nb, Zn-Ti, Ti-V, P-Nb, P-PЗЭ) в амфиболитах из блоков и в эндебритах (рис. 2) показывают, что составы мезократовых эндебритов главной интрузивной фазы массива и составы амфиболитов следуют единым корреляционным линиям. Эндебриты по сравнению с амфиболитами обеднены Fe, Mg, Mn, Ca, Ti, Ni, Co, Sc, Zn, V, но обогащены PЗЭ, Sr, Ba, Zr, Nb, P.

Итак, составы эндебритов и амфиболитов отвечают закону рэлеевского фракционирования в закрытой системе в отношении указанных компонентов, что указывает на их генетическое родство. Лейкократовые и меланократовые эндебриты иногда имеют тенденцию отклоняться от корреляционных линий в отношении ряда элементов. Эти отклонения, предположительно, могут быть связаны с изменением состава пород в результате позднемагматических и послемагматических процессов.

Поведение Si, Na, K существенно отличается от других породообразующих катионов. По отношению к амфиболитам, эндебриты существенно обогащены Si, Na, K; в отношении этих элементов корреляционные зависимости амфиболиты-эндебриты не формируются. Однако породы массива — лейкократовые, мезократовые и меланократовые эндебриты формируют отчетливые корреляционные зависимости, в которых амфиболиты не участвуют. Si образует отчетливые отрицательные корреляции с Fe, Mg, Ca, Mn, Ti, Na и положительную — с K. При этом намечается слабая положительная корреляция Na с Al и отрицательная K с Al (рис. 3а–3и).

Установленные две группы корреляционных зависимостей, вероятно, указывают нам на два процесса, определявших формирование пород массива Поньгома-Наволока. Наиболее ранний процесс — неизохимическое выплавление эндебритов из предполагаемого амфиболитового протолита в результате взаимодействия с метаморфическим флюидом, обогащенным соединениями K, Na и SiO_2 . Более поздний процесс — кристаллизация и дифференциация эндебритового расплава в магматической камере. Так как этот процесс не был связан с амфиболитовым протолитом, составы амфиболитов (черные квадраты на рис. 3) лежат в стороне от корреляционных линий. Ранние дифференциаты — меланократовые эндебриты — обогащены темнокрасными минералами, содержат бедный ортоклазовый составляющей более основной плагиоклаз. В поздних дифференциатах — лейкократовых эндебритах — уменьшается доля плагиоклаза и возрастает доля калиевого полевого шпата и кварца.

Вероятным источником вещества для чарнокитов могли служить эндебриты главной фазы массива. Напомним, что чарнокитовые дайки маломощны, всегда локализованы внутри массива эндебритов, не выходя во вмещающие породы. Парные логарифмические соотношения некогерентных элементов, например, Y-Nb, Ti-Nb, Ti-Y, Y-(сумма PЗЭ), Y-Yb, P-(сумма PЗЭ), P-La и др. в эндебритах и чарнокитах показывают, что составы этих пород хорошо ложатся на единые линии корреляции (рис. 4а–4г).

Это указывает на то, что, чарнокиты и эндебриты могли эволюционировать из одного источника. Между этими породами наблюдаются хорошие положительные корреляции Si-K, Al-Na и Ca-Mg и отрицательные — Si-Na и Al-K (рис. 4д–4и). При

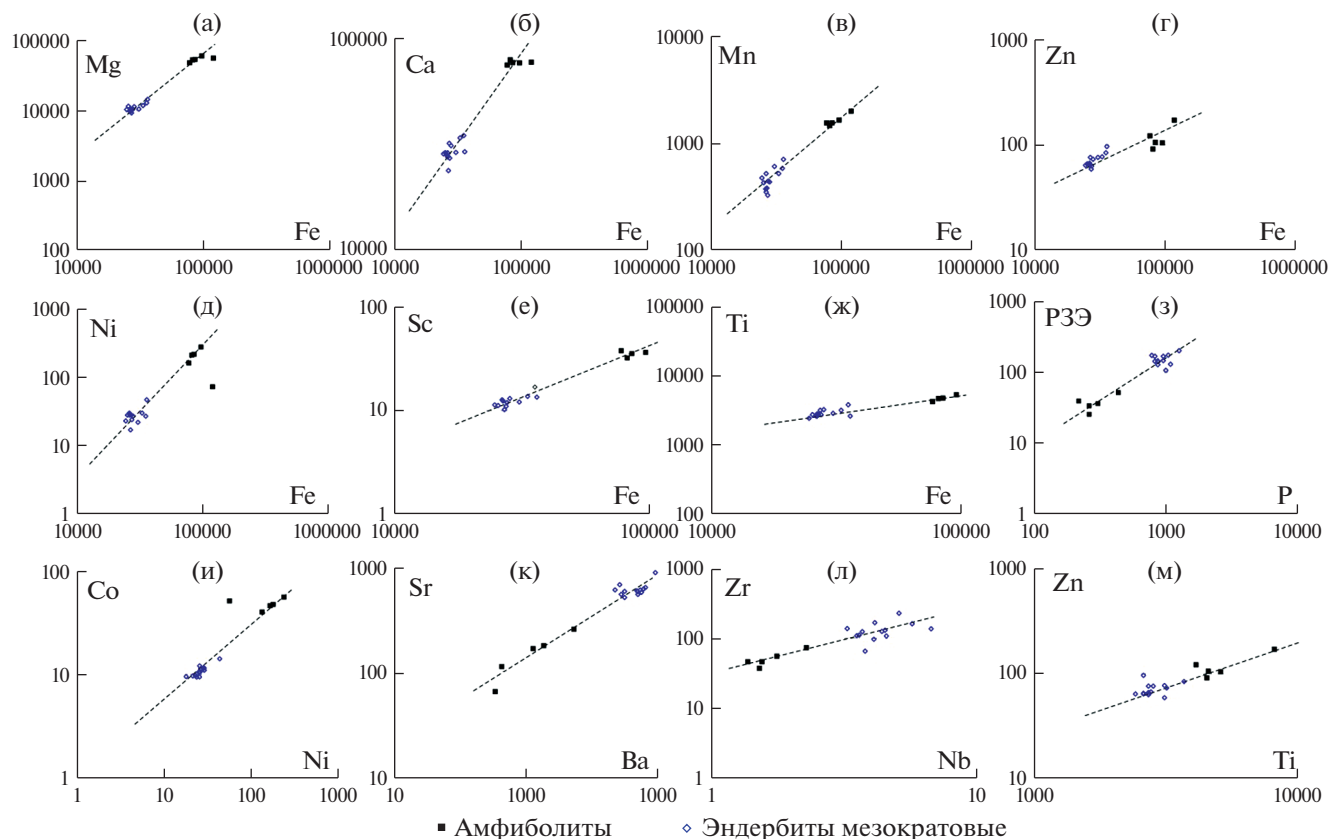


Рис. 2. Парные логарифмические соотношения породообразующих и редких элементов (ppm) в амфиболитах и эндебитах массива Поньгома-Наволоок, иллюстрирующие их генетическое родство. Пунктиром показаны корреляционные линии.

этом, внутри каждой группы пород, и в эндебитах и в чарнокитах наблюдаются отрицательные корреляции Si-Al, Si-Fe, Si-Mg, Si-Ca; но между эндебитами и чарнокитами корреляции нарушены (рис. 4к–4м). Чарнокиты незначительно обогащены Si по отношению к эндебитам. Объяснить эти соотношения можно плавлением эндебитов с привнесением Si и K метаморфическим флюидом и комплементарным выносом Ca, Mg и, возможно, Fe. Это выражено в исчезновении клинопироксена, увеличении количества микроклина в чарнокитах, где основными Fe-Mg минералами становятся ортопироксен, биотит и титаномagnetит. Содержание magnetита в чарнокитах существенно выше, чем в эндебитах. Если в эндебитах он встречается только в виде структур распада в ильмените, то в чарнокитах он формирует собственные зерна. Вынос Mg при чарнокитизации эндебитов опережал вынос Fe, поэтому в результате железистость чарнокитов существенно возросла $FeO/(FeO + MgO) = 0.62–0.87$ мол. против $FeO/(FeO + MgO) = 0.48–0.55$ мол. в мезократовых эндебитах главной фазы внедрения. В результате того, что magnetит в чарнокитах становится одним из главных концентраторов Fe, в

этих породах проявляются положительные корреляции Fe-Mn, Fe-Ti, Fe-V, Fe-V, Ti-V, Fe-Co.

Как в эндебитах, так и в чарнокитах P3Э образуют хорошую положительную корреляцию с P (рис. 2з, 4г), иногда с Ti, причем для легких P3Э эта корреляция лучше, чем для тяжелых P3Э. Поскольку в породах распространен апатит, то характер распределения P3Э в породах комплекса определяется, преимущественно, поведением именно этого минерала.

Анализ спектров P3Э показывает, что амфиболиты, эндебиты и чарнокиты отчетливо различаются. Амфиболиты (рис. 5) характеризуются пологими спектрами P3Э: $La/Sm(n) = 1.1–2.1$, $Gd/Yb(n) = 1.1–1.4$, что очень характерно для амфиболитов БПП, не подверженных палеопротерозойскому метаморфизму и мигматизации (Козловский, Бычкова, 2015). В отличие от амфиболитов, мезократовые эндебиты главной фазы внедрения обладают дифференцированными спектрами P3Э: они обогащены легкими P3Э и обеднены тяжелыми P3Э. Отношения в эндебитах $La/Sm(n) = 6.9–10.5$, $Gd/Yb(n) = 3.4–5.3$ (рис. 5).

Более дифференцированный характер спектров P3Э в эндебитах, по сравнению с амфибо-

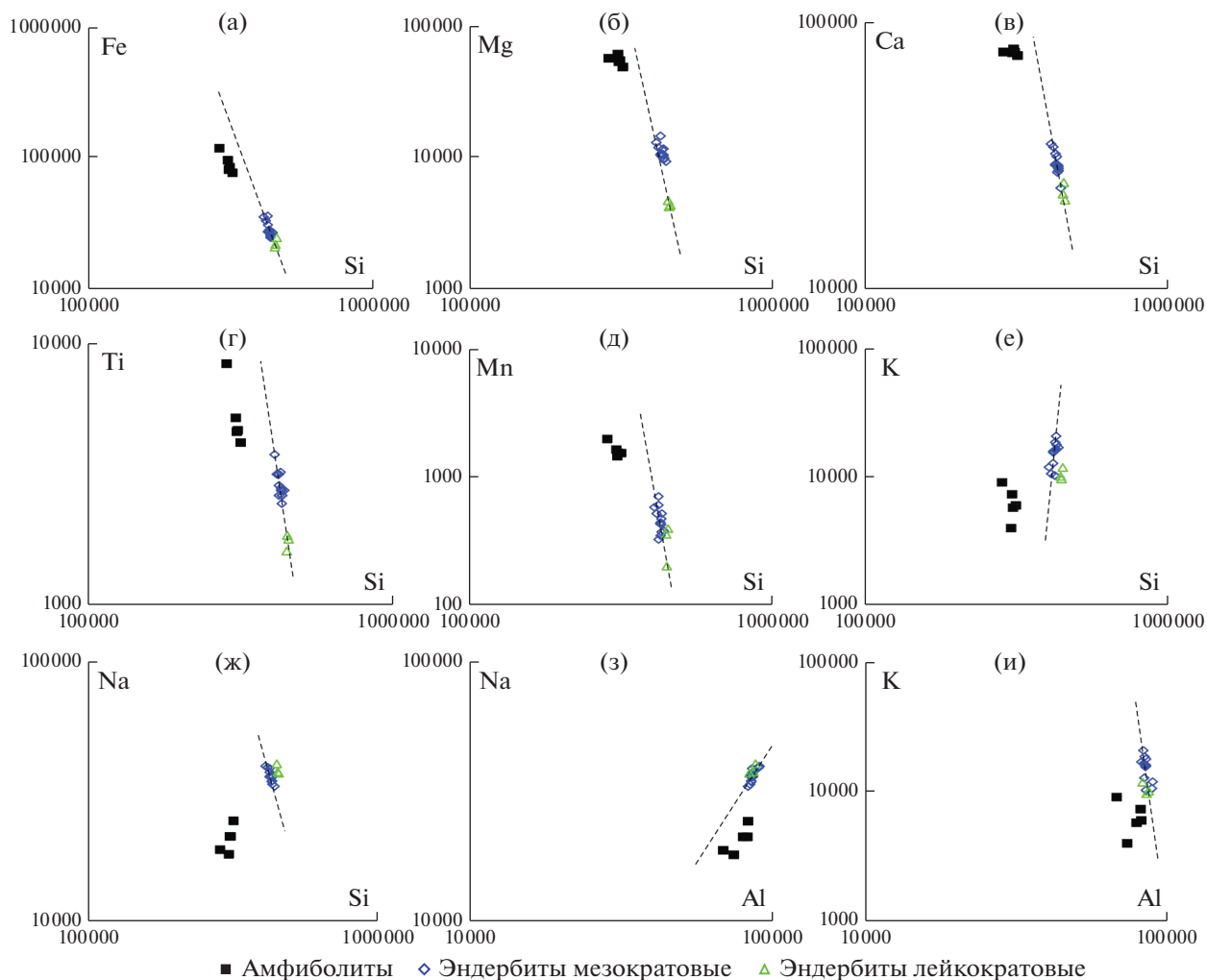


Рис. 3. Парные логарифмические соотношения породообразующих и редких элементов (ppm) в энтербитах массива Поньгома-Наволоок, иллюстрирующие дифференциацию энтербитового расплава. Пунктиром показаны корреляционные линии, которым следуют только составы энтербитов, а составы амфиболитов находятся в стороне от этих линий.

литами предполагаемого протолита, предполагает ряд минералогических ограничений на условия выплавления энтербитового расплава. Первое ограничение связано с тем, что в рестите должен остаться гранат — концентратор тяжелых РЗЭ. Второе ограничение состоит в том, что легкие РЗЭ, обогащающие апатит и амфибол, должны перейти в расплав. Третье ограничение налагает плагиоклаз — концентратор Eu, который также должен перейти в расплав и не оставаться в рестите. Иначе в выплавках сформируется отрицательная европиевая аномалия, которая отсутствует в спектрах РЗЭ. Эти минералогические ограничения определяют выбор *P-T*-области, благоприятной для выплавления энтербитового расплава из предполагаемого амфиболитового протолита.

По конфигурации спектров РЗЭ энтербиты отчетливо образуют три совокупности (рис. 6): (1) — меланократовые энтербиты наиболее обогащены

РЗЭ и характеризуются слабо выраженным Eu-минимумом $Eu/Eu^* = 0.4–0.9$; (2) — мезократовые энтербиты главной фазы внедрения массива показывают промежуточные спектры, в которых Eu-аномалии отсутствуют $Eu/Eu^* = 0.9–1.3$; (3) лейкокротовые энтербиты обеднены РЗЭ, а Eu-аномалия в них также отсутствует ($Eu/Eu^* = 1.0–1.3$). Сочетание спектров РЗЭ и поведения Eu в родственных породах одного массива, вероятно, можно объяснить процессом фракционирования плагиоклаза и акцессорных минералов (наиболее вероятных концентраторов РЗЭ) в магматической камере. Меланократовые энтербиты — вероятные кумулаты — обеднены плагиоклазом и обогащены акцессорными минералами по сравнению с лейкокротовыми и мезократовыми энтербитами. Поздние жильные лейкокротовые энтербиты обеднены акцессорными минералами.

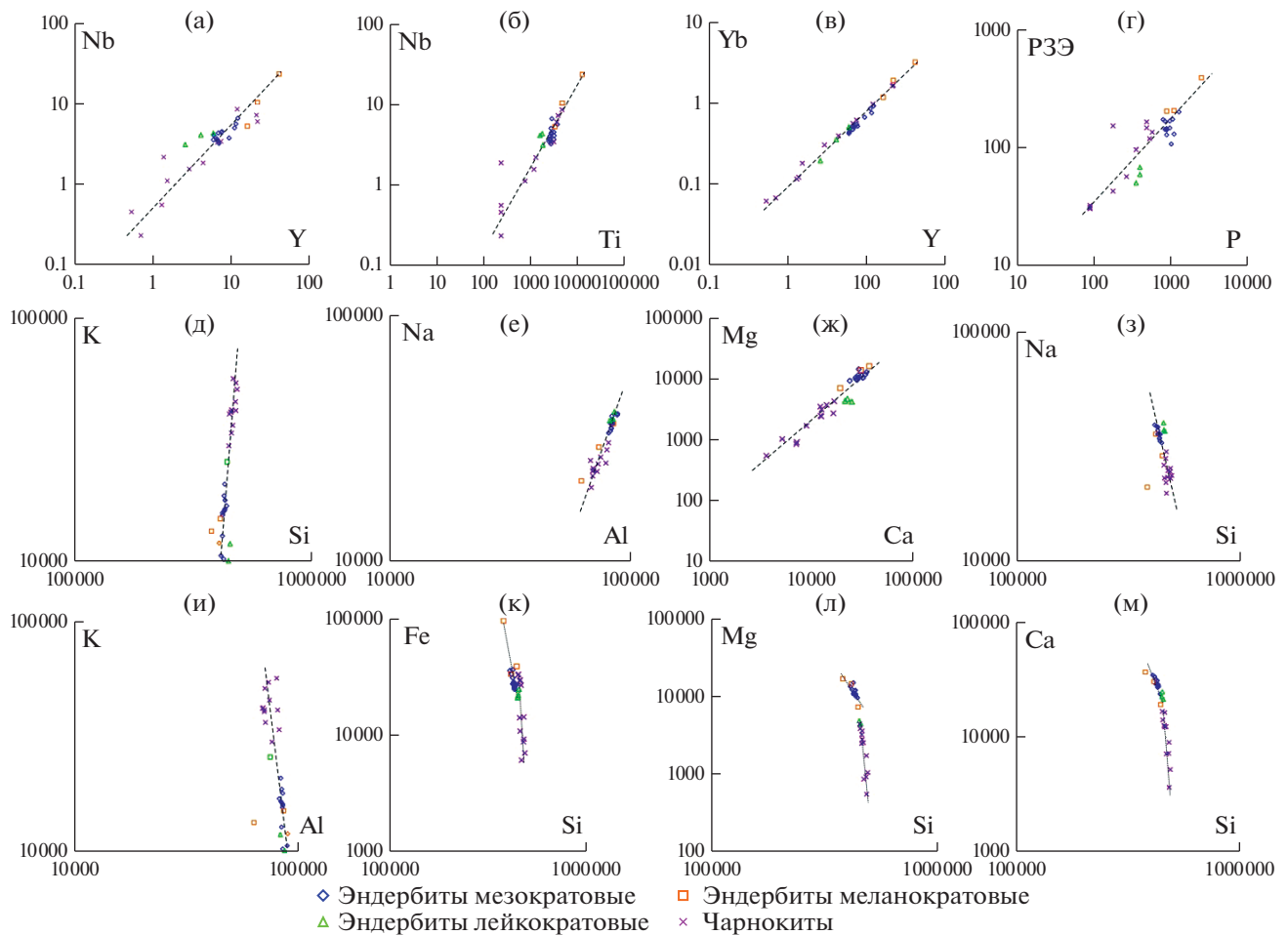


Рис. 4. Парные логарифмические корреляции породообразующих и редких элементов (ppm) в эндебитах и чарнокитах массива Поньгома-Наволоок, иллюстрирующие возможность выплавления чарнокитов из эндебитов под воздействием флюида, обогащенного SiO_2 и соединениями K. Крупным пунктиром показаны единые линии корреляции, на которые ложатся составы как эндебитов, так и чарнокитов; мелким пунктиром — линии корреляции, отвечающие раздельной эволюции химического состава этих пород.

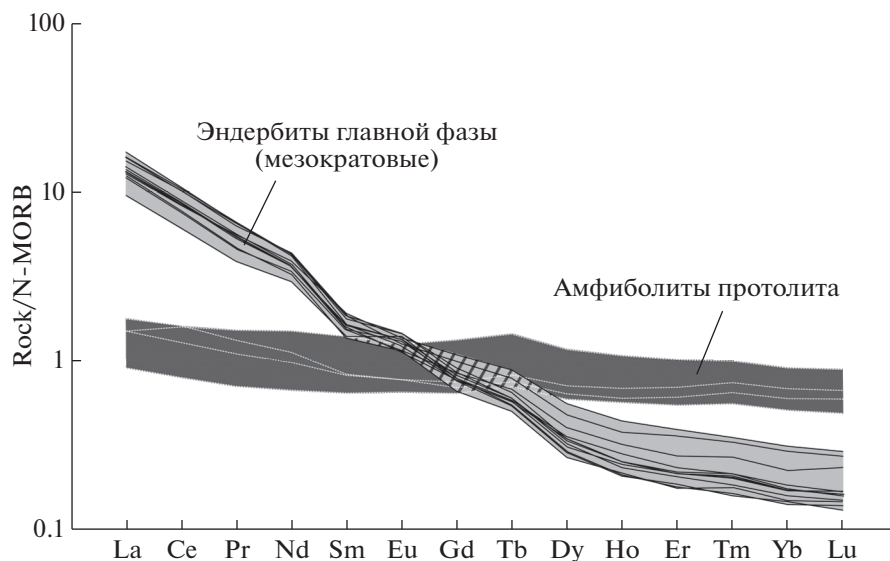


Рис. 5. Спектры РЗЭ в амфиболитах и в мезократовых эндебитах главной фазы внедрения массива Поньгома-Наволоок. (Здесь и далее спектры РЗЭ нормализованы по N-MORB (Sun, Mc.Donough, 1989)).

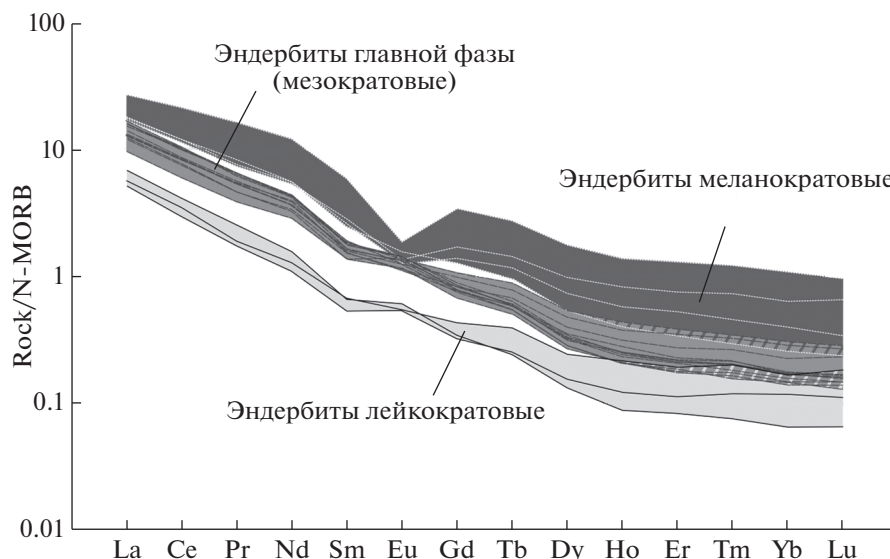


Рис. 6. Спектры РЗЭ мезократовых, лейкократовых и меланократовых эндербитов массива Поньгома-Наволока.

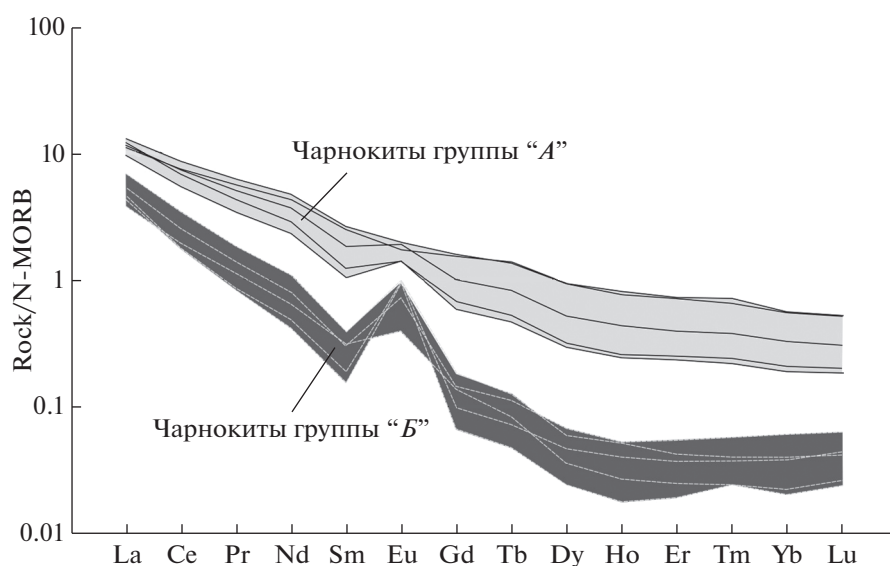


Рис. 7. Распределение РЗЭ в чарнокитах массива Поньгома-Наволока.

По характеру дифференцированных спектров РЗЭ среди чарнокитов выделяются две совокупности (рис. 7) Первая совокупность (А), включающая только дайки мелкозернистых чарнокитов, практически аналогична мезократовым эндербитам главной фазы — $\text{La}/\text{Sm}(\text{n}) = 4.5\text{--}9.7$, $\text{Gd}/\text{Yb}(\text{n}) = 2.7\text{--}3.2$ без ярко выраженной Eu-аномалии. Вторая совокупность (Б), включающая как мелкозернистые, так и пегматоидные разновидности чарнокитов, существенно обеднена и легкими и тяжелыми РЗЭ, обладает более дифференцированным спектром $\text{La}/\text{Sm}(\text{n}) = 12.2\text{--}17.7$, $\text{Gd}/\text{Yb}(\text{n}) = 2.4\text{--}5.9$ и отчетливой положительной Eu-аномалией $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 1.9\text{--}3.7$.

Наличие этих двух совокупностей, вероятно, связано с низкой степенью плавления эндербитового протолита, но разной степенью сегрегации чарнокитового расплава. Совместное действие этих факторов приводит к тому, что чарнокитовые жилы содержат расплавленный мобилизованный материал и фрагменты эндербитового протолита в разных соотношениях. В чарнокитах, возникших при малой степени плавления, сегрегация расплава не высока, поэтому новообразованный расплав концентрируется только в межзерновом пространстве. При этом валовый анализ РЗЭ соответствует эндербитовому протолиту (формирование чарнокитов группы "А"). Более

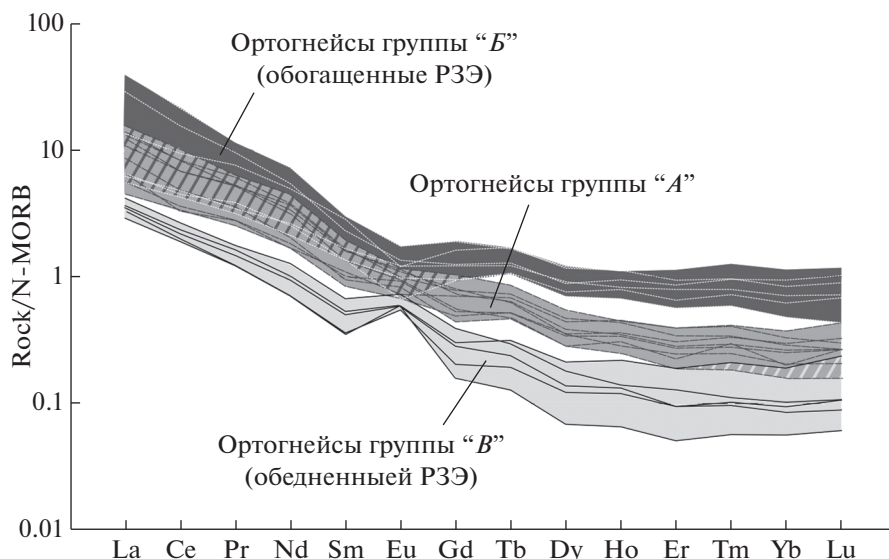


Рис. 8. Распределение РЗЭ в разных группах гранат-биотитовых ортогнейсов в обрамлении массива Поньгома-Наволока.

высокая степень сегрегации новообразованного расплава связана с отделением выплавов от эндербитового протолита и концентрированием его в трещинах. Такие чарнокиты оказываются обедненными РЗЭ за исключением Eu (*чарнокиты группы "Б"*).

В областях, подверженных разгнейсованию при формировании палеопротерозойских зон пластического течения, в эндербитах формируется новообразованная *Grt-Bt-Pl* ассоциация. Разгнейсованные эндербиты в контактовых частях массива по текстуре, структуре и минеральному составу становятся неотличимыми от ТТГ ортогнейсов в обрамлении массива Поньгома-Наволока. По спектрам РЗЭ в разгнейсованных эндербитах внутри массива и в ортогнейсах в обрамлении массива можно выделить три совокупности (нормальные, обогащенные и обедненные РЗЭ) аналогичные мелано-, мезо- и лейкократовым эндербитам (рис. 8), хотя границы между совокупностями становятся менее отчетливыми. Подобие спектров РЗЭ говорит о том, что некоторые разновидности ортогнейсов, наблюдаемые в составе тоналит-трондьемит-гранодиоритового комплекса, БПП могли быть сформированы в результате разгнейсования эндербитов и что РЗЭ в процессе палеопротерозойского метаморфизма были, преимущественно, инертны в отсутствии мигматизации.

В отдельных разновидностях ТТГ ортогнейсов в обрамлении массива встречаются реликты клинопироксена, состав которого близок к клинопироксену эндербитов. Г.М. Друговой (1996) в породах в окружении массива также описаны находки ортопироксена, которые дополнительно доказывают, что эндербиты служили протолитом для некоторых разновидностей ортогнейсов.

ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ЭНДЕРБИТОВ, ЧАРНОКИТОВ, АМФИБОЛИТОВ И АПОАМФИБОЛИТОВЫХ ГРАНУЛИТОВ МАССИВА ПОНЬГОМА-НАВОЛОК

Для выявления источника вещества, из которого происходило выплавление эндербитов главной фазы массива Поньгома-Наволока были отобраны 4 пробы, наиболее представительные для главных разновидностей пород комплекса: (1) эндербитов главной фазы массива (проба ПНГ-58), (2) чарнокитов дайковой фазы массива (проба ПНГ-113), (3) амфиболитов из наиболее крупного блока внутри массива, минимально подверженных гранулитовому метаморфизму и перекристаллизации в палеопротерозойских зонах пластического течения, (4) апоамфиболитовых гранулитов из блока, где максимально проявлена пиковая двупироксен-плагиоклазовая ассоциация. Результаты Sm-Nd и Rb-Sr изотопных определений приведены в таблице 1. Расчеты $\epsilon\text{Nd}(t)$ и $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ приведены на возраст внедрения массива 2728 млн лет по данным О.А. Левченкова (1996).

Высокое значение $\epsilon\text{Nd}(2728)$ и низкое значение $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ во всех четырех проанализированных породах (табл. 1) указывает связь пород с деплетированным источником. Точки анализов эндербитов и чарнокитов лежат даже выше линии эволюции резервуара (DM) по модели из работы (Goldstein, Jacobsen, 1988) (рис. 9). Интервал значений ϵNd для архейских амфиболитов и метасульфидов Центрально-Беломорского зеленокаменного пояса, определенный по породам Серякской структуры (Слабунов, 2008), составля-

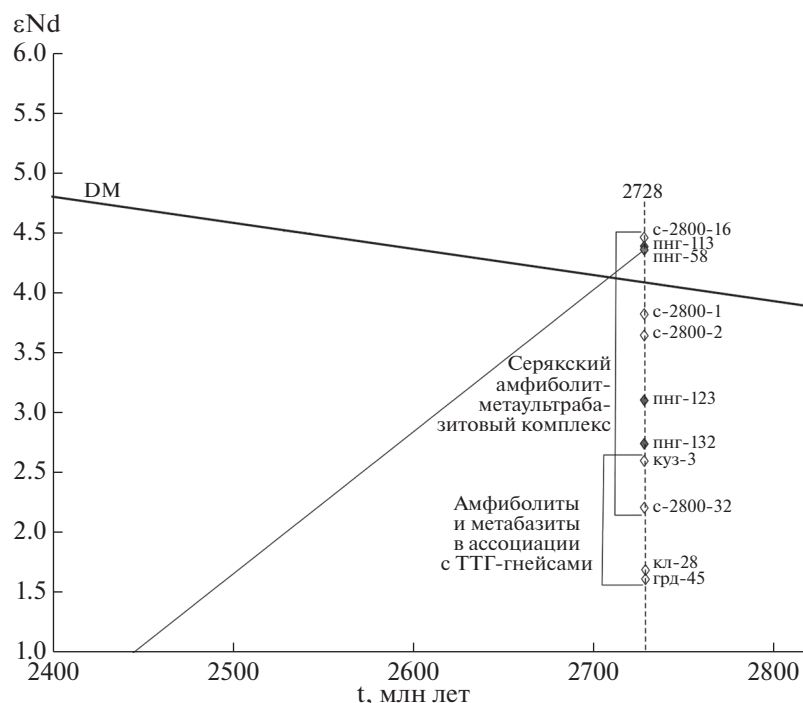


Рис. 9. Эволюция изотопного состава Nd в эндербит-чарнокитовом комплексе Поньгома-Наволоок. Закрашены породы комплекса Поньгома-Наволоок (образцы: ПНГ-58 – эндербит, ПНГ-113 – чарнокит, ПНГ-123 – амфиболит, ПНГ-132- апоамфиболитовый основной гранулит). Незакрашены мелтабазиты из других районов БПП, для которых предполагается архейский протолит. Образцы из Серякского комплекса по материалам А.И. Слабунова (2008): С-2800-16 – амфиболит, С-2800-1, С-2800-32 – гранатовые амфиболиты, С-2800-2 – ультрабазит. Образцы авторов (Козловский и др., 2019) ассоциации мелтабазитов с ортогнейсами со среднего течения р. Верхняя Куземка и Кем-лудских островов: КУЗ-3 – эклогитоподобная порода, КЛ-28 – апоамфиболитовый эклогит; ГРД-45 – амфиболит с острова Кочкома, по нашим неопубликованным данным.

ет от +2.2 до +4.5 (рис. 9). Породы комплекса Поньгома-Наволоок соответствуют этому интервалу. Эндербиты (обр. ПНГ-58) и чарнокиты (обр. ПНГ-113) по величине ϵ_{Nd} (2728) = +4.3 и +4.4 соответственно находятся в самой верхней части этого интервала; амфиболиты (обр. ПНГ-123) и апоамфиболитовые гранулиты (обр. ПНГ-132) по величине ϵ_{Nd} (2728) = +3.1 и +2.7 соответственно – в нижней его части. Высокие величины ϵ_{Nd} позволяют предполагать, что выплавление эндербитов комплекса Поньгома–Наволоок происходило из амфиболитов с более высокой величиной ϵ_{Nd} , чем в тех, которые мы наблюдаем в останках внутри массива. Можно предположить, что непо-

средственный протолит для эндербитов – это амфиболиты, залегающие на более глубоких горизонтах коры, чем те амфиболиты, которые доступны для наблюдения в блоках внутри массива. По сравнению с ними, амфиболиты и мелтабазиты БПП, для которых также предполагается архейский протолит, но выходящие на поверхность в ассоциации с ортогнейсами ТТГ-комплекса, характеризуются существенно меньшей величиной ϵ_{Nd} (2728), изменяющейся, по нашим данным, в интервале +1.6 и +2.6 (рис. 9). Выплавки из таких амфиболитов не смогли бы дать столь высокие значения ϵ_{Nd} , какие наблюдаются в породах массива Поньгома-Наволоок.

Таблица 1. Результаты Sm-Nd и Rb-Sr изотопных исследований пород комплекса Поньгома-Наволоок

№ обр.	Sm, ppm	Nd, ppm	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\pm 2\sigma$	Rb, ppm	Sr, ppm	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$\pm 2\sigma$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$\pm 2\sigma$	ϵ_{Nd} (2728)	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ (2728)
ПНГ-58	8.08	46.10	0.1059	0.511225	± 19	13.3	835.6	0.0460	0.00002	0.704905	± 18	+4.3	0.703088
ПНГ-113	3.06	14.41	0.1285	0.511633	± 8	84.4	555.8	0.4399	0.0001	0.722319	± 9	+4.4	0.704944
ПНГ-123	1.65	4.84	0.2063	0.512969	± 11	15.8	111.3	0.4107	0.0001	0.717046	± 10	+3.1	0.700824
ПНГ-132	2.18	7.31	0.1800	0.512477	± 5	3.5	178.7	0.0569	0.00002	0.704816	± 7	+2.7	0.702569

Тесная пространственная ассоциация эндербитов и чарнокитов, а также близкие εNd (2728) в этих породах = +4.3 и +4.4, соответственно, позволяют предполагать, что образование чарнокитов в эндербитах имело место без существенного привноса Nd из внешнего источника. Однако начальные соотношения ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)₀, рассчитанные на возраст 2728 млн лет возрастают в ряду амфиболиты-гранулиты-эндербиты-чарнокиты: 0.7008–0.7026–0.7031–0.7049 (табл. 1), отражая поэтапное обогащение радиогенным Sr. Это обогащение, вероятно, можно объяснить тем, что выплавление эндербитов из амфиболитов и выплавление чарнокитов из эндербитов проходило при участии метаморфического флюида, привнесившего некоторое количество радиогенного Sr.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ. ОЦЕНКА P - T - X_{CO_2} - $X_{\text{H}_2\text{O}}$ УСЛОВИЙ ЗАРОЖДЕНИЯ КИСЛЫХ РАСПЛАВОВ МАССИВА ПОНЬГОМА-НАВОЛОК

Опираясь на химический состав эндербитов, геохимические корреляции элементов в эндербитах и амфиболитах (рис. 1–3) и изотопно-геохимические особенности пород комплекса Поньгома-Наволока можно сказать, что некоторые разновидности амфиболитов БПП могли служить вероятным протолитом для выплавления кислых расплавов, близких по составу к эндербитам первой фазы внедрения массива Поньгома-Наволока. Для выплавления таких расплавов необходимо воздействие на амфиболиты метаморфического флюида, обогащенного соединениями K, Na и SiO_2 . Вероятным протолитом для чарнокитов второй фазы могли служить эндербиты первой фазы внедрения массива. Для выплавления расплавов, близких по составу к чарнокитам, необходимо воздействие на эндербиты флюида, обогащенного соединениями K и SiO_2 .

В основу модели зарождения кислого расплава в амфиболитовых толщах был положен процесс плавления амфиболитов с участием водно-углекислотно-солевого флюида в условиях нижней коры. Моделирование плавления амфиболитов проводилось методом минимизации энергии Гиббса (методом псевдосечений) с использованием программного комплекса PERPLE_X 6.8.7. (Connolly, 2005) в системе SiO_2 – Al_2O_3 – FeO – MgO – CaO – Na_2O – K_2O – O_2 – H_2O – CO_2 – NaCl . В качестве модельного был выбран состав амфиболита из крупного блока внутри массива (обр. ПНГ-123). Использовались следующие модели модели минералов-твердых растворов: feldspar (Fuhrman, Lindsley, 1988), *Opx*(W) и *Gt*(W) (White et al., 2014), *Cpx*(HP) (Holland, Powell, 1996), *Amph*(DHP) (Dale et al., 2000). В расчетах использовалась модель тоналитового расплава melt(G) (Green et al., 2016).

На предварительном этапе проводились расчеты фазовых отношений при плавлении амфиболита в отсутствие свободного флюида. Расчеты показали, что в этих условиях составы модельных расплавов были обеднены SiO_2 относительно состава эндербитов. Опираясь на установленные выше геохимические корреляции, показавшие необходимость привноса кремнезема для выплавления эндербитов, было решено рассматривать SiO_2 и H_2O как избыточные насыщенные компоненты системы. В качестве компонентов флюида были выбраны H_2O , CO_2 и NaCl , свойства смешения которых рассчитывались по модели Л.Я. Арановича и др. (2010).

Таким образом, главная серия расчетов проводилась с учетом пересыщения системы SiO_2 с участием флюида H_2O – CO_2 – NaCl . Расчеты проводились при следующих мольных долях NaCl во флюиде: 0.07, 0.15, 0.20, 0.30, 0.40. Содержание свободного O_2 как параметра, отражающего содержание Fe_2O_3 в системе, также задавалось дискретно: 0.10, 0.12, 0.20 мас. %. Для каждого значения NaCl на псевдосечении P - T предварительно оценивалось давление. Для полученного значения давления на псевдосечении T - X_{CO_2} оценивалась мольная доля CO_2 во флюиде, а далее, для этого значения X_{CO_2} строилось скорректированное псевдосечение в координатах P - T , по которому определялся интервал значений этих параметров. При необходимости проводились повторные расчеты. Корректировка на влияние содержания O_2 производилась на заключительном этапе. Однако на расположение полей минеральных ассоциаций она существенного влияния не оказывала⁵.

P - T условия существования эндербитового расплава определялись посредством определения области пересечения (суперпозиции) изолиний молекулярных отношений $al = \text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MgO} + \text{CaO})$, $fm = (\text{FeO} + \text{MgO})/(\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MgO} + \text{CaO})$, $ca = \text{CaO}/(\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MgO} + \text{CaO})$ для модельного расплава melt(G), соответствующих составам природных эндербитов: $al = 0.46$ – 0.51 , $fm = 0.28$ – 0.30 , $ca = 0.20$ – 0.24 (рис. 10а, 10б). В случае несоответствия модели реальным составам пород область суперпозиции изоплет выделить невозможно. Соотношения с участием SiO_2 , Na_2O и K_2O не использовались для выявления поля эндербитового расплава. В окон-

⁵ Оптимальное содержание O_2 в системе получено равным 0.12 мас. %. Меньшее содержание O_2 приводит к смешению области пересечения изоплет, отвечающих составу расплава, в поле неустойчивости граната, что противоречит минералогическим ограничениям, определенным выше по распределению РЗЭ. Большее содержание O_2 приводит к формированию клинопироксена с повышенной долей акмита – 13 мол. % и более, что нехарактерно для данного комплекса.

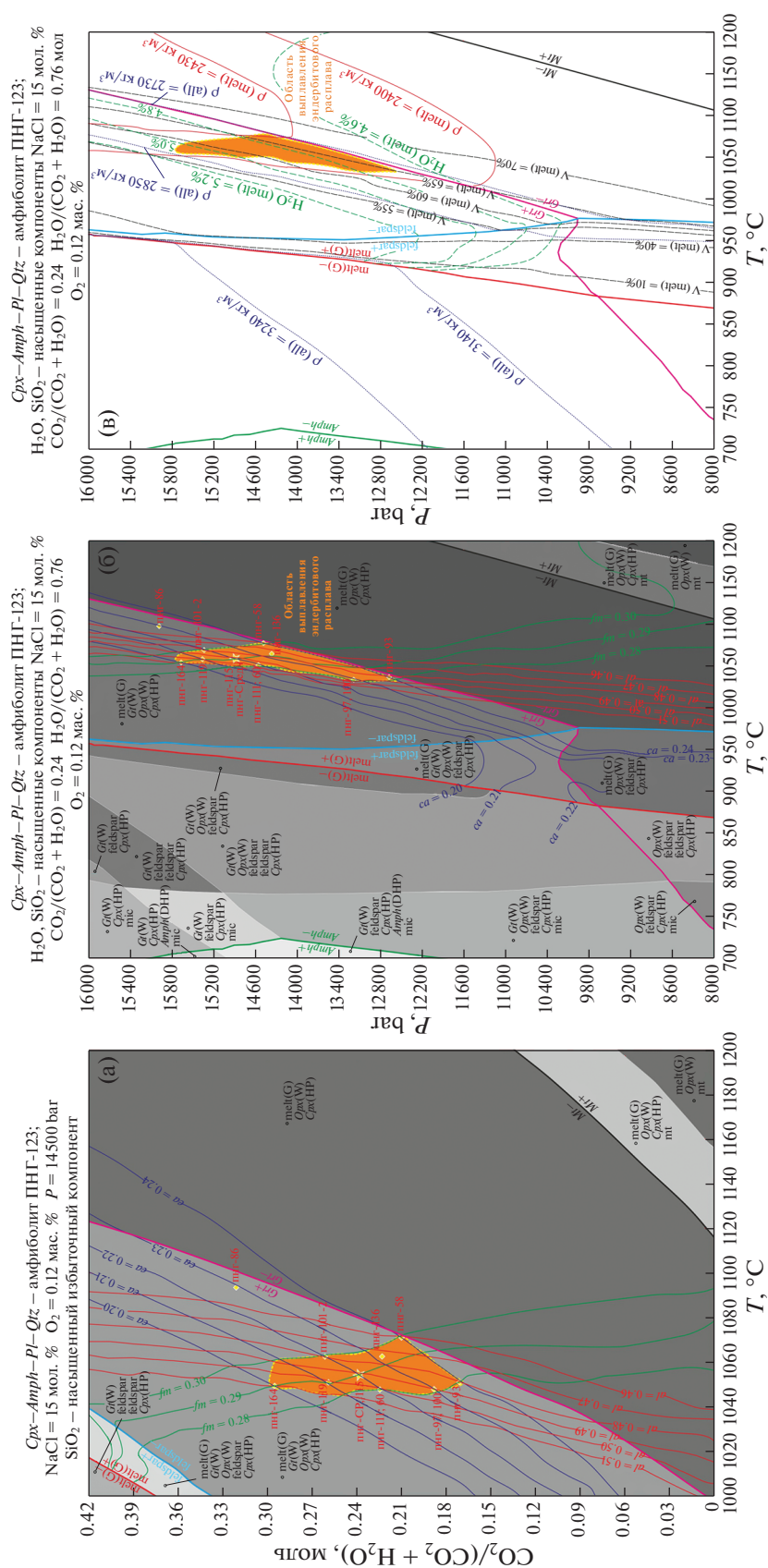


Рис. 10. Псевдосечения, иллюстрирующие положение области, благоприятной для плавления амфиболитов: (а) в координатах T - CO_2 , (б) в координатах P - T , (в) изолинии плотности, объема, и содержания воды в модельном расплаве в координатах P - T . На рисунках а и б красными, зелеными и синими линиями показаны изолинии катионных соотношений в фазе melt(G). Оранжевое поле – область схождения изоплет – соответствует области выплавления расплава, близкого по составу к эндербитам главной фазы. Желтые ромбы и подписи у них – реальные анализы эндербитов, соответствующие анализам в электронном приложении; желтая звезда – среднее из 11 анализов.

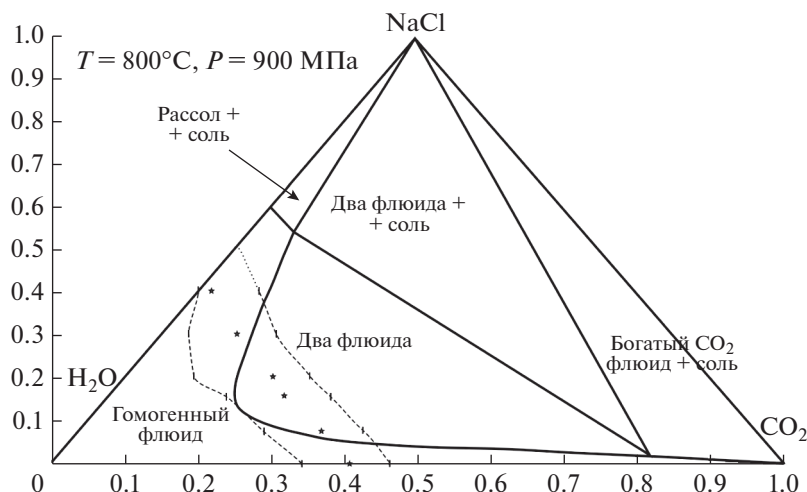


Рис. 11. Диаграмма фазовых отношений в системе $\text{CO}_2\text{--H}_2\text{O--NaCl}$ по (Аранович и др., 2010) для давления 9 кбар. Пунктиром ограничена область составов флюида, равновесного с расплавами эндрбитов в области их генерации, оцененная по всей совокупности анализов пород; звездочки — по среднему составу эндрбитов (по данным табл. 2).

туренные по изолиниям области попадают 11 из 13 анализов мезократовых эндрбитов главной фазы. Эти области находятся в P - T -поле устойчивости ортопироксена — Opx(W) , клинопироксена — Cpx(HP) , граната — Grt(W) , тогда как плагиоклаз (feldspar) и амфибол Amph(DHP) в этом поле отсутствуют (рис. 10б). Тем самым соблюдаются минералогические ограничения, выявленные на основе анализа спектров РЗЭ.

Поле $\text{melt(G)} + \text{Opx(W)} + \text{Cpx(HP)} + \text{Grt(W)}$, в котором выявлено наилучшее схождение изолиний молекулярных отношений состава расплава, можно интерпретировать как поле устойчивости расплава и рестита. Объемное содержание расплава в этом поле варьирует в пределах 45–67% (рис. 10в). В более низкотемпературной области за границей устойчивости расплава (линия $\text{melt+}/\text{melt-}$ на рис. 11б) при $T = 930\text{--}950^\circ\text{C}$ к этим минералам присоединяется плагиоклаз, что сопровождается существенным уменьшением содержания расплава до 0–40 об. %. Это поле отвечает полю мигматитов гранулитовой фации. При температурах $870\text{--}930^\circ\text{C}$ расположено поле $\text{Opx(W)} + \text{Cpx(HP)} + \text{Grt(W)} + \text{feldspar}$ (рис. 10б), отвечающее гранат-двупироксеновым гранулитам, которые можно рассматривать как ассоциацию вмещающих пород.

На рис. 10а–10в представлены результаты только для мольной X_{NaCl} во флюиде, равной 0.15. Аналогичным образом были рассчитаны псевдосечения T - X_{CO_2} и P - T , отвечающие $X_{\text{NaCl}} = 0.00, 0.07, 0.20, 0.30, 0.40$. На этих псевдосечениях по наилучшему совпадению изолиний катионных соотношений в расплаве для каждого X_{NaCl} были определены области значений P - T - X_{CO_2} , в которой при плавлении амфиболитов с участием вод-

но-углекислотно-солевого флюида наиболее вероятно могло происходить зарождение расплавов, близких по составу к эндрбитам массива Поньгома-Наволока. Результаты этих расчетов приведены в табл. 2 и на рис. 11.

Эти данные показывают, что P - T условия, благоприятные для формирования таких расплавов соответствуют интервалам $P = 12.5\text{--}15.8$ кбар (средн. 14.8 кбар) и $T = 1030\text{--}1080^\circ\text{C}$ (средн. 1060°C). Однако X_{CO_2} и X_{NaCl} во флюиде находятся в строгой обратной зависимости. Это указывает на то, что флюид, благоприятный для выплавления эндрбитов, должен был обладать низкой активностью H_2O , но совершенно не важно, чем эта низкая активность H_2O была обусловлена, либо высоким содержанием солей, либо — CO_2 .

По данным таблицы 2 на диаграмме фазовых соотношений $\text{H}_2\text{O--CO}_2\text{--NaCl}$ (Аранович и др., 2010) околонурирована область состава флюида, благоприятного для выплавления эндрбитов (рис. 11). Большая часть этой области лежит в поле сосуществования двух флюидов при давлении 9 кбар. Однако, поскольку с давлением область гомогенного флюида расширяется, то при $P = 12.5\text{--}15.8$ кбар, отвечающим условиям выплавления эндрбитов, можно ожидать наличие гомогенного водно-углекислотно-солевого флюида. Содержание H_2O в модельном расплаве в этой P - T области составляет 4.7–5.1 мас. % (рис. 10в).

Активность воды во флюиде оценивалось с помощью псевдосечений в координатах T - $\log(\alpha_{\text{H}_2\text{O}})$ также посредством построения изолиний $al = \text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MgO} + \text{CaO}) = 0.46\text{--}0.51$, $fm = (\text{FeO} + \text{MgO})/(\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MgO} + \text{CaO}) = 0.28\text{--}0.30$, $ca = \text{CaO}/(\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MgO} +$

Таблица 2. Результаты расчетов параметров P – T – X_{CO_2} – X_{NaCl} , благоприятных для выплавления эндербитовых расплавов (по результатам моделирования). В скобках показано значение для среднего мезократового эндербита (по 11 пробам)

X_{NaCl}	X_{CO_2}	P , кбар	T , °C
0.00	0.34–0.46 (0.41) – средн.эндербит	13.0–15.8 (14.8) – средн.эндербит	1040–1070 (1060) – средн.эндербит
0.07	0.25–0.38 (0.33) – средн.эндербит	13.0–15.5 (14.9) – средн.эндербит	1050–1075 (1060) – средн.эндербит
0.15	0.17–0.30 (0.24) – средн.эндербит	12.5–15.7 (14.9) – средн.эндербит	1040–1070 (1060) – средн.эндербит
0.20	0.09–0.25 (0.20) – средн.эндербит	13.1–15.6 (14.6) – средн.эндербит	1040–1070 (1060) – средн.эндербит
0.30	0.03–0.16 (0.10) – средн.эндербит	12.8–15.8 (14.8) – средн.эндербит	1040–1080 (1060) – средн.эндербит
0.40	0.00–0.08 (0.02) – средн.эндербит	12.9–15.6 (14.8) – средн.эндербит	1030–1080 (1060) – средн.эндербит

+ CaO) = 0.20–0.24). Одно из псевдосечений, построенное для мольной доли NaCl = 0.15 и давления 14.9 кбар приведено на рис. 12. Диаграмма демонстрирует, что при температурах 1030–1080°C выплавление расплавов, близких по составу к эндербитам массива Поньгома-Наволока, возможно только при $\log(\alpha\text{H}_2\text{O})$ в интервале от –0.47 до –0.32 для всей совокупности анализов (–0.42 для среднего состава эндербита), что соответствует $\alpha\text{H}_2\text{O}$ = 0.34–0.48 (0.38 для среднего состава). Поле выплавления эндербитового расплава граничит с областью устойчивости граната. Поэтому, при большей активности H_2O плавление будет происходить в отсутствие граната, что не приведет к дифференцированному спектру РЗЭ. Более низкая активность H_2O , менее 0.18 приведет к смещению поля выплавки в область устойчивости плагиоклаза в рестите, что сформирует Еу-минимум в выплавках, который отсутствует в спектрах РЗЭ.

Положение изолиний на рис. 12 показывает, что в поле устойчивости граната могут формироваться расплавы как при более низкой температуре, так и при более высокой активности воды. Однако состав таких расплавов будет отличаться от эндербитов массива Поньгома-Наволока: они будут более глиноземистые и содержать меньше Ca, Fe, Mg.

В области генерации количество эндербитового расплава составляет 57–67 об. % (рис. 10в), а его плотность ρ = 2400–2430 кг/м³. При этом плотность всей системы расплав + рестит заметно выше – ρ = 2730–2850 кг/м³, что уже делает подобную систему гравитационно нестабильной. Однако более корректное сравнение плотностей необходимо проводить не в системе расплав – рестит, а в системе расплав – окружающие нерасплавленные породы, в роли которых могут высту-

пить гранат-двупироксен-плагиоклазовые гранулиты (*Grt* + *Opx* + *Cpx* + feldspar), поле которых примыкает справа (со стороны низкотемпературной области) к границе появления расплава (рис. 10б). При давлении 12.5–15.8 и температуре 920–930°C плотность таких гранулитов составляет ρ = 3140–3240 кг/м³ (среднее 3190 кг/м³), т.е. это существенно более “тяжелые” породы, чем те, которые перешли в состояние частичного плавления. Заметное различие (в 1.3 раза) плотностей вмещающих пород и автохтонного расплава, а также большой объем выплавки (57–67 об. %) позволяют предположить возможность отделения расплава от зоны генерации и продвижение его на более высокие горизонты коры в виде смеси расплав + реститовые минералы в областях тектонического растяжения. Однако, в эндербитах нет реститовых фаз, прежде всего, граната⁶, а составы главных породообразующих минералов эндербитов – плагиоклаза и ортопироксена обычно близки к равновесию с составом расплава (валовым составом породы) при P – T условиях его кристаллизации, а не выплавления (Козловский и др., 2022). Поэтому подъем эндербитового расплава по трещинам в более высокие горизонты земной коры связан с его фракционированием, при котором минералы рестита практически не выносятся из зоны плавления. Мы предполагаем, что этот механизм подъема расплава в большей степени характерен для орогенов, развивающихся в конвергентном режиме.

Согласно модели Э.С. Персикова (Персиков, Бухтияров, 2009) вязкость эндербитового расплава, содержащего 5% H_2O , при P = 14.8 кбар и T =

⁶ Из предположительно реститовых минералов в эндербитах присутствует лишь небольшое количество низкожелезистого (FeO/(FeO + MgO) = 0.28–0.3) клинопироксена.

который мы наблюдаем, анализируя метаморфизм в останцах амфиболитов в теле эндербитов, где давление изменяется от $P = 8.3\text{--}10.0$ до $P = 10.3\text{--}11.0$ кбар. Приблизительная оценка глубины выплавления эндербитов, с учетом плотности всей системы $\rho = 3190 \text{ кг/м}^3$ — 40–50 км, что отвечает нижней коре или границе кора-мантия. Температура выплавления эндербитов, 1030–1080°C, много выше, чем температура пика метаморфизма в блоках метабазитов, 830–910°C. Таким образом, область генерации эндербитового расплава и область гранулитового метаморфизма в блоках амфиболитов разьединены как по температуре, так и по давлению. Метаморфизм в блоках (если рассматривать его как метаморфизм региональный) не мог генерировать выплавки эндербитового расплава. Однако это противоречие исчезает, если рассматривать гранулитовый метаморфизм в блоках амфиболитов как контактовый, инициированный тепловым воздействием эндербитового массива. Следовательно, апоамфиболитовые двупироксеновые гранулиты в блоках амфиболитов, заключенных в массиве эндербитов, необходимо рассматривать как контактовые роговики. При этом, на скрытой от нас глубине, отвечающей давлению $P = 12.5\text{--}15.8$ кбар, возможно региональное распространение большего объема гранат-двупироксен-плаггиоклазовых гранулитов и соответствующих им мигматитов, отвечающим более низким температурам, чем температуры в области выплавления эндербитов (рис. 106).

Сопоставляя полученные величины T , P и глубину формирования эндербитового очага с конфигурацией распределения геотерм в докембрийских комплексах, полученных по результатам численного моделирования субдукции (Perchuk et al., 2019) и коллизии (Perchuk et al., 2018) можно сказать, что в стабильных тектонических блоках невозможно достичь температуры 1000–1100°C на глубине 40–50 км. В недеформированной океанической или континентальной коре такой глубине соответствуют геотермы 500–700°C (краевые части модельных блоков). Повышенный тепловой поток, ведущий к подъему геотерм, достигается только в небольшой части надсубдукционной области (в модели горячей докембрийской субдукции, $\Delta T = 150^\circ\text{C}$) или в центральной части орогенной постройки над областями плавления в мантии (в модели докембрийского горячего орогена на финальной стадии его развития). Важным условием подъема геотерм и протекания высокотемпературного гранулитового метаморфизма, согласно модельным расчетам, является небольшая мощность континентальной коры. Согласно докембрийской геологической истории БПП именно возрасту формирования эндербитов, 2728 млн лет, соответствовало завершение субдукционно-аккреционного этапа 2.74–2.72 млрд лет (Слабунов, Сибилев, 2008) или начало предколлизийного

этапа его развития 2.73–2.72 млрд лет (Слабунов, 2008). То есть мощная континентальная кора БПП была сформирована существенно позднее — 2.217–2.58 млрд лет (Слабунов, 2008) и не мешала подъему геотерм, высокотемпературному метаморфизму и плавлению амфиболитов.

ВЫВОДЫ

1. Эндербиты главной фазы массива Поньгома-Наволока сформировались из магмы, которая появлялась в ходе плавления амфиболитового протолита при участии водно-углекислотно-солевого флюида с низкой активностью H_2O . Образование магмы происходило в присутствии граната, который оставался в рестите, что привело к обеднению эндербитовых выплавов тяжелыми РЗЭ по сравнению с амфиболитами протолита.

2. Непосредственным протолитом для выплавления эндербитов могли служить амфиболиты архейских зеленокаменных поясов БПП с характеристиками деплетированного источника. Эндербиты и чарнокиты также не несут следов коровой контаминации.

3. P - T -поле, благоприятное для формирования выплавов, близких по составу к эндербитам главной фазы массива располагается на глубине 40–50 км, что приблизительно соответствует нижней коре или границе кора-мантия — $P = 12.5\text{--}15.8$ кбар (средн. 14.8 кбар). Обеспечение температур 1030–1080°C (средн. 1060°C), необходимых для выплавления эндербитов, подразумевает наличие дополнительного потока тепла, что характерно для участков коры и верхней мантии, находящихся на заключительной стадии формирования горячего орогена.

4. Фракционирование плаггиоклаза и акцессорных минералов в ходе кристаллизации эндербитов главной фазы в магматической камере отразилось на геохимических особенностях пород массива и на их минеральном составе. Обогащение плаггиоклазом лейкократовых эндербитов привело к обеднению РЗЭ и формированию положительной Eu-аномалии; обеднение плаггиоклазом и обогащение акцессорными минералами меланократовых эндербитов сопровождалось ростом содержания РЗЭ и формированием отрицательной Eu-аномалии.

5. Несмотря на разгнейсование и метаморфизм повышенного давления в процессе формирования палеопротерозойских зон пластического течения, наложенных на эндербиты массива Поньгома-Наволока, породы сохранили особенности распределения РЗЭ, характерные для первичных магматических пород массива. В разгнейсованных эндербитах и в ТТГ-гнейсах обрамления наблюдаются три группы пород по степени обогащения РЗЭ, соответствующие мезо-, лейко-

и меланократовым эндербитам. Это указывает на то, что эндербиты, аналогичные породам массива Поньгома-Наволоок, могли служить протолитом для некоторых разновидностей ортогнейсов.

6. Выплавление эндербитов проходило при существенно больших P - T -параметрах, 12.5–15.8 кбар и 1030–1080°C, чем фиксируется в двупироксен-плагноклазовой ассоциации пика апоамфиболитового гранулитового метаморфизма в блоках амфиболитов внутри массива, 830–910°C и 10.3–11.0 кбар. Региональный гранулитовый метаморфизм, на современном срезе, отвечающем средней коре, не мог инициировать выплавки, более чем на 100°C превышающие пик его температуры и находящиеся на существенно большей глубине. Однако, внедрение эндербитов и их кристаллизация при 8.1–11.4 кбар и 925–970°C вполне могли инициировать гранулитовый метаморфизм в контактовом ореоле и в блоках внутри массива. Поэтому архейский гранулитовый метаморфизм Беломорья, проявленный на современном эрозионном срезе, вероятно, имел контактовую, а не региональную природу. Дополнительным подтверждением этого является однородная (роговиковая) структура гранулитов, не характерная для пород регионального метаморфизма.

Авторы благодарят С.А. Силантьева, О.Г. Сафонова и О.М. Туркину за ценные замечания, обсуждение основных результатов статьи и подготовку рукописи к печати.

Авторы благодарят ЦКП “Аналитика” ИГЕМ РАН за XRF анализы горных пород.

Работа выполнена в рамках государственного задания ИГЕМ РАН и по гранту РНФ-23-17-00066; Rb-Sr и Sm-Nd изотопные данные выполнены по госзаданию ГЕОХИ РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Аранович Л.Я., Закиров И.В., Сретенская Н.Г., Геря Т.В. (2010) Тройная система H_2O – CO_2 – $NaCl$ при высоких T - P -параметрах: эмпирическая модель смешения. *Геохимия*. (5), 475–484.
- Aranovich L.Y., Zakirov I.V., Sretenskaya N.G. (2010) Ternary system H_2O – CO_2 – $NaCl$ at high parameters: an mixing model. *Geochem. Int.* **48**(5), 446–455
- Байкова В.С., Богомолов Е.С., Зингер Т.Ф. (2005) Дайки базитов острова Поньгом-Наволоок (Беломорско-Лапландский пояс). *Записки РМО*. **134**(4), 108–116.
- Байкова В.С., Седова И.С., Шулешко И.К. (2001) Особенности состава минералов гранитоидов, претерпевших полиметаморфизм (Беломорско-Лапландский пояс, район Поньгома). *Записки РМО*. **130**(3), 94–113.
- Володичев О.И. (1975) *Ранний этап метаморфизма пород Беломорского комплекса, район западного Беломорья. Восточная часть Балтийского щита. Геология и глубинное строение*. Ленинград: Наука, 43–56.
- Другова Г.М., Климов Л.В., Крылова М.Д. (1977) О ранних этапах гранулитового метаморфизма в беломорском комплексе. *ДАН СССР*. **234**(3), 665–668.
- Другова Г.М. (1996) Особенности раннедокембрийского метаморфизма в Беломорском складчатом поясе (Балтийский щит). *Записки ВМО*. **125**(2), С. 24–37.
- Другова Г.М., Борисова Е.Ю., Балтыбаев Ш.К. (1997) Два этапа гранулитового метаморфизма в архейских гранатовых гнейсах Беломорского складчатого пояса (Балтийский щит). *ДАН*. **357**(1), 83–86.
- Зингер Т.Ф. (1993) Морфологическая эволюция циркона в полиметаморфических породах. *ДАН*. **331**(4), 452–455.
- Зингер Т.Ф. (1994) Морфологическая эволюция циркона в раннедокембрийских гиперстеновых диоритах массива Поньгома-Наволоок (Северная Карелия). *Записки РМО*. **123**(2), 65–73.
- Козловский В.М., Бычкова Я.В. (2016) Геохимическая эволюция амфиболитов и гнейсов Беломорского подвижного пояса в процессе палеопротерозойского метаморфизма. *Геохимия*. (6), 543–557.
- Kozlovskii V.M., Bychkova Y.V. (2016) Geochemical evolution of amphibolites and gneisses of the Belomorian mobile belt during paleoproterozoic metamorphism. *Geochem. Int.* **54**(6), 529–542.
- Козловский В.М., Саватенков В.М., Терентьева Л.Б., Курдюков Е.Б. (2019) Первые данные о ятулийском (2.1 млрд. лет) метаморфизме в Беломорском подвижном поясе. *ДАН*. **485**(3), 85–89.
- Козловский В.М., Травин В.В., Зингер Т.Ф., Курдюков Е.Б., Волков И.С., Якушик М.А. (2021) Метаморфизм базитов в зонах пластического течения и за их пределами. *Породо-минерало- и рудообразование: достижения и перспективы исследований. Материалы Всероссийской конференции с международным участием, посвященной 90-летию ИГЕМ РАН*. Москва: ИГЕМ РАН, 345–348.
- Козловский В.М., Травин В.В., Зингер Т.Ф., Курдюков Е.Б., Якушик М.А. (2022) Архейские чарнокит-эндербитовые комплексы Беломорья. Происхождение и условия генерации расплавов. *Геология и полезные ископаемые Карелии. Труды Карельского Научного центра РАН*. (5), 55–59.
- Король Н.Е. Основные гранулиты Карелии и центральной Финляндии. (2005) *Геология и полезные ископаемые Карелии. Труды Карельского Научного центра РАН*. (8), 18–39.
- Король Н.Е. (2009) Высокотемпературная амфиболитизация при эндербитовой мигматизации основных гранулитов в гранулит-эндербит-чарнокитовых комплексах Карелии. *Петрология*. **17**(4), 378–396.
- Король Н.Е. (2011) Процессы поздней изофациальной перекристаллизации в гранулит-эндербит-чарнокитовых комплексах Карелии. *Геология и полезные ископаемые Карелии. Труды Карельского Научного центра РАН*. (14), 8–32.
- Король Н.Е. (2018) Метаморфическая эволюция Поньгомнаволоцкого гранулит-эндербит-чарнокитового комплекса Беломорского подвижного пояса. *Геология и полезные ископаемые Карелии. Труды Карельского Научного центра РАН*. (11), 34–56.

- Косой Л.А. (1936) Архейские известняки и генезис Беломорской толщи Карелии. *Ученые записки ЛГУ. Серия геолого-почвенно-географическая. Выпуск 3. Земная кора.* 2(10), 53-79.
- Костицын Ю.А., Журавлев Д.З. (1987) Анализ погрешностей и оптимизация метода изотопного разбавления. *Геохимия.* (7), 1024-1036.
- Левский Л.К., Морозова И.М., Левченков О.А., Байкова В.С., Богомолов Е.С. (2009) Изотопно-геохронологические системы в метаморфических породах (о-в Поньгома, Беломорский подвижный пояс). *Геохимия.* (3), 227-244.
- Levsky L.K., Morozova I.M., Levchenkov O.A., Baikova V.S., Bogomolov E.S. (2009) Isotopic-geochronological systems in metamorphic rocks: Pongoma island, Belomorian mobile belt. *Geochem. Int.* 47(3), 215-230.
- Левченков О.А., Зингер Т.Ф., Дук В.Л., Яковлева С.З., Байкова В.С., Шулешко И.К., Матуков Д.И. (1996) U-Pb-возраст цирконов гиперстеновых диоритов и гранодиоритов о. Поньгом-Наволоок (Балтийский щит, Беломорская тектоническая зона). *ДАН.* 349(1), 90-92.
- Персиков Э.С., Бухтияров П.Г. (2009) Структурно-химическая модель прогноза и расчета вязкости магм и диффузии H₂O в них в широком диапазоне составов и ТР-параметров земной коры и верхней мантии. *Геология и геофизика.* 50(12), 1393-1408.
- Перчук Л.Л., Геря Т.В., Ван Ринен Д.Д., Смит С.А. (2006) P-T тренды и проблемы высокотемпературного полиметаморфизма. *Петрология.* 14(2), 131-167.
- Перчук Л.Л., Кротов А.В. Геря Т.В. (1999) Петрология амфиболитов пояса Тана и гранулитов Лапландского комплекса. *Петрология.* 7(4), 256-381.
- Петрова З.И., Левицкий В.И. (1984) *Петрология и геохимия гранулитовых комплексов Прибайкалья.* Новосибирск: Наука, 200 с.
- Ревяко Н.М., Костицын Ю.А., Бычкова Я.В. (2012) Взаимодействие расплава основного состава с вмещающими породами при формировании расслоенного интрузива Кивакка, северная Карелия. *Петрология.* 20(2), 115-135.
- Светов С.А., Степанова А.В., Чаженина С.Ю., Светова Е.Н., Михайлова А.И., Рыбникова З.П., Пармонов А.С., Утищина В.Л., Колодей В.С., Эхова М.В. (2015) Прецизионный (ICP-MS, LA-ICP-MS) анализ состава горных пород и минералов: методика и оценка точности результатов на примере раннедокембрийских мафитовых комплексов. *Геология и полезные ископаемые Карелии. Труды Карельского Научного центра РАН.* (7), 54-73.
- Сибилев О.С., Гоголев М.А., Максимов О.А. (2013) Геологическая позиция и условия формирования метаэндритов Гридинской зоны эколгитсодержащего меланжа. *Геология и полезные ископаемые Карелии. Труды Карельского Научного центра РАН.* (16), 5-20.
- Скублов С.Г., Мельник А.Е., Марин Ю.Б., Березин А.В., Богомолов Е.С., Ишмурзин Ф.И. (2013) Новые данные о возрасте (U-Pb, Sm-Nd) метаморфизма и протолита эколгитоподобных пород района Красной губы, Беломорский пояс. *ДАН.* 453(3), 319-325.
- Слабунов А.И. (2008) Геология и геодинамика архейских подвижных поясов (на примере Беломорской провинции Фенноскандинавского щита). Петрозаводск: Изд-во Карельского Научного центра РАН, 296 с.
- Слабунов А.И., Сибилев О.С. (2008) Строение земной коры Беломорской провинции Фенноскандинавского щита как отражение раннедокембрийских геодинамических процессов: опыт синтеза структурно-геологических, петрологических и геофизических данных. *Связь поверхностных структур земной коры с глубинными. Материалы XIV международной конференции.* Петрозаводск: Изд-во Карельского Научного центра РАН, 2, 201-204.
- Стенарь М.М., Володичев О.И. (1970) *К вопросу о реликтовой гранулитовой фации регионального метаморфизма в западном Беломорье. Региональный метаморфизм и метаморфогенное рудообразование.* Ленинград: Наука, 137-142.
- Степанов В.С., Слабунов А.И. (1994) Амфиболиты и карбонатные породы района губы Поньгома (Белое море). *Докембрий северной Карелии.* Петрозаводск: Изд-во Карельского Научного центра РАН, 6-30.
- Судовиков Н.Г. (1937) Геологический очерк Куземско-Поньгомского района. *Международный геологический конгресс. XVII сессия. СССР. Северная экскурсия. Карельская АССР. Под ред. А.А. Полканова. ОНТИ. НКТП.* Ленинград: Главная редакция геолого-разведочной и геодезической литературы, 105-117.
- Судовиков Н.Г. (1939) *Материалы по петрологии западного Беломорья (гранитизация пород Беломорья). Труды Ленинградского геологического управления. (19-а).* Ленинград: Издат-во ГОНТИ, 88 с.
- Шуркин К.А., Виноградов Д.П., Митрофанов Ф.П., Шемякин В.М. (1980) *Магматические формации раннего докембрия территории СССР. Ред. Книга 1. Магматизм древнейшего докембрия.* Москва: Недра, 285 с.
- Connolly J.A. (2005) Computation of phase equilibria by linear programming: a tool for geodynamic modeling and its application to subduction zone decarbonation. *EPSL.* 236(1-2), 524-541.
- Dale J., Holland T., Powell R. (2000) Hornblende-garnet-plagioclase thermobarometry: a natural assemblage calibration of the thermodynamics of hornblende. *Contrib. Mineral. Petrol.* 140, 153-362.
- Frost B.R., Barnes C.G., Collins W.J., Arculus R.J., Ellis D.J., Frost C.D. (2001) A geochemical classification for granitic rocks. *J. Petrol.* 42(11), 2033-2048.
- Fuhrman M.L., Lindsley D.H. (1988) Ternary-feldspar modeling and thermometry. *Am. Min.* 73(3-4), 201-215.
- Goldstein S.J., Jacobsen S.B. (1988) Nd and Sr systematics of river water suspended material implication for crustal evolution. *EPSL.* 87(3), 249-268.
- Green E.C.R., White R.W., Dener J.F.A., Powel R., Holland T.J.B., Palin R.M. (2016) Activity-composition relations for the calculation of partial melting equilibria in metabasic rocks. *J. Metamorphic Geology.* 34(9), 845-869.
- Holland T., Powell R. (1996) Thermodynamics of order-disorder in minerals; II, Symmetric formalism applied to solid solutions. *Am. Min.* 81(11-12), 1425-1437.
- Jacobson S.B., Wasserburg G.J. (1984) Sm-Nd isotopic evolution of chondrites and achondrites. *EPSL.* 67(2), 137-150.
- Ludwig, K.R. (2003) User's Manual for Isoplot / Ex, Version 3.00: A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel. *Berkeley Geochronology Center. Special Publication.* (4).

- Perchuk A.L., Safonov O.G., Smit C.A., Zakharov V.S., Gerya T.V. (2018) Precambrian ultra-hot orogenic factory: Making and reworking of continental crust. *Tectonophysics*. **746**, 572-586.
- Perchuk A.L., Zakharov V.S., Gerya T.V., Brown M. (2019) Hotter mantle but colder subduction in the Precambrian: What are the implications? *Precambrian Research*. **330**, 20-34.
- Ramsay J.G. Huber M.I. (1987) The Technique of Modern Structural Geology. Volume 2: *Folds and Fractures*. London: Academic Press, 307-700.
- Smit C. André, Dirk D. van Reenen, Chris Roering, René Boshoff and Leonid L. Perchuk (2011) Neoarchean to Paleoproterozoic evolution of the polymetamorphic Central Zone of the Limpopo Complex. *GSA Memoirs*. **207**, 213-244.
- Sun S.S., McDonough W.F. (1989) Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes: magmatism in the ocean basins. Eds. A.D. Saunders, M.J. Norry. *Geol. Soc. London. Spec. Publ.* 42, 313-346.
- Tanaka T., Togashi S., Kamioka H. et al. (2000) JNdi-1: a neodymium isotopic reference in consistency with LaJolla neodymium. *Chemical Geology*. **168**(3-4), 279-281.
- White R. W. et al. (2014) New mineral activity–composition relations for thermodynamic calculations in metapelitic systems. *J. Metamorphic Geology*. **32**(3), 261-286.
- Zinger T.F., Baikova V.S., Belyatsky S.V. et al. (1999). Morphology and isotopic age of zircons from shear-zones within granitoids of the Belomorian tectonic zone, Baltic Schild, Russia. *Basement Tectonics. Kluwer Academic Publishers*. (13), 345-364.
- Zinger T.F., Gotze J., Levchenkov O.A., Shuleshko I.K., Yakovleva S.Z., Makeyev A.F. (1996) Zircon in polydeformed and metamorphosed precambrian granitoids from the White Sea tectonic Zone, Russia: morphology, cathodoluminescence, and U-Pb chronology. *Int. Geol. Rev.* **38**(1), 57-73.