

В. С. Степанов, А. В. Степанова

РАННИЕ ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКИЕ МЕТАГАББРО РАЙОНА с. ГРИДИНО (БЕЛОМОРСКИЙ ПОДВИЖНЫЙ ПОЯС)*

Введение

Район с. Гридино, охватывающий прибрежную часть и острова Белого моря, характеризуется развитием многочисленных мафических даек палеопротерозойского возраста. Преобладающая на данной территории дайковая форма проявления основного магматизма при значительной плотности насыщения интрузиями позволяет рассматривать ее как Гридинское дайковое поле (ГДП; Степанов, Степанова, 2005). В пределах ГДП представлена большая часть разновидностей магматитов основного состава, известных в Беломорском подвижном поясе (БПП), а прекрасные условия обнаженности и дайковая форма интрузивных тел существенно упрощают определение возрастных взаимоотношений между ними. Этим определяется особая значимость данной территории для исследования палеопротерозойского магматизма.

Геологический фон Гридинского дайкового поля определяется широким развитием позднеархейских пород, среди которых резко преобладают гнейсограниты, варьирующие по составу от плагиогранитов до гранодиоритов и являющиеся породами рамы для большинства даек. Наиболее ранние образования среди пород рамы – амфиболиты и метаультрабазиты, наблюдающиеся в виде фрагментов в зонах архейского эклогит-содержащего микстита. Матрикс его представлен в различной степени мигматизированными плагиогнейсогранитами с возрастом около 2,7 млрд лет (Володичев и др., 2004). Относительно поздними породами, формирование которых предшествовало внедрению дайковых комплексов, являются микроклиновые и плагио-микроклиновые граниты, образующие метатект в плагиогнейсогранитах и небольшие секущие жилы.

Главные магматические узлы ГДП описаны ранее (Степанов, 1990), вместе с тем обширная новая информация по этой территории получена в последние годы сотрудниками ИГ КарНЦ РАН. Ряд расположенных здесь объектов изучен в связи с проблемой образования эклогитов Гридинской зоны эклогитсодержащего микстита (Володичев и др., 2004; Травин и др., 2005 и др.),

опубликованы новые данные по коронитовым габбро ГДП (Степанова, Степанов, 2005).

Прямые геологические контакты, установленные между дайками, позволяют утверждать, что здесь представлены тела как минимум семи вещественно-возрастных групп (Степанов, Степанова, 2005):

- метагаббро (умеренно щелочного и нормально-го ряда, древнее 2,43 млрд лет);
- породы комплекса лерцолитов – габброноритов (две фазы, поздняя ~2,43 млрд лет);
- метадiorиты (магнезиальные и железистые);
- гранатовые метагаббро (с геохимическими характеристиками MORB; моложе 2,43 млрд лет);
- коронитовые метагаббро (Fe-толеитового состава; ~2,12 млрд лет).

Характер их распределения в ГДП отражен на рис. 1. Наименее изученными среди выделенных групп являются ранние палеопротерозойские метагаббро, процесс формирования которых представляет значительный интерес, так как они приурочены к относительно слабо изученному временному интервалу 2,5–2,43 млрд лет.

Геологическая характеристика метагаббро

Дайки, сложенные метагаббро, занимают второе по распространенности место в ГДП (рис. 1) после даек комплекса лерцолитов – габброноритов (КЛГН) и формируют рой, общее простирание которого близко к широтному. В этой группе объединены дайки, описанные ранее как субщелочные метагаббро (Степанов, 1990) и симплектитовые метагаббро (Степанов, Степанова, 2005). Основанием для их объединения явились существенные черты сходства, установленные как на геологическом, так и на петрографическом и геохимическом уровнях. Дайки большей частью имеют северо-восточное 70–80° до широтного простирание (м. Песчаный, о. Воротная Луда и др.; рис. 2 и 3) и реже ориентированы субмеридиально (о. Гольшница; рис. 4, губа Пестица), мощность тел обычно менее метра. Наиболее крупная дайка метагаббро, описанная ранее как субщелочное габбро (Степанов, 1990), расположена на мысу Песчаный (рис. 3). Мощность ее достигает 10–12 м, а по простиранию в ЮЗ направлении она прослеживается на рас-

* Работа выполнена при финансовой поддержке Фонда содействия отечественной науке.

стояние более 100 м. Эта дайка имеет деформированные апофизы, возможным продолжением ее в ЮЗ направлении являются фрагменты метагаббро, расположенные на

побережье. В ней отмечены слабо выраженная магматическая полосчатость и небольшая секущая ее дайка метагаббро (поздняя магматическая фаза интрузии).

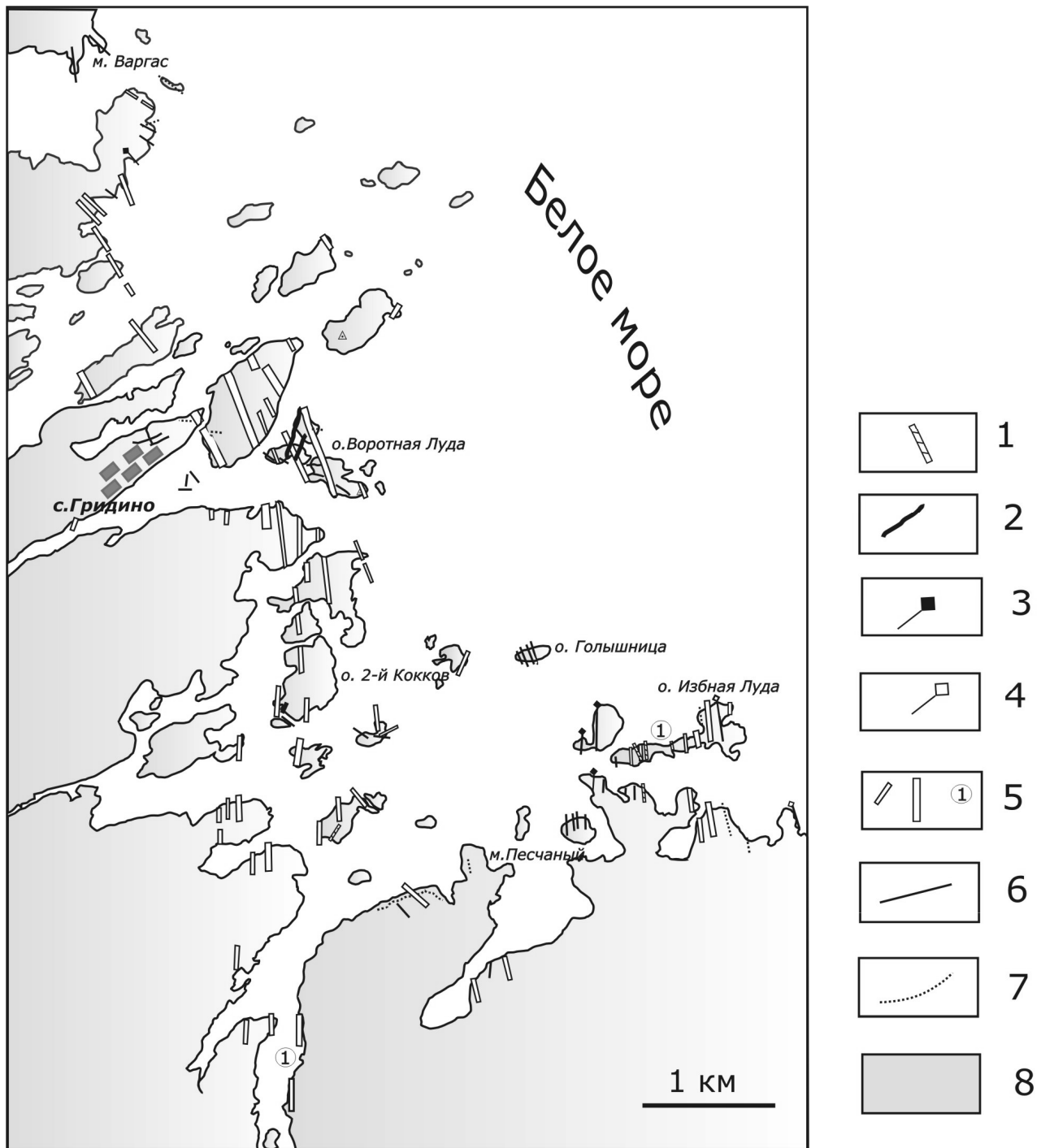


Рис. 1. Схема строения Гридинского дайкового поля (составлена В. С. Степановым и А. В. Степановой на основе авторских материалов с использованием данных В. В. Южановой, О. И. Володичева, А. И. Слабунова, В. В. Травина и И. И. Бабариной):

1 – коронитовые метагаббро (Fe-толеиты) Избной Луды, ~2,1 млрд лет; 2 – гранатовые метагаббро (геохимические аналоги MORB), моложе ~2,43 млрд лет; 3 – магнезиальные метадiorиты; 4 – железистые метадiorиты; 5 – дайки комплекса лерцолитов – габброноритов (~2,43 млрд лет), цифрой отмечены места, в которых установлены породы ранней фазы КЛГН; 6 и 7 – ранние палеопротерозойские метагаббро: 6 – нормальнощелочные, магнезиальные; 7 – умереннощелочные, железистые; 8 – супракрустальные образования (AR₁)

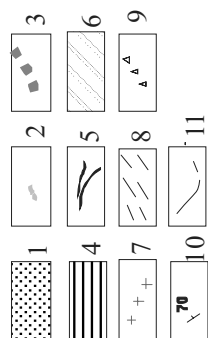
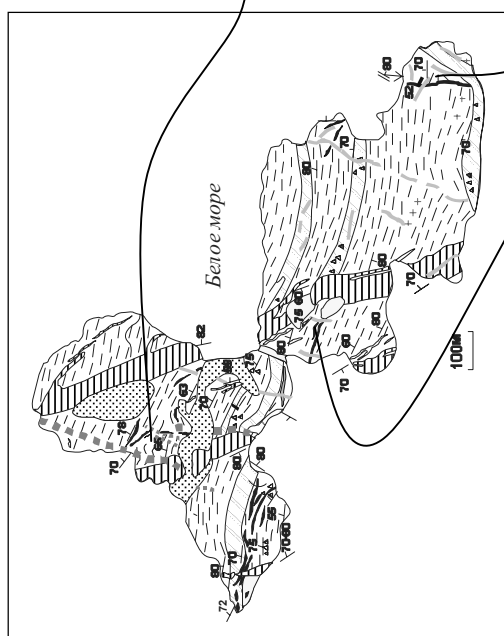


Рис. 2. Геологическое строение о. Воронья. Луда:
 1 – четвертичные отложения; 2 – микроклиновидный пегматит и аплитовые граниты; 3 – Pl-Gar-Spx ортопороды – метабазы MORB-типа; 4 – оливковые меланогаббронориты (комплекс лерцолитов – габброноритов); 5 – дайки метабазо; 6 – гранат-диопсидовые амфиболиты; 7 – микроклиновидные граниты; 8 – плагиогнейсыграниты; 9 – метадальритов; 10 – элементы залегания; 11 – границы пород. На фото молоток ориентирован на север

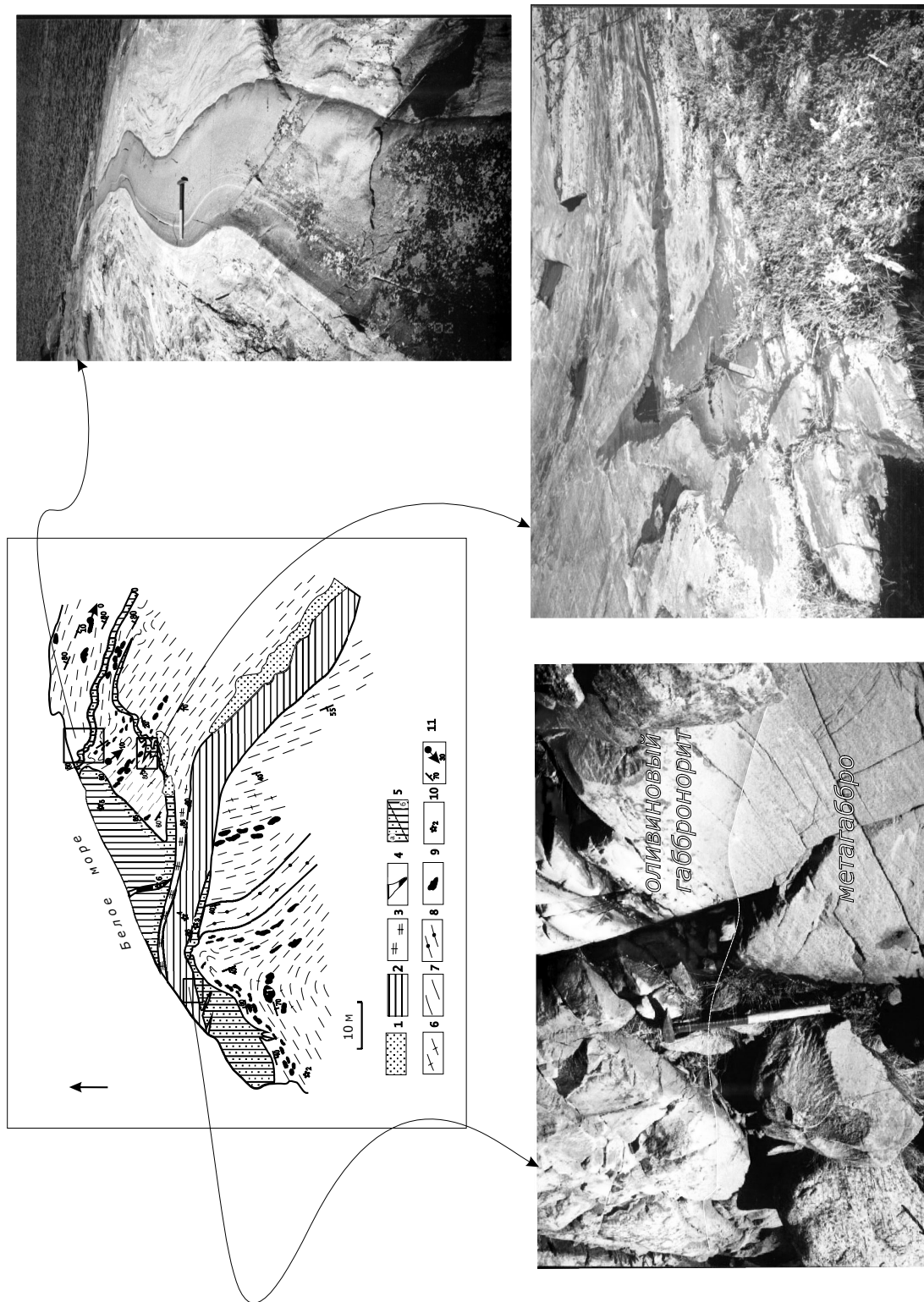


Рис. 3. Схема геологического строения обн. С-2402, мыс Песчаный:

1 – четвертичные отложения; 2 – оливиновый габбронорит; 3 – огнейсованный микроклиновый гранит (реоморфит?); 4–5 – умереннощелочные метагбро; 4 – метапорфирит II фазы; 5 – метагбро I фазы; 6 – мелкозернистые; 6 – микроклиновый гнейсогранит; 7 – эпидот-амфибол-биотитовый плагиогнейсогранит; 8 – гранат-биотитовый гнейс; 9 – диопсид-гранатовый амфиболит; 10 – места отбора образцов; 11 – элементы ориентировки контактов, гнейсовидность и минеральная линейность

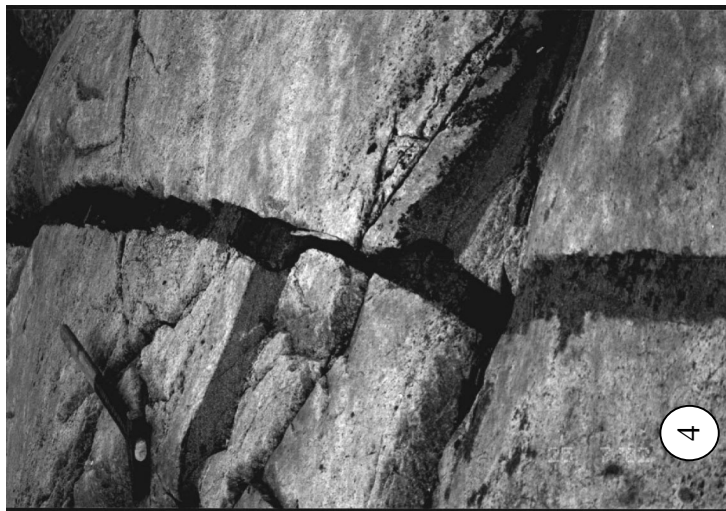
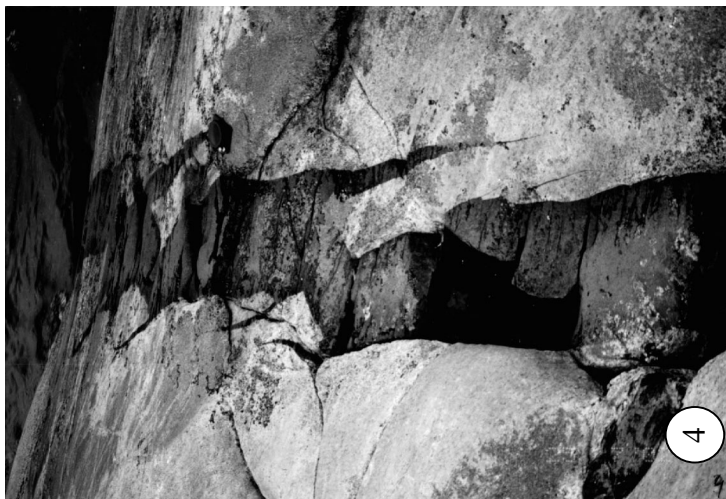
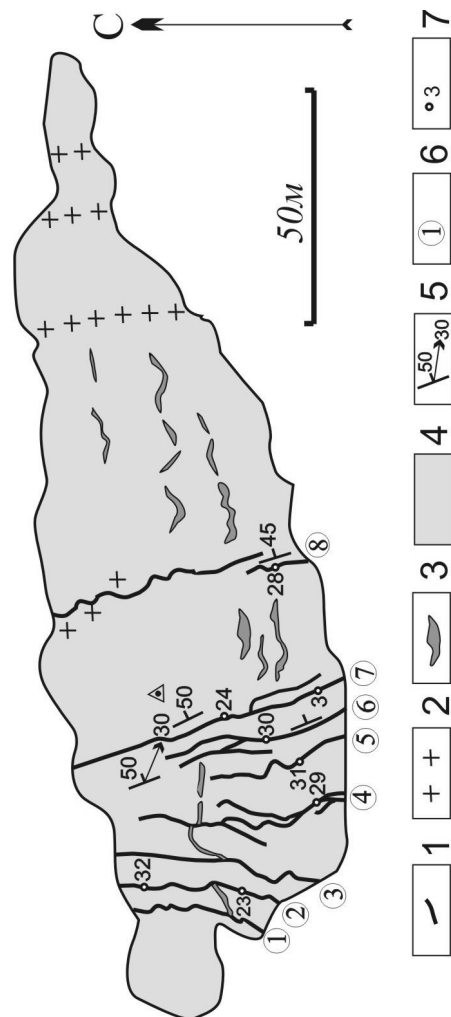


Рис. 4. Схема геологического строения о. Гольшница (обн. С-2396):

1 – дайки метабазитов; 2 – жилы микроклиновых гранитов, местами с черным кварцем; 3 – деформированные дайки и линзовидные тела ортоамфиболитов (AR²); 4 – плагиограниты (метазендериты?), местами огнейсованные и мигматизированные; 5 – элементы залегания контактов и ориентировка бороздчатости; 6 – номера даек; 7 – места взятия и номера образцов. Фото отражают морфологию «идеальных» даек метабазитов (номера на фото отвечают номеру дайки на схеме)



Остальные дайки метагаббро ГДП имеют меньшие размеры и представлены рядом морфологических разновидностей, крайние из которых определены как «идеальные» и «деформированные».

«Идеальные дайки» в значительной степени сохранили первичную форму, типичную для классических интрузивов этого типа. Наиболее представительными из них являются дайки о. Голышница (рис. 4). Для них характерны резкие секущие контакты и тонкие протяженные апофизы, не обладающие видимыми признаками деформаций. Наряду с тонкими, наблюдаются и короткие тупо выклинивающиеся апофизы – мысы в классификации Хока (Ноек, 1994); обычны уступы, иногда осложненные мелкими апофизами, «мосты» вмещающих пород (рис. 4; дайка 7), реже отмечаются окончания даек в виде щупалец. В породах рамы вблизи этих даек наблюдаются небольшие подвороты полосчатости и смещения границ маломощных слоев по типу левого сдвига. В эндоконтактных зонах мощностью до 5–10 см и тонких апофизах дайки о. Голышница переходят в амфиболиты. Местами этот процесс сопровождался стрессовой нагрузкой, с чем связано образование на контактовых поверхностях даек четко выраженной бороздчатости, круто (~60–70°) погружающейся на ЮВ. По морфологии дайки о. Голышница практически не отличаются от хорошо сохранившихся палеопротерозойских даек Пяозерского поднятия Карельского архейского кратона (Степанов, 1994; Степанова, 2004).

«Деформированные» дайки. Признаки наложенных деформаций чаще наблюдаются в дайках субширотного простирания. Они характерны, в частности, для даек Воротной Луды, где «идеальные» дайки метагаббро редки. «Деформированные» дайки не выдержаны как по мощности, так и по простиранию (рис. 5), но при этом генеральная субширотная ориентировка их сохраняется. Мощность даек может сокращаться до одного и менее сантиметров, при этом истонченные части их прослеживаются по простиранию на значительные расстояния. Истонченные части даек и тонкие апофизы нередко образуют мелкие структуры нагнетания – серии сжатых плоскостей, собранных в причудливые конструкции (рис. 5). Создается устойчивое представление о том, что эти дайки деформированы одновременно с породами рамы в условиях пластического течения. Наиболее резко деформации проявлены на мысе Варгас (рис. 5), где пластическое течение испытали не только дайки, но и фрагменты пород основного состава, заключенные в гнейсогранитах рамы. При этом истонченные и местами разорванные дайки образуют структурные формы, в значительной степени согласованные со складками, проявленными в породах рамы. В ряде случаев, например на острове с отметкой 5,8 м, расположенном к ЮЗ от о. Луда Прянишная, обломочный базитовый материал пород рамы деформирован настолько интенсивно, что его трудно отделить от деформированных даек метагаббро. В этих случаях наблюдаемая картина больше всего похожа на результат течения двух несмешивающихся жидкостей. Вместе с тем наложенный характер опи-

санных деформаций, на наш взгляд, убедительно подтверждается неоднократно наблюдавшимися переходами «идеальных» даек в пластически деформированные. Такие переходы имеют довольно резкий характер, а зоны, в которых реализуются деформации, часто не превышают по мощности 10–15 м, а иногда и первые метры. Характерно, что в этих зонах породы рамы резко текстурированы с интенсивной деформацией базитовых фрагментов и образованием полос «прогретого меланжа». На острове с отметкой 3 м, расположенном на выходе из губы Пестица (рис. 6, Б), на ближайшем к зоне деформации южном участке дайки, в ее эндоконтакте проявлена грубая бороздчатость, сходная с отмеченной на о. Голышница. Деформация мелких даек в маломощных зонах наблюдалась на о. Воротная Луда, м. Песчаный и других объектах (рис. 2 и 3). Участие в однотипных пластических деформациях разновозрастных, в частности, диоритовых даек также подтверждает наложенный характер пластических деформаций.

Геологический возраст даек метагаббро определяется как более древний по отношению к комплексу лерцолитов – габброноритов (~2,43 млрд лет), прямые контакты с дайками которого установлены на мысе Песчаный (рис. 3) и на о. Воротная Луда (рис. 2 и 7). В этих же обнажениях отмечены микроклиновые граниты, секущие дайки метагаббро. На о. Голышница дайки метагаббро секут жилы микроклинового гранита с черным кварцем, которые, судя по наблюдениям в районе Избной Луды, имеют позднеархейский возраст. Это позволяет ограничить время формирования метагаббро интервалом 2,43–2,5 млрд лет, связывая последнюю цифру с границей архей – протерозой.

Петрографическая характеристика метагаббро

Петрографический состав даек выдержан и практически не зависит от их морфологии. Во всех исследованных объектах слагающие их породы определяются как метагаббро, практически полностью утратившие исходный минеральный состав и в значительной степени первичные структуры. Реликты магматических структур установлены в дайке м. Песчаный и дайках о. Голышница. Главная дайка м. Песчаный в центральной части сложена средне-крупнозернистыми, массивными метагаббро. Порода состоит из относительно крупных гранулированных зерен плагиоклаза (32–35% An), на периферии которых развиты прерывистые цепочки мелких хорошо ограниченных идиоморфных зерен граната. Пироксены представлены изометричными зернами бледно-зеленого клинопироксена и небольшим количеством мелких плеохроирующих зерен гиперстена. Клинопироксен образует довольно крупные идиоморфные зерна, обладающие отчетливой зональностью, по-видимому, метаморфической природы (рис. 8, А, Б). Второстепенные минералы – биотит, кварц, карбонат и магнетит (?). Реликты габбровой структуры проявлены в контурах зерен плагиоклаза, кроме того, в по-

роде отчетливы элементы коронитовой структуры – гранатовые каймы на периферии плагиоклазовых зерен. Породы второй фазы – мелкозернистые метагаббро порфировидной структуры. Мелкозернистая Gt-

Amf-Pl основная масса их включает относительно редкие порфировидные кристаллы бледно-зеленого клинопироксена, аналогичного описанному в породах главной фазы.

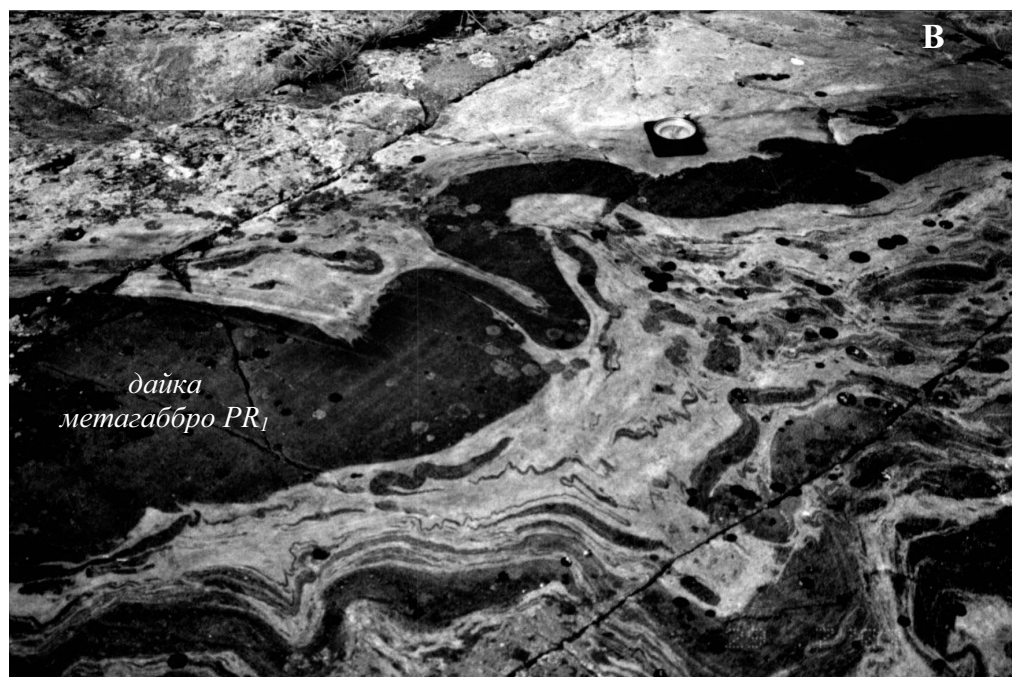


Рис. 5. «Деформированные» дайки метагаббро PR_1 района с. Гридино:

А, Б – о. Воротная Луда; В – дайка в зоне течения пород рамы, мыс Варгас

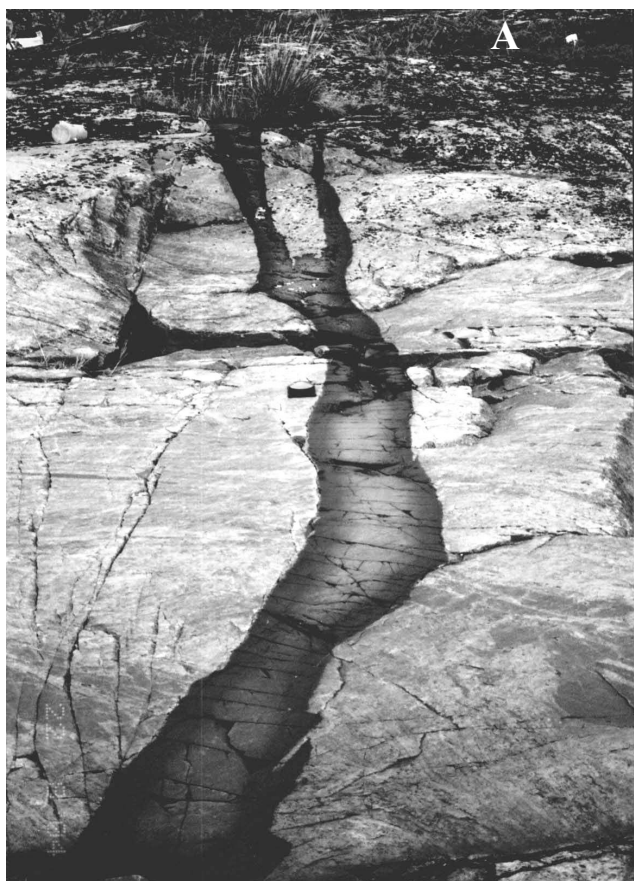


Рис. 6. Ранние палеопротерозойские дайки метагаббро района г. Пестица (обн. С-2894):

А – дайка в западной части острова, вблизи отметки 3,0 м; Б – северный берег острова: дайка, деформированная в складке с СВ ориентировкой ОП



Отчетливые реликты габбровой структуры установлены также в дайках о. Голышница, для которых характерна ассоциация $Cpx + Pl \pm Gr \pm Opx$. В шлифах из этих даек отчетливо видны контуры первичных таблитчатых зерен Pl, замещенных мелкогранулированным олигоклазом (An 15%, Alb 84%, Ort 1%). В некоторых шлифах из даек о. Голышница встречаются мозаичные скопления мелких зерен ортопироксена (феррогиперстен 50–65% Fs) – псевдоморфозы Opx по Ol (реликты друзитовых построек). В клинопироксенах постоянно наблюдаются структуры распада – $Cpx-Pl$ симплектиты, образовавшиеся, судя по аналогии с данными коллег (Володичев и др., 2004), в результате замещения Cpx с высоким содержанием жадеитового минала. Симплектитовые структуры характерны для многих даек Воротной Луды и других островов (рис. 8, В, Г). Симплектиты приурочены к центральным частям клинопироксеновых зерен, краевые части которых более однородны и, по-видимому, являются результатом более поздней перекристаллизации. Вероятно, с последним процессом связано образование плагиоклазовых оторочек вокруг зерен гра-

ната. Мелкие однородные, очевидно поздние, зерна Srpx (о. Голышница) отвечают диопсиду: $(\text{Mg}_{0,67}\text{Fe}_{0,31}\text{Ca}_{0,88}\text{Na}_{0,07})_2(\text{Si}_{1,94}\text{Al}_{0,06})_2\text{O}_6$. Метагаббро в той или иной степени амфиболитизированы, в них обычны небольшие содержания биотита и рудных минералов: Ti-Mgt , рутила и сфена. Составы минералов одной из даек о. Голышница приведены в табл. 1.

Таким образом, для метагаббро характерна минеральная ассоциация $CPx + Pl \pm Gr \pm Opx$. Они в той или иной степени амфиболизированы. С интенсивным развитием этого процесса связан переход метагаббро в меланократовые амфиболиты, амфиболы которых нередко образуют симплектитовые сростки с плагиоклазами (Amf-Pl симплектиты). $CPx + Pl \pm Gr \pm Opx$ ассоциация типична для «идеальных» даек о. Голышница, о. Воротная Луда и др. В интенсивно деформированных дайках и истонченных частях их возрастает роль Pl-Amf ассоциации, развивающейся как наложенная на первую. Первичные минералы в породах этой группы даек не установлены. Судя по реликтам структур, в первичном составе пород существенную роль играл плагиоклаз и, вероятно, присутствовал оливин.

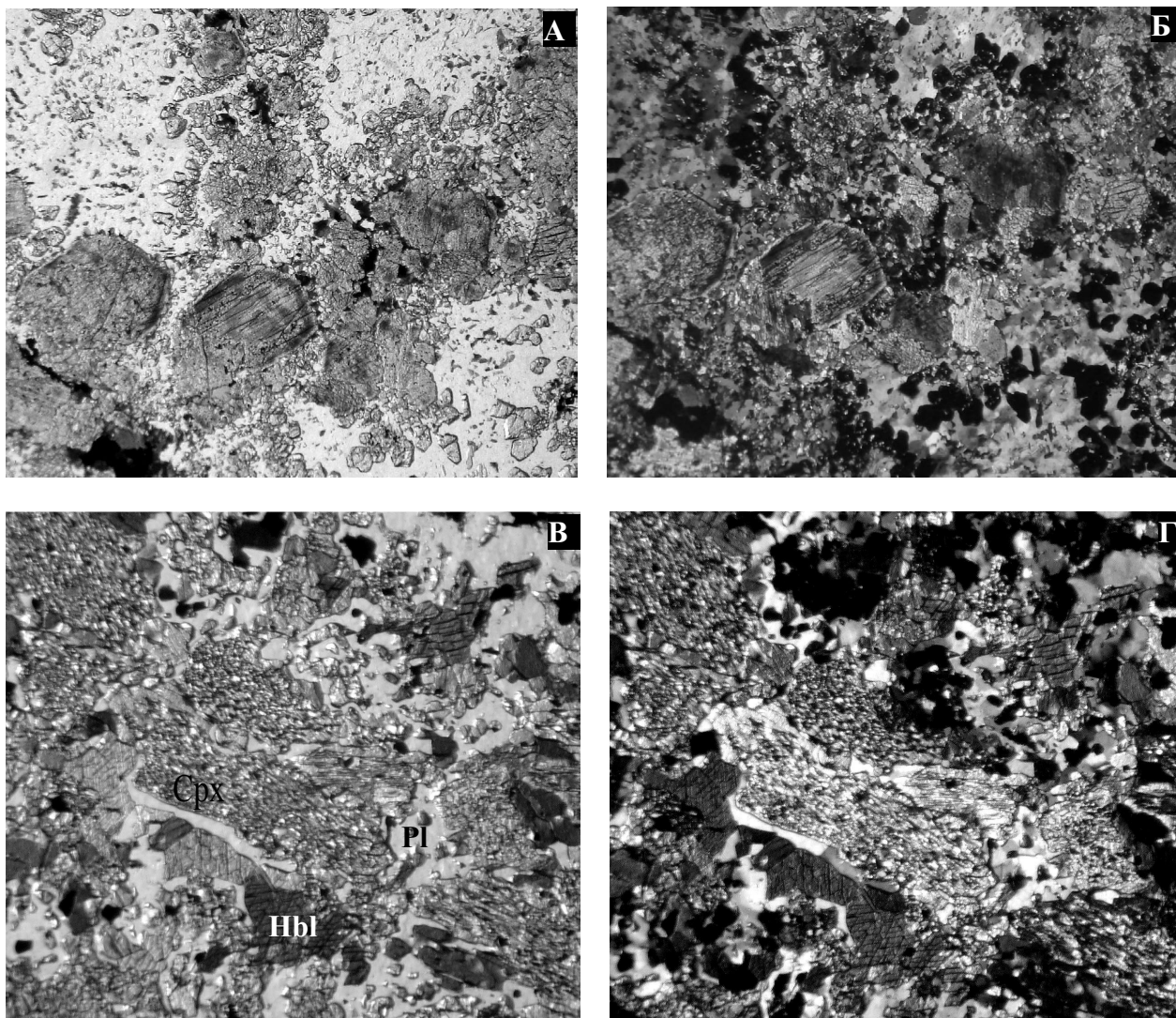


Рис. 8. Фотографии шлифов раннепротерозойских метагаббро района с. Гридино:

А – метагаббро из центральной части дайки в районе м. Песчаный (обр. С-2402-5), без анализатора, ширина поля зрения 3,25 мм; Б – то же, с анализатором; В – метагаббро, из центральной части тела, о. Воротная Луда, обр. С-2407-5, без анализатора, ширина поля зрения 2,7 мм; Г – то же, с анализатором

Геохимическая характеристика метагаббро

Химические составы метагаббро приведены в табл. 2. Данная выборка объединяет породы, выделявшиеся ранее как субщелочные метагаббро (Степанов, 1990) и симплектитовые метагаббро (Степанов, Степанова, 2005). Основным их различием является содержание щелочей, тогда как по концентрации других элементов они близки и формируют слабо дифференцированную группу пород, что отражено на вариационных диаграммах (рис. 9, 10). Содержание MgO в метагаббро варьирует от 6,83 до 11,21, SiO_2 – от 49,1 до 51,9, FeO^* – от 12,34 до 14,45 мас.%, $mg\# = 47,50$ – $61,38\%$. Следует отметить, что вариации содержания Ni в метагаббро варьируют слабо и не имеют корреляционной связи с содержаниями MgO (рис. 10). Содержания Cr , напротив, характеризуются значительными колеба-

ниями и связаны положительной корреляцией с MgO (рис. 10). В целом геохимические характеристики метагаббро свидетельствуют о значительных отличиях этих пород от оливиновых габброноритов КЛГН. Эти отличия распространяются как на главные (рис. 9, 10), так и на малые, рассеянные и редкоземельные элементы (рис. 11).

Положение метагаббро на классификационных диаграммах позволяет определить их как породы толеитовой серии нормального и умеренно щелочного ряда (рис. 9, А, Б). На диаграмме Йенсена точки составов пород формируют тренд, отличающийся от тренда пород КЛГН (рис. 9, В). Существенные различия между метагаббро и породами КЛГН демонстрирует также и диаграмма $MgO - FeO^* - Al_2O_3$ (рис. 9, Г), на которой точки составов метагаббро располагаются в поле базальтов океанических островов.

Характер распределения рассеянных элементов, нормированных к MORB, в метагаббро отражен на спайдерграмме (рис. 11). Следует отметить общие черты геохимических характеристик метагаббро и пород КЛГН: деплетированность TPЗЭ, Y и отрицательная Nb аномалия, имеющая в метагаббро несколько меньшую амплитуду.

Распределение PЗЭ характеризуется заметным обогащением по отношению к примитивной мантии легкими PЗЭ и близкими к ней содержаниями тяжелых PЗЭ (рис. 11, Б). При этом для метагаббро характерна несколько большая степень дифференциации в распределении PЗЭ по сравнению с породами КЛГН (рис. 11, Б). Отношение $(Ce/Yb)_N$ в метагаббро составляет 6,7–7,6.

На дискриминационных диаграммах составы метагаббро располагаются в полях базальтов океанических плато, океанических островов и, реже, базальтов островных дуг. В целом характер распределения рассеянных и редкоземельных элементов в метагаббро позволяет предполагать участие в генезисе их магм процессов коровой контаминации.

За пределами ГДП сходные по химизму породы слагают интрузию Панфиловой Варакки (табл. 2), представляющую собой фрагмент полого залегающего тела, прорванного крупной пегматитовой жилой. В метагабброноритах установлена сульфидная минерализация со значительным содержанием платиноидов. Таким образом, породы рассмотренной группы, вероятно, имеют региональное распространение и могут представлять интерес как возможные концентраты ЭПГ.

Обсуждение результатов

По условиям локализации дайки метагаббро делятся на две морфологические группы. Первая, имеющая доминирующее распространение, представлена телами субширотной ориентировки, описанными выше как дайки, деформированные в условиях пластического течения. Вторая, объединяющая дайки классической формы, имеет более ограниченное распространение. Близкое сходство минерального состава пород обеих групп свидетельствует о том, что они формировались в одинаковых РТ-условиях. Особенности морфологии и петрографии дают возможность обсудить условия формирования метагаббро.

Морфологические особенности даек о. Голышница, полностью отвечающие классическим представлениям о морфологии интрузивов этого типа и близкие к морфологическим особенностям палеопротерозойских даек Карельского архейского кратона (Степанов, 1994; Степанова, 2004 и др.), свидетельствуют о том, что расплавы, сформировавшие дайки метагаббро, интрузировали в относительно холодные жесткие породы рамы. Магматические структуры, отмеченные в метагаббро мыса Песчаный, и отчетливые реликты их, проявленные в дайках о. Голышница, свидетельствуют о том, что первичная минеральная ассоциация метагаббро включала основной плагиоклаз и оливин. Это дает

Таблица 1
Химический состав минералов из метагаббро,
обр. С-2396-29, дайка 4, о. Голышница

	Орто- пирок- сен	Орто- пирок- сен	Клино- пирок- сен	Биотит	Плагио- клаз	Тита- номагне- тит
SiO ₂	48,39	44,50	49,91	35,50	61,57	Сл.
TiO ₂	Сл.	Сл.	Сл.	5,50	Сл.	15,08
Al ₂ O ₃	1,0	1,01	2,56	14,04	21,71	Сл.
FeO	26,31	26,96	9,60	17,07	0,40	73,76
MnO	0,42	0,37	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.
MgO	18,08	15,29	11,97	12,08		0,48
CaO	0,46	0,37	20,85	Сл.	3,11	Сл.
Na ₂ O	Сл.	Сл.	0,92	Сл.	9,51	
K ₂ O		Сл.		9,27	0,24	
V ₂ O ₅			Сл.	Сл.		0,77
Cr ₂ O ₃			0,37	Сл.	Сл.	Сл.
NiO				Сл.	Сл.	Сл.
SO ₃	0,77		Сл.	Сл.		
Сумма	95,43	88,5	96,18	93,46	96,54	90,09
Формульный состав						
Si	1,95	1,95	1,93	2,84	8,43	–
Ti				0,33		3,66
Al	0,05	0,05	0,12	1,32	3,50	
Fe ²⁺	0,89	0,99	0,31	1,19		19,93
Mn	0,01	0,02			0,05	
Mg	1,08	1,00	0,69	1,43		0,24
Ca	0,02	0,02	0,87		0,46	
Na			0,07		2,52	
K				0,95	0,04	
V						0,17
Cr			0,01			
Fs	45	49	17		Alb – 84%	
En	54	50	37		An – 15%	
W	1	1	46		Ort – 1%	
mg	0,55	0,5	0,69	0,56		

Примечание. Анализы выполнены на микрозонде Vega ©Tescan в ИЭМ РАН, г. Черноголовка. Аналитик А. Н. Некрасов.

основание полагать, что исходные магматические расплавы кристаллизовались в фаціальном поле габбро (поле устойчивости основного плагиоклаза и оливина, $P < 8$ кбар). Из этого следует, что постинтрузивная фаза становления метагаббро включала перекристаллизацию магматических минералов в условиях значительно возросшего (вероятно, до уровня эклогитовой фации) давления. Этим условиям отвечали жадеитсодержащие СРх, которые позднее заместились СРх-Pl симплектитам, традиционно рассматриваемыми как декомпрессионные структуры (Володичев и др., 2004; Травин и др., 2005) и свидетельствующие о том, что следующий этап преобразования интрузивных пород проходил в условиях более низкого давления. К ранней высокобарической ассоциации, очевидно, относится и рутил, который позднее в условиях декомпрессии замещается сфеном. Ассоциация СРх (внешняя кайма на симплектитовых постройках) +Pl (несдвоенникованный, обрастающий зерна Gar), по-видимому, образовалась также на фоне понизившегося давления, но, судя по структуре пород, позднее симплектитов. Более поздние изменения минерального состава пород связаны с развитием амфиболитизации. Судя по имеющимся аналитическим данным, рассмотренные преобразования имели изохимический характер. Изложенное показывает, что от момента внедрения до современного состояния в метагаббро последовательно сменился ряд минеральных ассоциаций:

Таблица 2
Химические составы метагаббро

	C-2402-3	C-2402-5	C-2402-6	C-2407-30	C-2880-3	C-2863-1	C-2864-1
	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	51,72	50,36	50,72	51,70	51,76	49,60	49,90
TiO ₂	1,27	1,29	1,42	1,70	1,34	1,71	1,86
Al ₂ O ₃	11,90	11,52	13,25	11,02	12,24	11,00	11,41
Fe ₂ O ₃	2,90	3,59	2,91	2,84	2,03	3,93	4,04
FeO	10,56	10,77	10,48	11,49	12,21	10,24	9,91
MnO	0,18	0,24	0,23	0,20	0,19	0,19	0,19
MgO	7,19	7,80	6,83	7,60	7,30	7,11	6,88
CaO	7,62	7,56	7,00	8,95	8,50	8,30	9,15
Na ₂ O	3,85	4,04	4,47	2,73	2,52	4,17	4,09
K ₂ O	0,84	0,95	1,01	0,55	0,04	0,86	0,88
P ₂ O ₅	—	0,21	0,22	0,15	0,19	0,16	0,14
H ₂ O	0,09	0,22	0,16	0,07	0,07	0,24	0,06
ппп	1,96	1,39	1,17	0,90	1,43	2,10	1,12
Сумма	100,08	99,94	99,87	99,90	99,82	99,61	99,63
Cr	465	198	301	226	137	287	287
Ni	292	300		292	277	190	190
Co	103	87		63	55	40	55
V	140	179	179	185	151	258	213
Cu	264	200		240	224	80	168
Zn				120	112	112	112
Rb				20		47	
Cs	—	—	—	6,58	—	—	—
Li	—	—	—	13,89	—	26,85	—
Ta		0,88					
Nb	10	13,50	10				
Zr	152	181	181				
Y	17	18	18				
Th		1,55					
La		21,50					
Ce		49,00					
Pr		6,30					
Nd		28,00					
Sm		5,60					
Eu		1,40					
Gd		5,00					
Tb		0,54					
Dy		4,20					
Ho		0,58					
Er		1,95					
Tm		0,21					
Yb		1,65					
Lu		0,20					

Продолжение табл. 2

	C-2396-23	C-2396-24*	C-2407-40	C-2407-41*	C-2407-5	C-2865-6	C-2865-7
	8	9	10	11	12	13	14
SiO ₂	50,40	50,82	51,62	50,44	50,44	51,40	50,80
TiO ₂	1,23	1,10	1,05	1,08	1,17	1,00	1,07
Al ₂ O ₃	10,81	10,56	10,85	10,39	10,55	10,36	10,31
Fe ₂ O ₃	2,06	3,01	3,34	2,54	3,55	2,13	4,82
FeO	10,54	10,78	10,24	10,49	11,02	10,13	8,62
MnO	0,20	0,18	0,19	0,18	0,22	0,19	0,19
MgO	9,51	9,08	8,84	9,83	8,15	9,83	9,83
CaO	9,18	8,88	8,66	9,25	8,75	8,54	7,83
Na ₂ O	2,88	2,88	1,76	2,95	3,18	3,22	2,30
K ₂ O	0,85	0,82	0,93	0,79	0,77	0,71	1,04
P ₂ O ₅	—	0,12	0,13	0,16	0,21	0,16	0,18
H ₂ O	0,13	0,07	0,14	0,15	0,20	0,13	0,09
ппп	1,04	1,67	1,72	1,43	1,43	1,93	2,29
Сумма	98,83	99,97	99,47	99,68	99,64	99,73	99,37
Cr	356	487	643	404	205	554	541
Ni	63	629	371	423	348	395	371
Co	16	80	63	87	95	71	79
V	151	211	157	140	246	157	157
Cu	95	196	184	208	200	192	168
Zn	153	156	120	120		137	145
Rb	18	21	11	19	19	16	18
Cs	—	0,89	5,64	3,76	—	3,76	3,76
Ba		257		234			

Продолжение табл. 2

	C-2396-23	C-2396-24*	C-2407-40	C-2407-41*	C-2407-5	C-2865-6	C-2865-7
	8	9	10	11	12	13	14
Sr	335	414	263	368	343	196	304
Li	38,89	17,25	12,50	12,04	—	11,58	31,02
Ta	—	0,66	—	0,78	—	—	—
Nb	2,0	11,2	8,0	10,7	7,0	6,0	4,0
Hf	—	2,93	—	2,80	—	—	—
Zr	86	109	73	110	100	64	77
Y	18	20	12	17	26	12	12
Th	—	2,01	—	2,33	7,00	—	—
La	—	17,36	—	20,39	—	—	—
Ce	—	42,07	—	44,19	—	—	—
Pr	—	5,40	—	6,09	—	—	—
Nd	—	24,24	—	25,27	—	—	—
Sm	—	5,78	—	5,53	—	—	—
Eu	—	1,66	—	1,38	—	—	—
Gd	—	5,03	—	4,37	—	—	—
Tb	—	0,73	—	0,63	—	—	—
Dy	—	4,10	—	3,48	—	—	—
Ho	—	0,82	—	0,71	—	—	—
Er	—	2,03	—	1,85	—	—	—
Tm	—	0,29	—	0,27	—	—	—
Yb	—	1,63	—	1,69	—	—	—
Lu	—	0,22	—	0,25	—	—	—

Продолжение табл. 2

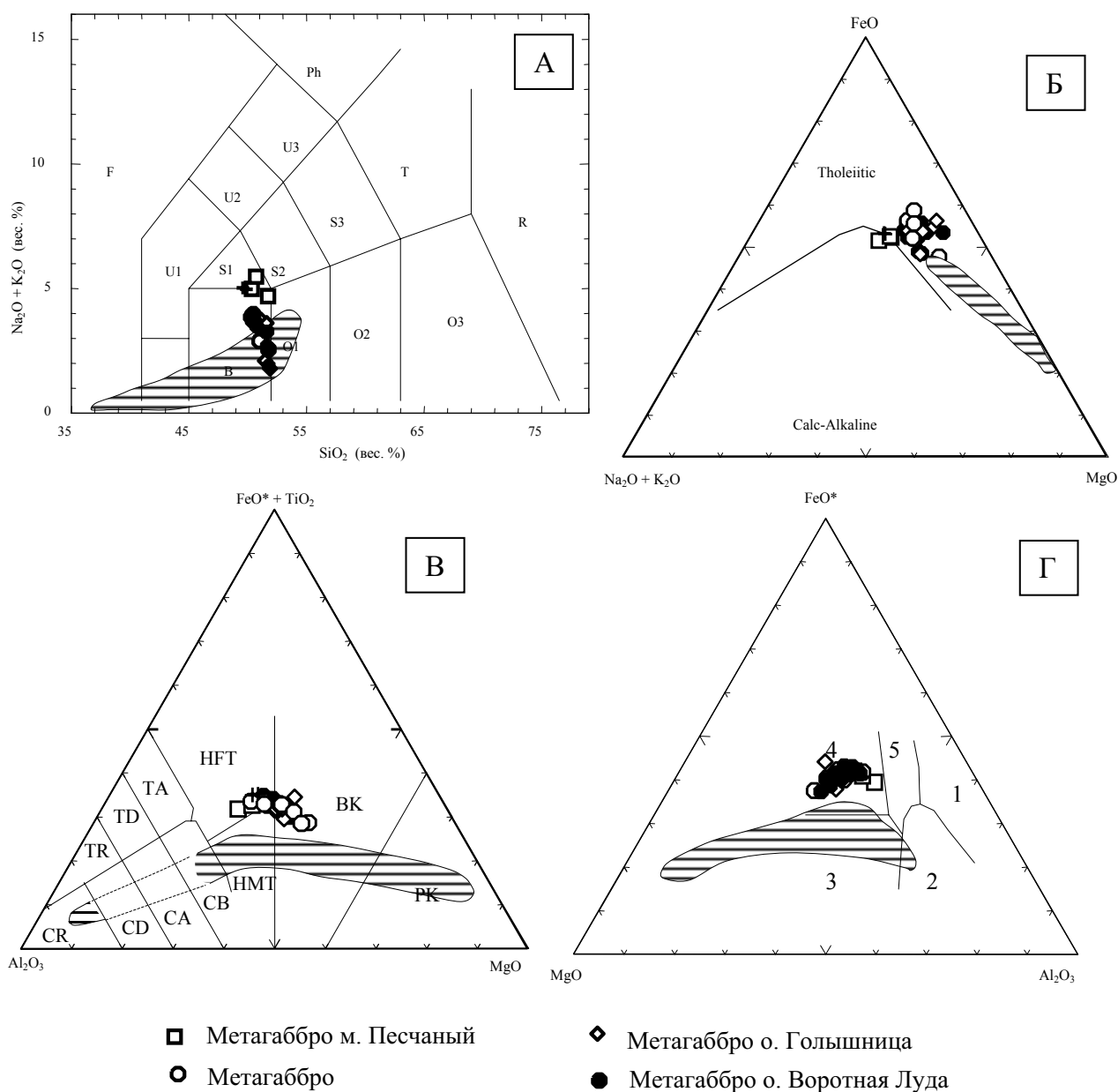
	C-2387-5-2	C-2396-28	C-2396-29	C-2396-3	C-2396-30	C-2396-31	C-2396-32	C-2407-12	C-2407-4
	15	16	17	18	19	20	21	22	23
SiO ₂	51,28	51,48	51,12	51,02	51,90	51,30	51,62	50,18	50,50
TiO ₂	1,08	1,18	1,18	1,03	1,14	1,17	1,26	1,16	1,10
Al ₂ O ₃	9,70	10,97	10,77	9,06	11,16	10,62	11,25	10,52	10,30
Fe ₂ O ₃	1,52	4,40	3,12	2,70	4,57	3,42	2,85	3,21	3,83
FeO	11,20	9,55	10,63	11,97	9,69	10,55	11,06	11,15	10,41
MnO	0,20	0,22	0,20	0,32	0,21	0,20	0,23	0,08	0,13
MgO	11,21	9,00	8,63	9,12	8,93	8,84	8,04	9,03	8,60
CaO	8,66	8,82	8,75	9,10	8,31	8,75	8,53	8,82	9,25
Na ₂ O	2,64	1,24	2,89	2,67	0,88	2,06	2,85	3,00	3,24
K ₂ O	0,70	0,87	0,86	0,86	0,91	0,82	0,77	0,85	0,79
P ₂ O ₅	0,17	0,21	0,18	0,16	0,18	0,17	0,19	0,00	0,00
H ₂ O	0,12	0,11	0,10	0,20	0,17	0,18	0,11	0,14	0,16
ппп	1,28	1,37	1,12	1,61	1,31	1,27	1,10	1,37	1,65
Сумма	99,76	99,42	99,55	99,82	99,36	99,35	99,86	99,51	99,96
Cr	588	309	315	246	315	328	253	267	287
Ni	466	387	379	—	395	395	332	474	395
Co	79	79	79	—	79	79	79	103	103
V	190	168	258	202	168	196	185	168	218
Cu	184	248	224	—	160	176	192	208	208

Окончание табл. 2

	C-2407-5-2	C-2407-5-4	C-2407-5-5	C-2407-53	C-2407-6	C-2884-1	C-2894-3	C-2894-5	C-2904-1
	24	25	26	27	28	29	30	31	32
SiO ₂	51,78	50,40	51,50	51,75	50,72	50,80	51,18	51,01	51,74
TiO ₂	1,05	1,03	1,28	1,16	1,14	1,25	1,23	1,04	1,14
Al ₂ O ₃	10,33	9,82	11,72	11,31	10,25	11,22	11,44	10,18	11,08
Fe ₂ O ₃	4,36	2,29	3,50	4,13	3,53	3,40	3,22	1,78	1,15
FeO	9,94	11,06	10,34	9,91	10,60	10,29	10,92	10,91	11,35
MnO	0,21	0,20	0,20	0,21	0,20	0,20	0,23	0,20	0,20
MgO	10,17	9,75	7,30	8,21	9,11	8,82	7,99	10,83	8,82
CaO	8,09	9,24	9,00	8,02	9,37	8,76	8,31	8,60	8,37
Na ₂ O	1,03	3,04	2,80	1,72	2,73	1,99	2,47	2,20	3,50
K ₂ O	0,87	0,89	0,46	0,90	0,75	1,35	0,58	0,70	0,84
P ₂ O ₅	0,07	0,16	0,21	0,20	0,00	0,00	0,23	0,20	0,19
H ₂ O	0,19	0,13	0,16	0,17	0,15	0,16	0,17	0,24	0,17
ппп	1,56	1,42	1,34	1,75	1,51	1,57	1,41	1,39	1,09
Сумма	99,65	99,43	99,81	99,44	100,06	99,81	99,38	99,28	99,64
Cr	328	349	185	260	342	281	274	684	828
Ni	442	458	332	340	435	1059	356	458	363
Co	79	71	87	71	111	55	71	71	63
V	190	185	168	174	21	151	190	202	179
Cu	136	200	184	72	20	8	168	168	192

Примечание. 1–7 – умереннощелочные метагаббро (df): 1–3 – мыс Песчаный, 4 – о. Воротная Лула, 5 – остров с отм. 5,8 м, район Луды Прянишной, 6–7 – Панфилова Варакка; нормальнощелочные метагаббро (bm и dm), ГДП: 8–9, 17–21 – о. Гольшница, 10–12, 22–28 – о. Воротная Лула, 13–14, 32 – район Избной Луды; 29 – мыс Варгас; 30–31 – район губы Пестица.

Силикатный анализ выполнен в аналитической лаборатории ИГ КарНЦ РАН, содержания редкоземельных и рассеянных редких элементов в породах определялись методом ICP-MS и методом XRF в аналитической лаборатории Института геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург, и в Институте электронной оптики, Университет г. Оулу, Финляндия.



≡ Главная фаза комплекса лерцолитов – габброноритов (использованы данные авторов по району с. Гридино, а также данные Е. В. Шаркова по интрузивам о. Шангостров и Юдомнаволоок (Шарков и др., 2004)

Рис. 9. Положение раннепротерозойских метабазро района с. Гридино на классификационных диаграммах:

А – диаграмма TAS (LeMatre, 1989); Б – диаграмма AFM (Irving, Baragar, 1971); В – катионная диаграмма Йенсена (Jensen, 1976); Г – дискриминационная диаграмма для пород основного состава (Pearce et al., 1977). Цифры на диаграмме соответствуют полям базальттов: 1 – островов центров спрединга, 2 – орогенные, 3 – океанического дна, 4 – океанических островов, 5 – континентальные

1) интрузивная, минералы которой полностью утрачены, но есть основания предполагать, что она включала основной плагиоклаз и местами оливин;

2) субсолидусная (минералы друзитовых кайм), утрачена в значительной степени, реликтами ее являются мозаичные скопления ортопироксена и каймы граната, вероятно изменение состава этих минералов в более поздних процессах;

3) существование высокобарической (эклогитовой?) ассоциации, минералы которой, по-видимому,

утрачены полностью, предполагается на основании косвенных признаков; возможно, ей отвечают реликтовые зерна рутила;

4) декомпрессионная стадия формирования метабазро включала две стадии: ранняя – образование $CPx + Pl$ симплектитов, замесивших натровый CPx , и более поздняя – образование индивидуальных форм CPx и Pl ;

5) амфиболитизация, с которой связаны Amf , Sph и Bt .

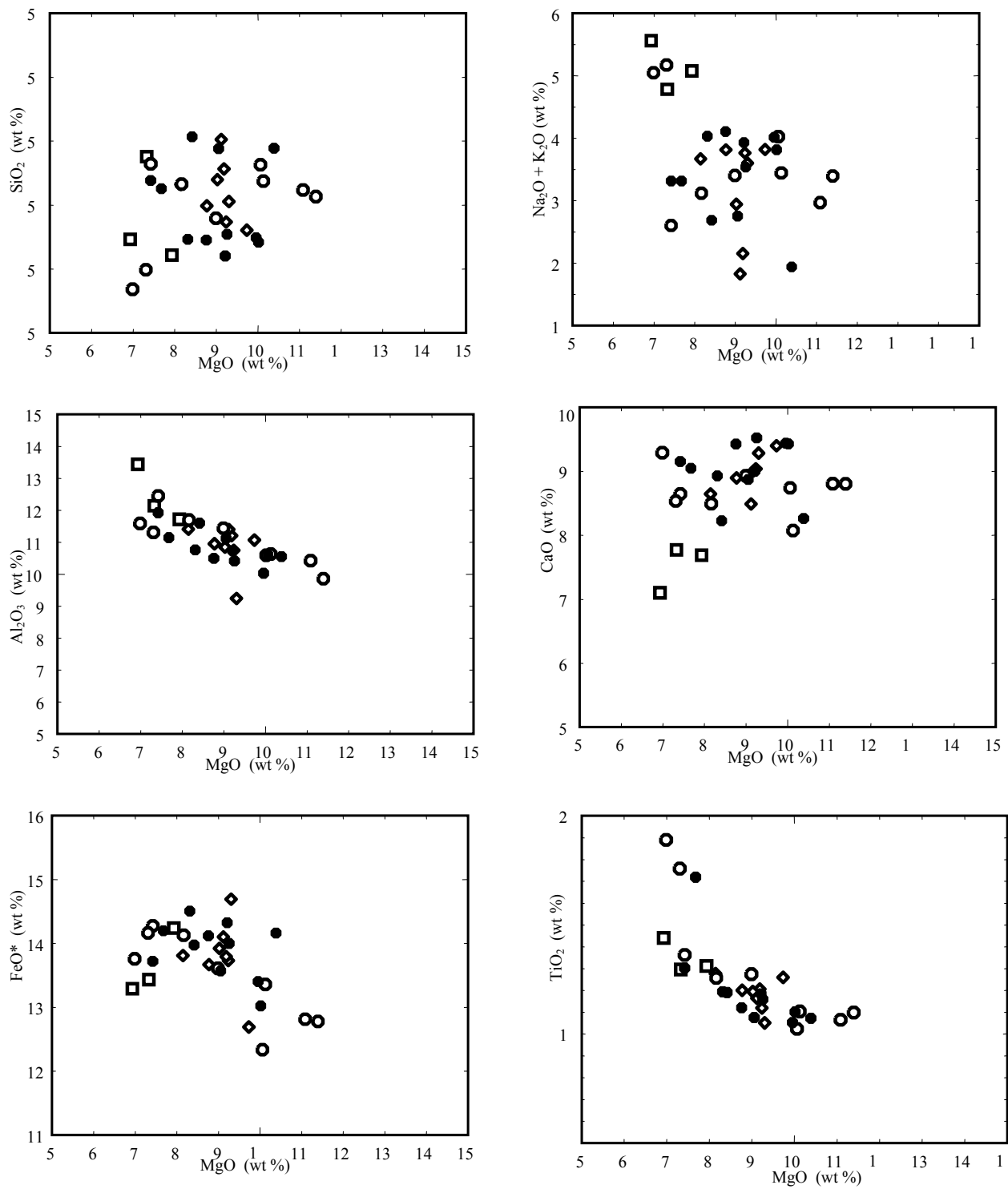


Рис. 10. Характер распределения петрогенных элементов в раннепротерозойских метагаббро района с. Гридино
Усл. обозн. см. на рис. 9

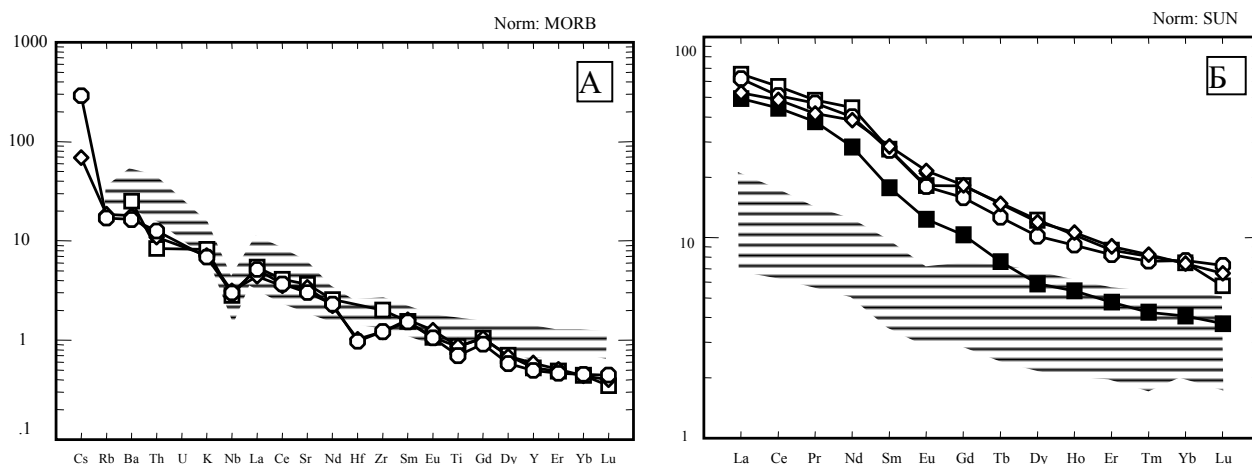


Рис. 11. Характер распределения рассеянных (А) и редкоземельных (Б) элементов в ранних палеопротерозойских метагаббро района с. Гридино и породах ранней и главной фаз КГЛН:

метагаббро PR_1 : $\square$ – м. Песчаный, обр. С-2402-5; $\diamond$ – о. Голышница, обр. С-2396-24; $\circ$ – о. Воротная Луда, обр. С-2407-41; комплекс лерцолитов – габброноритов: $\equiv$ – главная фаза (использованы данные авторов по району с. Гридино, а также данные Е. В. Шаркова (Шарков и др., 2004) по петротипическим интрузивам КГЛН Юдомнаволока – Кузема и Шангостровский (Степанов, 1981); $\blacksquare$ – ранняя фаза КЛГН, о. Избная Луда (обр. IZ-N3)

Три последние ассоциации обычно встречаются совместно, хотя и в несколько варьирующих соотношениях. Существенных различий между «идеальными» и «деформированными» дайками в отношении распространенности третьей и четвертой ассоциаций нет, но степень амфиболитизации последних несколько выше. Таким образом, формирование третьей и четвертой ассоциаций обусловлено региональными процессами, и они вряд ли синхронны с деформацией даек, в интенсивности проявления которой отчетливо видны латеральные вариации. Следовательно, морфологические различия дайки приобрели на более раннем этапе становления – интрузивном или на этапе высокобарического метаморфизма. Особого обсуждения заслуживают условия и время проявления пластических деформаций даек. Авторам представляется наиболее вероятным наложенный, постинтрузивный характер этого процесса. Главными аргументами в пользу этой версии служат локальный характер этого явления и закономерная связь его с секущими по отношению к дайкам и породам рамы shear-зонами и наложенными складками. Особенностью данных структур является то, что они, часто совпадая с зонами с высокой насыщенностью базитовыми обломками, интенсивно их деформировали с образованием линзовидных и сильно вытянутых тел, смятых в складки, и формированием в конечном счете полосчатых текстур. Представляется, что развитие этих зон связано с мощным притоком энергии, источник которой не ясен и вряд ли может быть обеспечен тектоническими процессами.

В качестве альтернативной гипотезы можно предположить, что внедрение магматических расплавов осуществлялось в среду, резко гетерогенную по компе-

тентности пород. Свойства последних в этом случае должны изменяться в очень широком интервале: от высокой компетентности, характерной для гнейсогранитов, вмещающих «идеальные» дайки, до чрезвычайно пластичных пород, являющихся рамой для деформированных даек. Этот вариант предполагает возможность одновременного существования зон обоих типов, причем трещины отрыва, в которые внедрялся расплав, не обнаруживают следов существенного изменения вмещающих пород, а зоны, в которых дайки истончаются и деформируются, несут признаки интенсивного прогресса, что кажется парадоксальным. Таким образом, или магматический расплав был не единственным и, возможно, не главным энергоносителем, или деформирующие зоны возникли позднее. Компромиссным представляется предположение о том, что деформирующие зоны возникли позднее интрузии магмы, но до полной ее консолидации, что могло бы существенно понизить компетентность базитовых тел.

Небольшой размер даек метагаббро и выдержанность их составов позволяет предположить, что они сформированы двумя порциями расплава, несколько эволюционировавшего во времени. Геологические данные позволяют считать, что железистые метагаббро внедрились ранее магнезиальных, что может быть связано с увеличением степени плавления исходного субстрата. До некоторой степени это согласуется с количественными соотношениями объемов железистых и магнезиальных метагаббро и общим направлением эволюции магматизма – резким увеличением его продуктов в период формирования КЛГН.

Дифференциация вещества в дайках метагаббро сравнительно невелика, что предполагает близость

исходного расплава, сформировавшего их, к среднему по составам пород (табл. 2). В отличие от него закалки даек КЛГН (Степанов, 1990), также часто имеющие метки *bm*, содержат значительно больше Mg и меньше Fe при таком же содержании Al, меньшем – Ti и высоком – Cr. Такой характер различий ставит под сомнение возможность рассматривать метагаббро как результат прямой коровой дифференциации исходного расплава КЛГН (Степанов, 1990). Вероятнее, что их различия определены более глубинными процессами. Представляется, что метагаббро и породы КЛГН связаны с развитием раннепротерозойского рифтогенеза (Степанов и др., 2006). Данные, полученные в последнее время по ГДП, позволяют предположить, что на начальной стадии рифтогенеза формировались железистые габбро несколько повышенной щелочности, которые сменились магнезиальными габброидами толеитового типа со смешанной Ti-Cr геохимической специализацией. С главной стадией рифтогенеза связано становление комплекса лерцолитов – габброноритов, представленного в ГДП фрагментом крупного дайкового роя (Степанов, Степанова, 2005 и др.). Породы этого комплекса, отличающиеся высокой магнезиальностью и высокой хромистостью, являются типичными представителями SHMB-серии. Образования ранней интрузивной фазы этого комплекса, установленные в ряде обнажений ГДП, обладают некоторыми чертами сходства (в минеральном составе и распределении РЗЭ) с рассмотренными выше ранними палеопротерозойскими габброидами.

Объем магматических продуктов резко возрастает от ранней стадии к главной, которая отвечает пику активности плюма. На заключительной стадии рифтогенеза значительно сокращается объем генерируемых магматитов и изменяется их состав. Интрузии этого времени изучены недостаточно. По имеющимся данным они представлены дайками магнезиальных и железистых диоритов, отмеченных в ГДП (Степанов, Степанова, 2005) и других местах БПП (Степанов, Слабунов, 1989).

Выводы

Становление ранних палеопротерозойских габброидов тяготеет к границе AR – PR₁ и предшествовало внедрению интрузивов КЛГН (~2,43 млрд лет). Метагаббро отличаются от других образований БПП петрохимическими и геохимическими чертами и имеют аналоги в других частях БПП. Генетически они связаны с начальной стадией развития палеопротерозойской рифтовой системы восточной части Фенноскандинавского щита. В Гридинском дайковом поле метагаббро повсеместно обладают симплектитовыми структурами, что рассматривается как косвенное свидетельство их метаморфизма в условиях высоких давлений.

Авторы благодарны А. К. Карповой за всестороннюю помощь при подготовке статьи.

ЛИТЕРАТУРА

- Володичев О. И., Слабунов А. И., Бибикина Е. В. и др. Архейские эколлиты Беломорского подвижного пояса, Балтийский щит // Петрология. 2004. Т. 12, № 6. С. 609–631.
- Степанов В. С. Основной магматизм докембрия Западного Беломорья. Л., 1981. 216 с.
- Степанов В. С. Магматиты района д. Гридино (вещество, последовательность образования и некоторые черты эволюции) // Докембрий Северной Карелии. Петрозаводск, 1990. С. 78–101.
- Степанов В. С. Магматиты Пяозерского блока (петрохимические особенности и последовательность образования комплексов) // Докембрий Северной Карелии. Петрозаводск, 1994. С. 118–170.
- Степанов В. С., Слабунов А. И. Амфиболиты и ранние базит-ультрабазиты докембрия Северной Карелии. Л., 1989. 175 с.
- Степанов В. С., Степанова А. В. Гридинское дайковое поле: геология, геохимия, петрология // Беломорский подвижный пояс и его аналоги: геология, геохронология, геодинамика, минералогия (Материалы науч. конф. и путеводитель экскурсии). Петрозаводск, 2005. С. 285–288.
- Степанов В. С., Степанова А. В., Травин В. В. Структурно-метаморфические преобразования в телах друзитов Беломорского подвижного пояса // Метаморфизм и геодинамика: Материалы междунар. науч. конф. Екатеринбург, 2006. С. 129–133.
- Степанова А. В. Петрология высокожелезистых толеитовых дайковых комплексов раннего протерозоя Северной Карелии: Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. СПб., 2004. 24 с.
- Степанова А. В., Степанов В. С. Коронитовые габбро Беломорского подвижного пояса // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 8. Петрозаводск, 2005. С. 29–39.
- Степанова А. В., Ларионов А. Н., Бибикина Е. В. и др. Раннепротерозойский (2,1 млрд. лет) Fe-толеитовый магматизм Беломорской провинции Балтийского щита: геохимия, геохронология // Доклады РАН. 2003. Т. 390, № 4. С. 528–532.
- Травин В. В., Козлова Н. Е., Степанов В. С. Деформации и метаморфические преобразования даек комплекса лерцолитов – габброноритов о-ва Избная Луда (Западное Беломорье) // Петрология и рудоносность регионов СНГ и Балтийского щита: Материалы междунар. (X всерос.) петрографического совещания «Петрография XXI века». Т. 3. Апатиты, 2005. С. 262–264.
- Шарков Е. В. и др. Диспергированный мафит-ультрамафитовый интрузивный магматизм подвижных зон раннего палеопротерозоя Балтийского щита на примере друзитового (коронитового) комплекса Беломорья // Петрология. 2004. Т. 12, № 6. С. 632–655.
- Hoek H. Mafic dykes of the Vestfold Hills, East Antarctica (an analysis of the emplacement mechanism of tholeiitic dyke swarms and of the role of dyke emplacement during crustal extension., Utrecht University, Netherlands, 1994. 128 p.