

УДК 552.321: 552.48: 551.71 (470.22)

УНИКАЛЬНЫЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ КАРЕЛИИ: АРХЕЙСКИЕ ОФИОЛИТЫ И ЭКЛОГИТЫ

О. И. ВОЛОДИЧЕВ, А. И. СЛАБУНОВ, В. С. СТЕПАНОВ

Институт геологии Карельского научного центра РАН

Офиолиты, в соответствии с теорией тектоники плит, являются реликтовыми фрагментами океанической коры, а образование эклогитов – пород, формирующихся в условиях высоких давлений и больших глубин, связывается с конвергентными – субдукционными и коллизионными процессами на границе океан – континент и с последующей их эксгумацией на поверхность Земли. Механизмы формирования земной коры с участием плитотектонических процессов в настоящее время достаточно достоверно устанавливаются для фанерозоя и позднего докембрия. С какими процессами связано образование земной коры в раннем докембрии, на ранних стадиях развития Земли? Эта проблема является одной из актуальнейших в современной геологии. Обоснование офиолитовой природы комплекса основных и ультраосновных пород в Центральном-Беломорском зеленокаменном поясе Беломорского подвижного пояса и, в большей степени, первая в мире находка самых древних на Земле архейских эклогитов с возрастом 2720 млн лет дают основание считать, что и в раннем докембрии существовали условия, благоприятные для развития плитотектонических процессов. В статье приводится геолого-петрологическая характеристика этих уникальных геологических образований.

O. I. VOLODICHEV, A. I. SLABUNOV, V. S. STEPANOV. UNIQUE ROCKS OF KARELIA: ARCHEAN OPHIOLITES AND ECLOGITES

In accordance with the plate-tectonic theory, ophiolites are relict fragments of an oceanic crust, and the formation of eclogites, rocks generated at high pressures and at great depths, is related to convergent – subduction and collision processes at the ocean-continent boundary followed by their exhumation on the earth surface. The mechanisms of formation of the earth crust that involve plate-tectonic processes are now being revealed reliably for the Phanerozoic and Late Precambrian. What are the processes that gave rise to the earth crust in Early Precambrian time, at the early stages in the Earth's evolution? It is one of the most acute problems in modern geology. Arguments in favour of the ophiolitic nature of a mafic and ultramafic rock complex in the Central Belomorian greenstone belt of the Belomorian Mobile Belt and, to a greater extent, the world's first finding of the Earth's oldest 2720 Ma Archean eclogites suggest that in Early Precambrian time there also existed conditions that favoured plate-tectonic processes. These unique rocks are characterized in the paper both geologically and petrologically.

Ключевые слова: офиолиты, эклогиты, тектоника плит, субдукция, архей.

Введение

Понимание фундаментальных закономерностей развития нашей планеты невозможно без знания геодинамических процессов формиро-

вания литосферы на всем протяжении ее существования. Не вызывает аргументированной критики то, что наиболее эффективным механизмом роста и формирования структуры континентальной коры в последние 540 млн лет

(в фанерозое) является совокупность процессов на конвергентных (т. е. сходящихся) границах литосферных плит и то, что океаническая кора формируется, главным образом, в зонах спрединга (в срединно-океанических хребтах и задуговых бассейнах). Механизмы тектоники литосферных плит, как представлялось на базе имевшихся ранее материалов, начали действовать только 1,9 млрд лет назад. Однако открытие архейских офиолитов и эклогитов позволяет изменить эту точку зрения и существенно удревнить начало действия механизмов тектоники литосферных плит.

Офиолиты

Офиолиты – ассоциация комплексов горных пород, которая включает в себя: 1) ультрамафиты (гарцбургиты, лерцолиты, дуниты) с признаками тектоно-метаморфических преобразований; 2) плутонический комплекс габброидов и перидотит-пироксенитов; 3) мафический комплекс параллельных даек; 4) мафический комплекс базальтовых лав (пиллоу-лав), с которыми ассоциируют также глубоководные осадки и кислые магматические породы. Большинство исследователей в настоящее время считают, что офиолиты – это фрагменты океанической коры, вошедшие в состав орогенических поясов.

Состав и особенности формирования океанической литосферы в архее и особенно в первые ее 1–2 млрд лет являются одной из актуальнейших проблем современной геологии. Сложность ее решения во многом связана с тем, что находки древних офиолитовых ассоциаций или их фрагментов весьма редки, а наличие в их составе перидотитов – единичны. В настоящее время архейские офиолиты установлены: с возрастом около 2,7 млрд лет в зеленокаменном поясе Калгурли (кратон Йилгарн) – фрагменты офиолитового комплекса (включая ассоциацию «дайка в дайке») (Fripp, Jones, 1997), в Центральном поясе Север-Китайского щита – Донгванзинский (Dongwanzi) архейский офиолитовый комплекс с возрастом 2,505 млрд лет (Kusky et al., 2001, 2004), в западной Гренландии в составе Итсакского гнейсового комплекса (Itsaq Gneiss Complex) благодаря хорошей сохранности первичных минералов – древнейшие (более 3,8 млрд лет) абиссальные перидотиты (Friend et al., 2002), которые также могут быть фрагментами офиолитов. В Беломорском подвижном поясе Фенноскандинавского щита выделены два офиолитоподобных комплекса: один с возрастом не моложе 2,88 (Лобач-Жученко и др., 1998; Бибикова и др., 1999; Ранний докембрий..., 2005; Slabunov, Stepanov, 1998), другой – около 2,8 млрд лет (Кожевников, 1992; Щипанский и др., 2001; Shchipansky et al., 2004). Ранее, как известно, наиболее древними офиолитами считались палеопротерозойские (1,95 млрд лет) комплексы Йорма (Jourma) на Фенноскандинавском щите

(Kontinen, 1987; Peltonen et al., 1996; Peltonen, Kontinen, 2004) и Пуртуник (Purtuniqu) на Канадском щите (Scott et al., 1992).

Находки в Беломорском подвижном поясе в составе Тикшозерского и Центрально-Беломорского зеленокаменных поясов фрагментов пород океанической коры (офиолитовых комплексов) позволяют предметно рассмотреть данную проблему.

Центрально-Беломорский зеленокаменный пояс – это узкая линейная структура, имеющая генеральное СЗ простирание с падением на СВ (рис. 1) и сложенная метабазитами (амфиболитами) и ультрабазитами с редкими прослоями и линзовидными телами орто- и парагнейсов, анортозитов. Пояс прослеживается с СЗ на ЮВ примерно на 150–160 км и, вероятно, имеет продолжение на ЮВ. Его ширина варьирует от 0,5 до 3,0 км. В его составе выделено четыре структуры: Серякская, Нигрозерская, Лоухско-Пиземская и Нижемско-Оленьеостровская (Слабунов, 1994, 2005; Slabunov, Stepanov, 1998).

Серякская структура пояса – это наиболее хорошо сохранившийся и обнаженный элемент структуры (рис. 1). В ней в районе оз. Серяк установлено самое крупное (мощностью до 300 м) тело ультрабазитов в рассматриваемой зоне. Оно деформировано и находится среди амфиболитов. В амфиболитах не отмечены реликты первичных текстур, их типизация проводится, главным образом, по петрографическим и петрогеохимическим характеристикам. В составе ассоциации, кроме преобладающих групп пород, установлены небольшие тела анортозитов (Степанов, Слабунов, 1989), линзы, обогащенные сульфидами. В районе оз. Серяк среди базит-гипербазитов выделяется ассоциация, состоящая из матрикса в виде порфиробластических гранат-биотитовых гнейсов и обломков линзовидных тел амфиболитов и метаультрабазитов, возможно представляющая собой метаморфизованную зону меланжа (Слабунов и др., 2005).

Рассматриваемый базит-гипербазитовый комплекс сечется телами диоритов с возрастом $2,85 \pm 0,01$ млрд лет (Borisova et al., 1997). Эти диориты содержат ксенолиты всех основных разновидностей пород комплекса (Степанов, 1983; Степанов, Слабунов, 1989) и, таким образом, надежно определяют верхнюю возрастную границу мафит-ультрамафитового комплекса.

Главными компонентами породной ассоциации Центрально-Беломорского зеленокаменного пояса являются амфиболиты (металеиты) и метагипербазиты (рис. 2). Амфиболиты, включающие ультрабазиты, образуют пластообразные тела, широко варьирующие по мощности (Степанов, Слабунов, 1989). С наложенными тектоническими процессами связано смятие в складки крупных и фрагментирование более мелких ультрабазитовых тел.

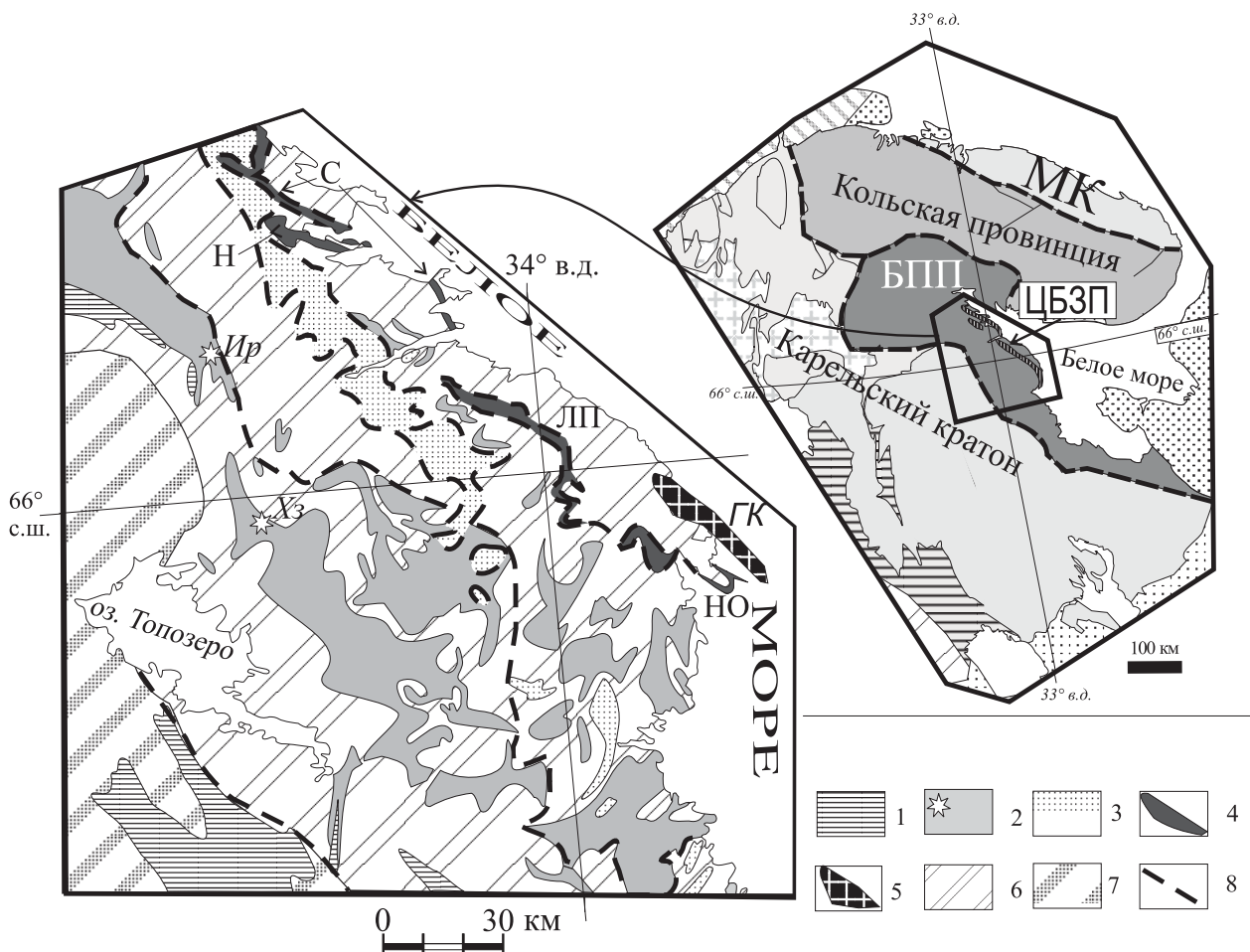


Рис. 1. Схема геологического строения Северной Карелии (Слабунов, 2005):

1 – палеопротерозойские (2,5–1,92 млрд лет) осадочные и вулканогенные образования; 2–5 – не- и мезоархейские: 2 – зеленокаменные комплексы Северо-Карельской системы зеленокаменных поясов, звездочкой обозначено расположение Ириногорской (Ир) и Хизоваарской (Хз) структур с фрагментами супрасубдукционных офиолитов; 3 – парагнейсы Чупинского пояса; 4 – амфиболиты и ультрабазиты Центрально-Беломорского зеленокаменного пояса (структуры пояса: С – Серьякская, Н – Нигрозерская, ЛП – Лоухско-Пиземская, НО – Нижемско-Оленьеостровская); 5 – Гридинский неархейский эклогитсодержащий комплекс (ГК); 6 – разгнейсованные гранитоиды и мигматиты БПП (2,9–2,7 млрд лет); 7 – архейские (3,2–2,7 млрд лет) гранитоиды Карельского неархейского кратона; 8 – предполагаемые надвиги
 На врезке. Расположение рассматриваемой территории на схеме тектонического районирования Фенноскандинавского щита. БПП – Беломорский подвижный пояс, МК – Мурманский неархейский кратон, ЦБЗП – Центрально-Беломорский зеленокаменный пояс

В состав ассоциации входят редкие мелкие тела трондьемитового состава (Лоухско-Пиземская структура); небольшие горизонты метаосадков (гранат-биотитовых гнейсов), в ряде случаев магнетитсодержащих (Лоухско-Пиземская и Нижемско-Оленьеостровская структуры); линзы, обогащенные сульфидами, и тела анортозитов (Серьякская структура). В последней выделяется также ассоциация пород, имеющая черты сходства с меланжем. Суммарная роль перечисленных компонентов в составе ассоциации незначительна. Важно только отметить, что изотопный возраст названных трондьемитов оценивается в 2878 ± 13 млн лет и определяет время формирования комплекса (Бибилова и др., 1999).

Амфиболиты Центрально-Беломорского зеленокаменного пояса представлены гранатовыми, полевошпатовыми и гранат-поле-

вошпатовыми разновидностями. Отмечаются эпидот- и диопсидсодержащие амфиболиты. Весьма своеобразной разновидностью являются «бурые» гранатовые амфиболиты, образующие небольшие пластовые и дайкообразные тела. Их отличительная особенность – повышенное содержание граната, что предопределяет их темно-красную («бурую») окраску.

Амфиболиты характеризуются массивной, линзовидно-полосчатой и полосчатой текстурами. Породы часто мигматизированы. Каким-либо реликтов дOMETAMORФИЧЕСКИХ структур или текстур в амфиболитах, как уже отмечалось, не было установлено. Плаггиоклазовые амфиболиты обычно имеют более массивную, однородную текстуру. Состав минералов амфиболитов подробно рассмотрен (Степанов, Слабунов, 1989).

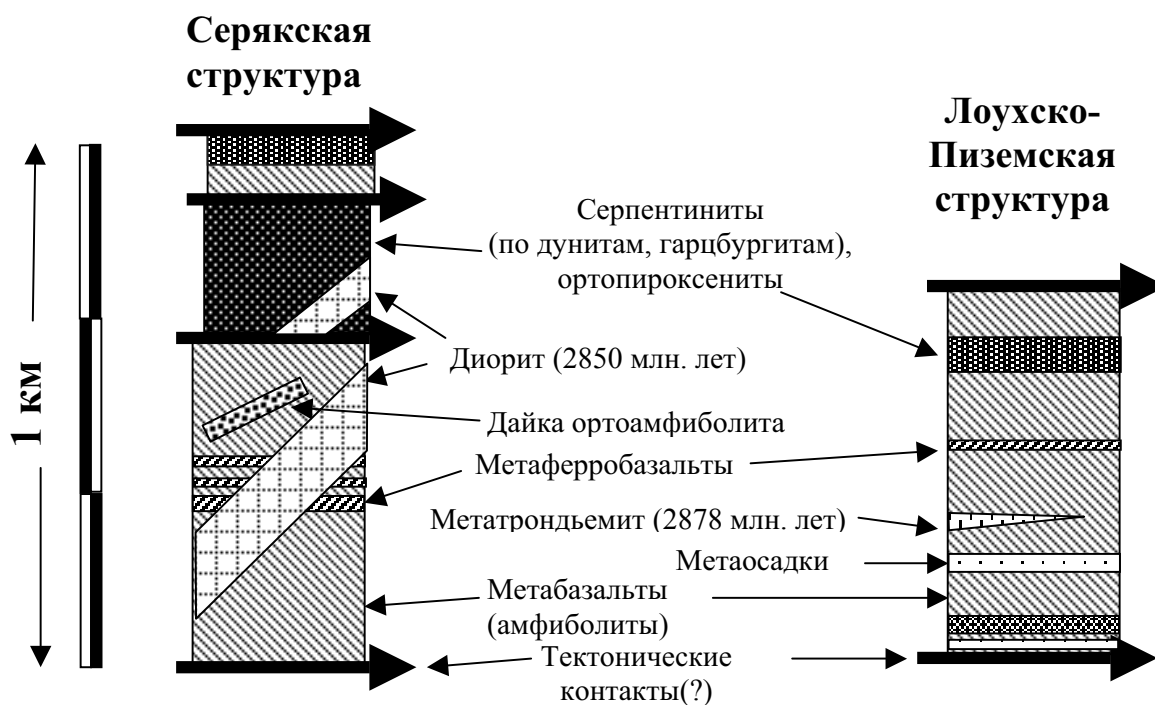


Рис. 2. Схематические стратотектонические разрезы метабазит-гипербазитового комплекса Центрально-Беломорского зеленокаменного пояса в Серякской и Лоухско-Пиземской структурах

Метагипербазиты Центрально-Беломорского зеленокаменного пояса представлены серпентинитами (рис. 3), образовавшимися по дунитам и гарцбургитам, ортопироксенитами (рис. 4) и зелеными меланократовыми амфиболитами (Степанов, 1983; Степанов и др., 2003). В составе серпентинитов сохраняются зерна оливина (85–81% Fo), ортопироксена (89–85% En), шпинели (железистый феррихромит с 21% Cr₂O₃). Находка в архейских породах Беломорского подвижного пояса первичных магматических минералов является крайне редкой (как правило, здесь приходится иметь дело с метаморфогенными минералами), и это дает возможность использовать их для решения вопросов петрогенезиса. В ультрамафитах индикаторную роль играют составы оливинов и шпинелей, которые используются в ряде дискриминационных диаграмм (Evans, Frost, 1975; Arai, 1994; Bedard, 1997). В древних, как правило, преобразованных процессами метаморфизма ультраосновных породах находки первичных минералов особенно важны. Так, например, в западной Гренландии в составе Итсакского гнейсового комплекса именно благодаря хорошей сохранности первичных минералов установлены древнейшие абиссальные перидотиты (Friend et al., 2002).

Среди рассматриваемых гипербазитов главную роль играют метаперидотиты, которыми сложены центральные части тел. Они представляют собой, как правило, массивные однородные породы иногда с характерной отдельностью (рис. 4). В их краевых частях часто наблюдаются оторочки из ортопироксенитов и

амфиболитов, обычно небольшой (первые метры) мощности. Среди гипербазитов отмечаются разновидности с крупными (до 10 см) фенокристаллами ортопироксена и минеральными агрегатами оливина (рис. 5), который в значительной степени серпентинизирован. Ортопироксениты связаны постепенными переходами (через оливиновые ортопироксениты) с метаперидотитами и «зелеными» апоультрабазитовыми амфиболитами (через амфибол-ортопироксеновые породы). Отмечены мелкие тела, центральные части которых сложены амфиболлизированными ортопироксенитами.

Метаперидотиты представлены метагарцбургитами и отчасти метадунидами. Первичные минералы, которые в них установлены, – это оливин, ортопироксен и хромшпинелид. Судя по форме серпентиновых псевдоморфоз, позволяющих реконструировать панидиоморфнозернистые структуры (рис. 6), и количественным соотношениям реликтовых минералов, оливин в этих породах резко преобладал над ортопироксеном.

При определении генетической природы ультраосновных пород важное значение придается химическим составам оливинов и шпинелей. Оливины из гипербазитов оз. Серяк отличаются несколько меньшей магнезиальностью – 85–86% Fo. По этому признаку они сопоставимы с оливинами кумулятивных перидотитов габброидного комплекса офиолитов и с оливинами глубинных кумулятивных перидотитов.

При типизации гипербазитов важную индикаторную роль играют составы хромшпинелидов. На дискриминационной диаграмме фигуративные точки составов хромшпинелидов из



Рис. 3. Характерная ортогональная отдельность в апоперидотитовых серпентинитах метабазит-гипербазитового комплекса Центрально-Беломорского зеленокаменного пояса. Серьякская структура, оз. Серьяк. Фото А. И. Слабунова и А. В. Степановой



Рис. 4. Ортопироксенит с крупными (до 15 см) деформированными кристаллами ортопироксена в сланцеватом агрегате вторичных минералов: амфибола, хлорита, карбоната и хроммагнетита. Серьякская структура Центрально-Беломорского зеленокаменного пояса, оз. Серьяк. Фото А. В. Степановой



Рис. 5. МетAPERИДОТИТ (метадунит) с крупными (до 15 см) обособлениями агрегатов серпентина и хромистого магнетита, образовавшихся по оливинам Серьякской структуры Центрально-Беломорского зеленокаменного пояса. Оз. Серьяк. Фото А. И. Слабунова

гипербазитов оз. Серьяк лишь частично перекрывают поле хромшпинелей палеопротерозойских офиолитов Финляндии, так как большая их часть отличается низкой магниезильностью (Степанов и др., 2003).

Амфиболиты (метабаза́льты) Центрально-Беломорского зеленокаменного пояса принадлежат преимущественно толеитовой серии (рис. 7, А, Б), среди них отмечаются как высокожелезистые, так и высокомагнезиальные разновидности (рис. 7, Б, В). Небольшая часть фигуративных точек составов амфиболитов находится в области известково-щелочных пород (рис. 7, Б, В).

Большая часть фигуративных точек составов амфиболитов на дискриминационных диаграммах располагается в полях базальтов срединно-океанических хребтов, хотя разброс состава велик. Составы базальтов (дайки и лавы) раннепротерозойского офиолитового комплекса Йормуа имеют близкие характеристики.

По характеру распределения РЗЭ среди рассматриваемых метабаза́льтов выделяются три разновидности: одна – с недифференцированным спектром и две – с дифференцированным, среди последних – одна с низкими

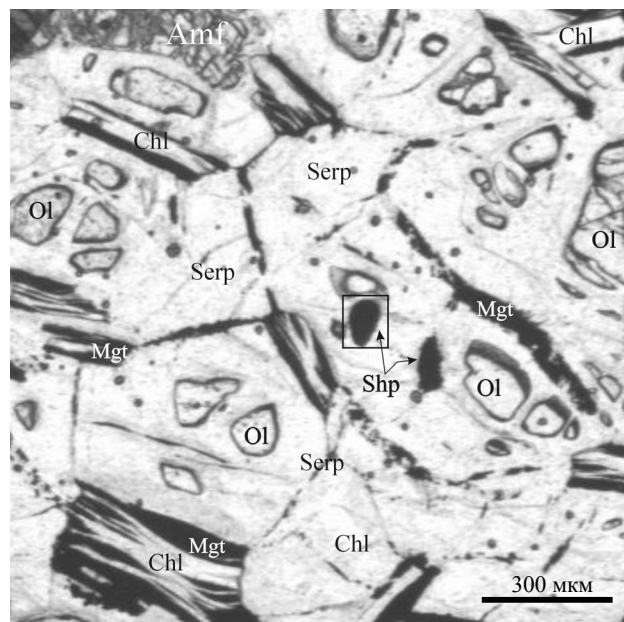


Рис. 6. Аподунитовый серпентинит с реликтами панидиоморфнозернистой структуры (фото шлифа, без анализатора) (Степанов и др., 2003)

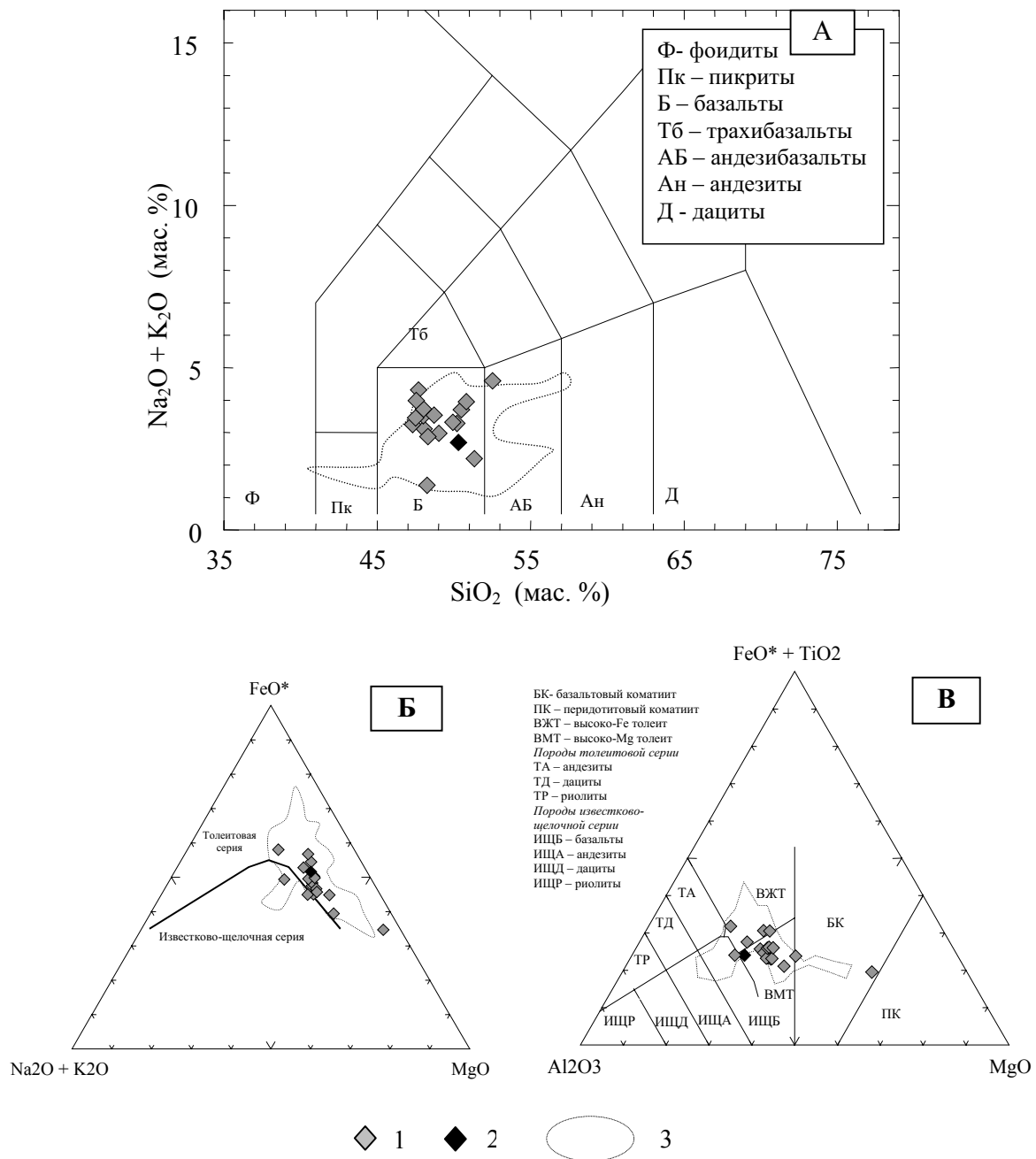


Рис. 7. Классификационные диаграммы (А) $\text{SiO}_2 - \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ (Le Maitre, 1989), (Б) AFM (Irvine, Barager, 1971), (В) катионная диаграмма $\text{FeO}^* + \text{TiO}_2 - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{MgO}$ (Jensen, 1976) с фигуративными точками составов пород:

1 – эглогиты Гриндинского эглогитсодержащего комплекса; 2 – эглогит, из которого отобрана геохронологическая проба и получен изотопный возраст 2720 млн лет; 3 – амфиболиты (метабазальты) базит-гипербазитового комплекса Центрально-Беломорского зеленокаменного пояса

содержаниями ТРЗЭ, а другая – с высоким. Для метабазальтов первой разновидности характерны содержания РЗЭ, в 4–10 раз превышающие хондритовые, соотношение La_N/Yb_N варьирует от 0,94 до 1,15, в разностях с низким содержанием РЗЭ проявлен Eu максимум, с более высоким – Eu минимум.

Метабазальты первой группы близки по составу к базальтам срединно-океанических хребтов, но среди них отмечены различия,

обедненные ТРЗЭ и другими высокозарядными (Hf, Zr, Ti, Y, Nb) элементами. Близкие особенности характеризуют базальты океанических плато, например, плато Онтонг-Джава в западной части Тихого океана. Аналогичные особенности имеют базиты некоторых типичных офиолитовых комплексов (Saveliev et al., 1999).

Менее распространенными являются метабазальты с дифференцированным спектром распределения РЗЭ. Среди них отмечаются

две разновидности: 1) обогащенные ЛРЗЭ (в 15–40 раз выше, чем в хондрите), при уровне содержания ТРЗЭ таком же, как в амфиболитах (метабазальтах) первой группы, 2) обогащенные как ЛРЗЭ (в 50–180 раз выше, чем в хондрите), так и ТРЗЭ (в 12–25 раз выше, чем в хондрите). Близкий характер распределения РЗЭ и других высокочarged элементов имеют толеиты океанических островов.

Sm-Nd систематика амфиболитов (метабазальтов) рассматриваемой ассоциации показывает, что они имеют положительные значения $\epsilon_{Nd}(T)$, что свидетельствует об отсутствии контаминации древним коровым веществом протолита этих пород и хорошо согласуется с геологическими и геохимическими данными о существовании в составе ассоциации двух групп базитов, образовавшихся из различных мантийных источников в океанической обстановке.

Наименее измененные гипербазиты в Сержакской структуре отвечают по составу гарцбургитам. Тренды изменения состава большей части гипербазитов Центрально-Беломорского зеленокаменного пояса в координатах MgO – петрогенные окислы, Ni, Cr, Zr аналогичны вариациям состава ультрамафитов типовых офиолитовых комплексов фанерозоя и палеопротерозоя (Магматические..., 1988; Peltonen et al., 1998), а также абиссальным перидотитам из включений Итсакского гнейсового комплекса западной Гренландии, возраст которых оценивается в 3,8 млрд лет (Friend et al., 2002). Такие вариации их состава могут быть следствием фракционирования оливина и оливина + ортопироксена, появление последнего особенно отчетливо видно на диаграмме MgO – Cr в виде перегиба тренда (рис. 8).

По содержанию РЗЭ среди рассматриваемых гипербазитов выделяются три разновидности (рис. 9). Наиболее распространены породы с содержанием РЗЭ на уровне, близком к хондритовому, слабо обедненных ЛРЗЭ ($La_N/Yb_N = 0,83–0,9$), со слабовыраженным Eu минимумом. Ультрамафиты с такими характеристиками весьма обычны в офиолитовых комплексах (Магматические..., 1988). В этих ультрамафитах отмечена положительная корреляция содержания Yb и Al_2O_3 . Другая группа представлена ультрамафитами с U-образным распределением РЗЭ, т. е. содержание ЛРЗЭ > СРЗЭ < ТРЗЭ. Породы такого состава встречаются (рис. 9) в гипербазитах офиолитовых комплексов Урала, Новой Каледонии (Магматические..., 1988), Йормуа (Peltonen et al., 1998) и связываются с неравновесным плавлением мантийного вещества в разноточных условиях (Магматические..., 1988). Третья разновидность ультрамафитов отличается дифференцированным спектром распределения РЗЭ (рис. 9). Такие породы отмечены только в Лоухско-Пиземской структуре и, вероятно, связаны с вторичными изменениями.

Значение $\epsilon_{Nd}(2,85)$ в ультрамафите метабазит-гипербазитовой ассоциации равно +1,9 и, следовательно, исключает коровую контаминацию ультрабазитов и указывает на их формирование за счет деплетированной мантии (DePaolo, 1988). Это согласуется с представлениями о принадлежности их породам океанической коры.

Таким образом, базитовая и ультрамафитовые компоненты комплекса Центрально-Беломорского зеленокаменного пояса сопоставимы по петрогеохимическим и изотопным (Nd) характеристикам с аналогичными породами офиолитовых комплексов и океанических структур.

Тикшозерский зеленокаменный пояс входит в состав Северо-Карельской системы зеленокаменных поясов и, в свою очередь, состоит из отдельных структур, в том числе Ириногорской. Все они сложены образованиями хизоваарского зеленокаменного комплекса. Современные представления о строении территории, составе и природе слагающих ее пород базируются на исследованиях коллективов, возглавляемых В. Н. Кожевниковым (Кожевников, 1992, 2000 и др.) и А. Н. Щипанским (Щипанский и др., 1999; Shchiransky et al., 2004).

Ириногорская структура расположена в южной части Тикшозерского зеленокаменного пояса (рис. 1). Материалы геофизических исследований территории между Хизоваарской и Ириногорской структурами дают основание предполагать, что здесь также развиты архейские зеленокаменные образования (Миллер, Милькевич, 1995).

Ириногорская ассоциация супрасубдукционных офиолитов. Детальное картирование Ириногорской структуры в районе г. Ирингора (Щипанский и др., 2001) подтвердило сделанные ранее выводы (Кожевников, 1992) о принадлежности этой толщи хизоваарскому комплексу. Здесь, так же как в Хизоваарской структуре, были установлены образования бонинитовой серии. Однако в отличие от последней в Ириногорской структуре удается наблюдать (Щипанский и др., 2001; Shchiransky et al., 2004) реликты офиолитовой псевдостратиграфии, включая фрагменты габбрового комплекса, комплекса параллельных даек (с фрагментами полудаек и переходов дайкового комплекса в металавы) и лавового комплекса (подушечные и массивные лавы, гиалокластика).

Наиболее сохранившийся фрагмент офиолитовой последовательности наблюдается в скальных обнажениях северного берега оз. Иринозеро, где в основании офиолитового надвига также устанавливается тектонический меланж, залегающий, в свою очередь, на породах стратотектонической ассоциации средне-кислых вулканитов (островодужных метавулканитах андезит-дацит-риолитового состава). Меланж сложен как местными (т. е. породами бонинитовой серии), так и экзотическими (железистотитанистыми метабазальтами) микро-, мезо- и

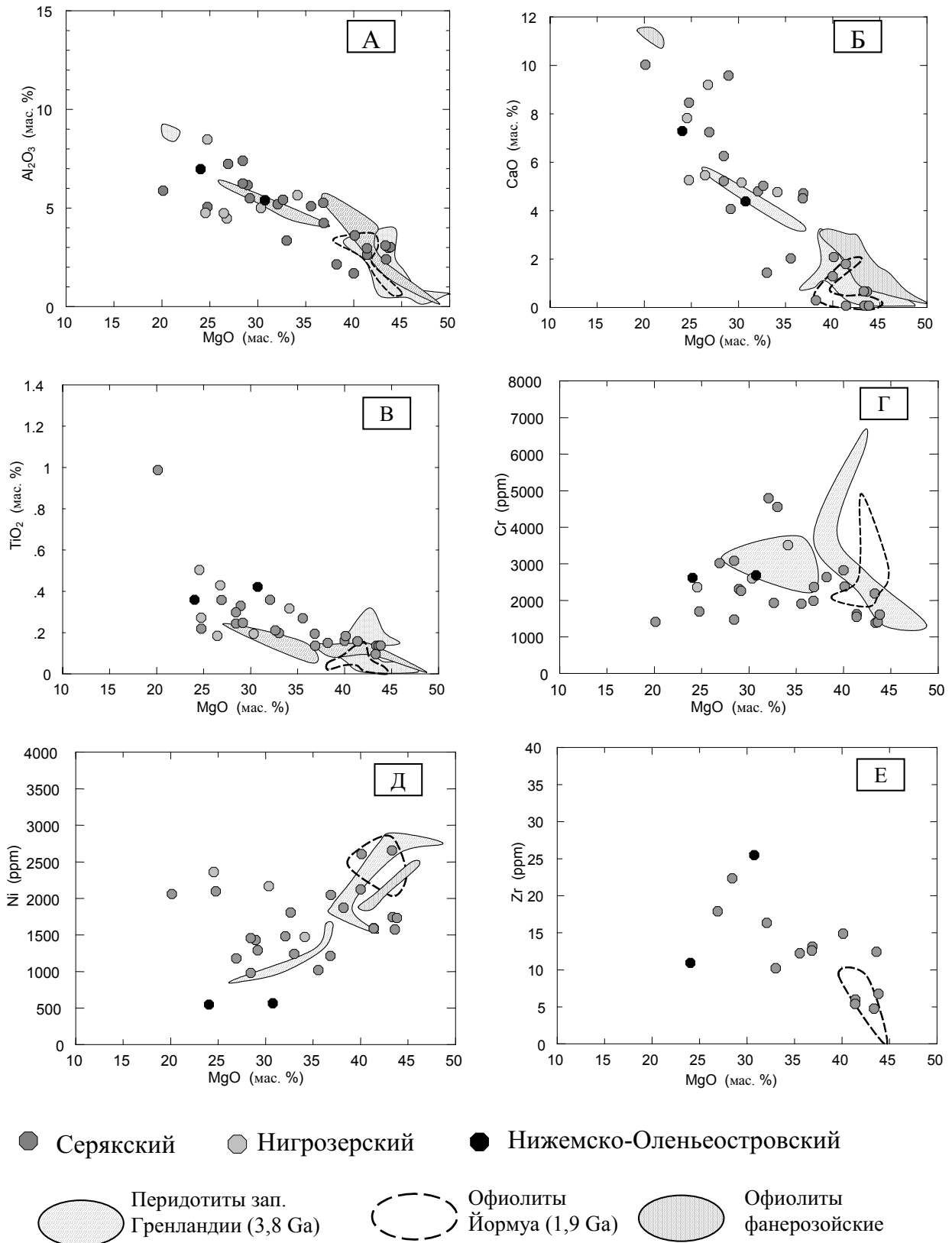


Рис. 8. Вариационные диаграммы MgO – окисел (А–В), элементы (Г–Е) для гипербазитов различных структур (см. условные обозначения) базит-гипербазитового комплекса Центрально-Беломорского зеленокаменного пояса, палеоархейских абиссальных перидотитов западной Гренландии (Friend et al., 2002), палеопротерозойских офиолитов Йормуа (Peltonen et al., 1998), фанерозойских офиолитов (Магматические..., 1988)

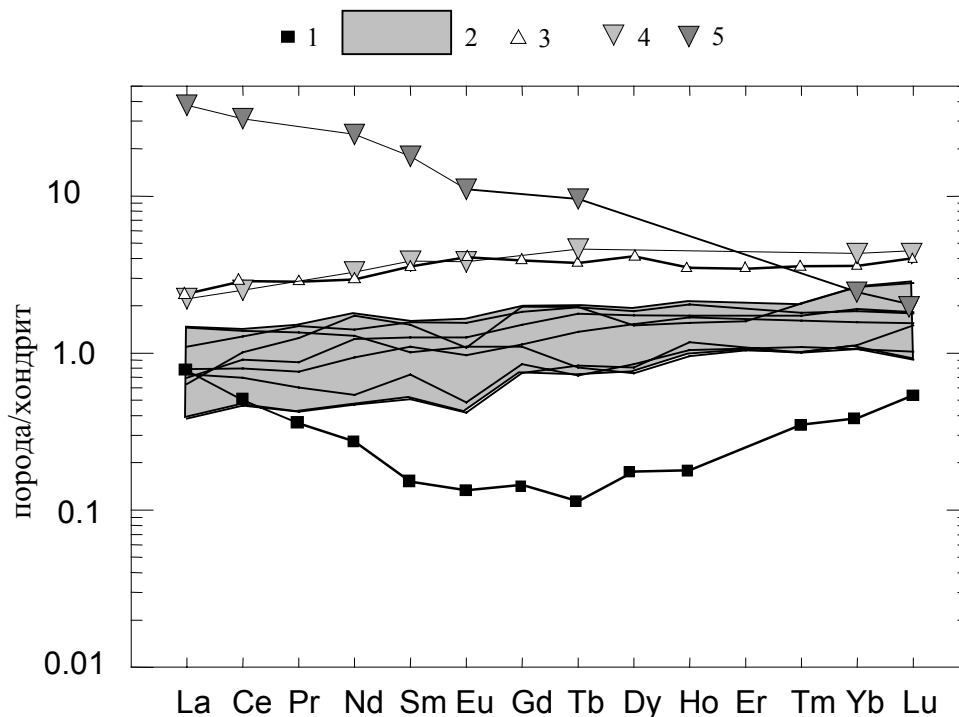


Рис. 9. Характер распределения РЗЭ в гипербазитах офиолитовой ассоциации ЦБЗП:

1–3 – р-на оз. Серяк: 1 – обр. С-2800-2, 2 – 7 образцов; 3 – обр. С-1833-11; 4 – р-н м. Киндо, 5 – р-н оз. М. Ворочистое (Лоухско-Пиземская структура)

макроблоками, заключенными в вулканогенно-осадочный матрикс, представленный гетерогенными по минеральному составу гранат- и иногда кианитсодержащими биотит-амфибол-кварц-плагиоклазовыми сланцами с линзами субаркозовых метапесчаников и углеродистых сланцев. В закартированных нами к северу выходах меланжа в вулканогенно-осадочном матриксе появляется менее зрелый материал, представленный рыжими грубослоистыми сланцами, по внешнему виду и минеральному составу не отличимыми от пород метаграувакковой стратотектонической ассоциации (каликорвинского типа). Таким образом, представляется, что офиолитовая пластина была надвинута на аккретированные островодужный (возраст около 2782 млн лет) и троговый комплексы. Кроме того, офиолитовый комплекс перекрывается базальтовой стратотектонической ассоциацией. В современной структуре Ириногорская офиолитовая пластина разбита на ряд дугообразных чешуй, в которых породы бонинитовой серии совместно с последней постепенно погружаются на СВ. Такая картина, вероятно, связана с последующими деформационно-метаморфическими событиями, последовательность и возраст которых еще предстоит оценить.

Весьма примечательно, что этот неоархейский офиолитовый разрез принадлежит единой низко-Тi петрогенетической серии, которая по своим петро- и геохимическим характеристикам практически не отличается от групп I и II

верхних пиллоу-лав Троодоса (Щипанский и др., 2001; Shchipansky et al., 2004). При этом собственно бонинитовые составы обнаруживаются как в лавовой, так и в дайковой фации.

Данная ассоциация Ириногорской структуры по всем своим показателям: наличию псевдостратиграфического разреза от габбро до лав и перекрывающих их вулканомиктовых осадков, тождественности геохимических параметров бонинитовым сериям фанерозойских офиолитов, сохранности первичных текстур, указывающих на условия спрединга океанической коры, – может отождествляться с разрезом супрасубдукционных офиолитов (Щипанский и др., 2001; Shchipansky et al., 2004).

Эклогиты

Еще более экзотическими в архее являются эклогиты. Это метаморфическая порода, состоящая из двух минералов: граната и омфацинта (жадеитсодержащего клинопироксена). В качестве второстепенных и аксессуарных минералов могут присутствовать кианит, энстатит, корунд, рутил, цоизит, амфибол, коэсит, алмаз и др. По составу эклогиты сопоставимы с базитами, но обладают высокой плотностью – 3,5–3,6 г/см³ (габбро – 3,0 г/см³). Образуются они при высоком давлении (более 10–14 кбар) и на больших глубинах (более 30–40 км), коэсит- и алмазсодержащие эклогиты являются более высокобарическими образованиями,

формирующимися при давлениях >25 кбар и >40 кбар соответственно. Температуры образования эклогитов $400\text{--}1000$ °С. При снижении давления эклогиты легко преобразуются, характерным признаком ретроградного преобразования являются клинопироксен-плаггиоклазовые симплектиты.

Проблемы геологии и петрологии эклогитов, весьма интересных и загадочных земных образований, были актуальными постоянно на протяжении всей двухсотлетней их истории. В последний период интерес к ним резко возрос в связи с развитием тектоники плит (Godard, 2001), в соответствии с которой образование эклогитов связывается с конвергентными – субдукционными и коллизионными процессами. Многие исследователи считали (Green, 1975; Ваг, 1977 и др.), что в архее земная кора была тонкой и был высоким геотермический градиент, т. е. существовали условия, в которых эклогиты не могли образоваться. Благоприятными, по мнению этих исследователей, они стали только в позднем протерозое (около 1000 млн лет назад). Однако вскоре в Усагаранском поясе Танзании были обнаружены эклогиты в возрасте 2,0 млрд лет (Möller et al., 1995), которые и считались наиболее древними до нашей находки на Балтийском щите в Беломорском подвижном поясе древнейших на Земле архейских (2720 ± 8 млн лет) и палеопротерозойских ($2416,1 \pm 1,3$ млн лет) эклогитов (Володичев и др., 2004). Главным следствием данного события является вывод о вероятном существовании в архее коры, достаточно мощной для проявления на этом раннем этапе развития Земли конвергентных плитотектонических процессов – субдукции в условиях «теплой» плиты и коллизии.

Эклогиты и продукты их интенсивного ретроградного преобразования являются компонентами сложного полигенного хаотического комплекса. Этот комплекс формирует линейную структуру северо-западного простирания длиной около 50 км при ширине 6–7 км, прослеживающуюся в прибрежной полосе и на островах Белого моря от губы Великой на северо-западе до островов Ивановы Луды на юго-востоке (рис. 10, А), резко выделяющуюся среди распространенных к северо-востоку тоналитовых гнейсов и гетерогенного комплекса амфиболитов, тоналитовых и глиноземистых гнейсов на юго-западе. По составу и особенностям соотношения компонентов описываемый комплекс сопоставим с полем мигматитов агматитового типа, в котором мигматизирующая гранитоидная масса выполняет и трассирует сформировавшуюся ранее зону тектонического меланжа (рис. 11).

Жильная часть мигматитовой составляющей этого комплекса представлена гранитоидами – тоналитами, плаггиогранитами, реже кварцевыми диоритами, преобразованными в результате неоднократных структурно-метаморфичес-

ких процессов в биотит-амфиболовые гнейсы, часто содержащие гранат, иногда клинопироксен. Присутствие в их составе коронарных гломеробластов, сложенных гранатом, клинопироксеном, амфиболом и биотитом, и редкие находки реликтового гиперстена указывают на вероятную эндербитовую природу их протолита.

Другая составляющая хаотического комплекса представлена неравномерно распределенными среди гнейсогранитоидов многочисленными обломками округлой, реже линзовидной формы, их размер варьирует от первых десятков сантиметров в поперечнике до первых десятков метров (рис. 10, Б). Количество обломков варьирует в широких пределах, в среднем составляя 25–30% общего объема пород. Сложены они породами разного состава, разной генетической природы, формационной принадлежности и разного возраста, сформировавшимися на разных глубинных уровнях. Среди них резко преобладают породы основного состава, представленные в различной степени преобразованными эклогитами, а также амфиболитами – гранатовыми, гранат-клинопироксеновыми и полевошпатовыми – и метаморфизованными габброидами различного состава и, вероятно, возраста. Эклогиты сохранились в виде реликтов среди гранат-клинопироксен-плаггиоклазовых с амфиболом и кварцем пород. Последние имеют диабластическую структуру с симплектитовыми срастаниями клинопироксена и плаггиоклаза, что свидетельствует об их образовании по эклогитам за счет наложенных декомпрессионных преобразований. В дальнейшем симплектитовые апоэклогиты преобразуются в четко полосчатые гранат-клинопироксеновые и гранатовые амфиболиты, а в ряде случаев в полевошпатовые с псевдоморфозами плаггиоклаза по гранату. Кроме преобладающих метабазитов в обломках присутствуют метаяльтрамафиты, среди которых устанавливаются и эклогитизированные разности, метаморфизованные анортозиты и габбро-анортозиты, представленные цоизитовыми и полосчатыми амфибол-цоизитовыми бластолитами, в редких случаях гнейсы, в том числе глиноземистые – кианит-гранат-биотитовые, и карбонатные породы.

Породы эти в домигматитовый период претерпели структурные преобразования различной степени. В одних случаях они сохранили массивную структуру, в других, включая и эклогиты, интенсивно деформированы и смяты в изоклинальные складки, вероятно, не одной возрастной генерации. Эклогиты и их преобразованные разновидности по петрохимическим характеристикам (рис. 7) отвечают базитам ($\text{SiO}_2 = 47\text{--}51$ мас. %, $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 1,38\text{--}4,3$ мас. %) толеитовой серии ($\text{FeO}^*/\text{MgO} = 0,5\text{--}2,5$). Содержание РЗЭ в них в 2–12 раз превышает таковое в хондритах, спектр их распределения имеет плоский или слабо



Рис. 11. Брекчиевидная текстура Гридинского эклогитсодержащего комплекса (метамеланжа). Деформированные линзовидные тела амфиболитов и апоэклогитов в матрице амфибол-биотитовых гнейсов на о. Прянишная Луда. Фото А. И. Слабунова

отдельных компонентов и, наконец, несомненные отличия от пород, слагающих пограничные структуры, – все это свидетельствует о значительной дезинтеграции и перемещенности компонентов субстрата, представляющих, по сути, аллохтонную смесь.

По геологическим данным верхний возрастной предел формирования эклогитсодержащего хаотического комплекса четко определяется секущим положением по отношению к нему габбро-норитовых даек (рис. 12), относящихся к раннепротерозойскому комплексу лерцолитов – габбро-норитов (Степанов, 1981) с возрастом 2,43–2,44 млрд лет (Lobach-Zhuchenko et al., 1998), а также небольших интрузивных тел и жил плагиогранитов и плагиомиоклиновых гранитов (рис. 10, Б).

Из жилы плагиогранитов этой возрастной генерации на о. Столбиха (рис. 10, Б) была отобрана геохронологическая проба (2913-6). Изучение цирконов из этих плагиогранитов U-Pb изохронным методом определило их архейский возраст $2701,3 \pm 8,1$ млн лет (Володичев и др.,

2004), что позволяет утверждать, что эклогитсодержащий хаотический комплекс сформировался в позднем архее не ранее 2701 млн лет назад, до внедрения посткинematических жил.

Кроме того, объектом геохронологических исследований явились непосредственно породы эклогитовой группы – эклогиты (проба 2913-12) и образовавшиеся по ним симплектитовые апоэклогиты (проба 2913-11), слагающие обломок в гнейсогранитах о. Столбиха (рис. 13). В эклогитах (проба 2913-12) изучались цирконы, образующие включения в омфацице.

U-Th-Pb изотопные анализы цирконов были выполнены в лаборатории изотопной геологии Шведского музея естественной истории, Стокгольм, на масс-спектрометре вторичных ионов, модель 1270 фирмы Камека (NORDSIM). Возраст цирконов из симплектитовых апоэклогитов (проба 2913-11) оценивается в 2720 ± 8 млн лет (Володичев и др., 2004), близкий возраст имеют ядра цирконов из эклогитов (проба 2913-12).



Рис. 12. Секущий контакт дайки габброноритов палеопротерозойского комплекса лерцолитов – габбро-норитов с эклогитсодержащим Гридинским комплексом. О. Избная Луда. Фото А. И. Слабунова



Рис. 13. Эклогиты (справа) и смятые в складки симплектитовые эклогиты (слева) секутся пегматитовой жиллой. Показаны места отбора геохронологических проб. О. Столбиха. Фото А. И. Слабунова

Приведенные результаты изотопных исследований представляются достаточно аргументированным доказательством архейского возраста эклогитов Гридинской зоны меланжа Беломорского подвижного пояса.

Эклогиты (рис. 14) и образовавшиеся по ним при ретроградных декомпрессионных преобразованиях симплектитовые апоэклогиты (рис. 15) наиболее сохранились в центральной части Гридинской зоны, где к настоящему времени обнаружено и изучено 7 местоположений архейских эклогитов, в которых в различной степени сохранности зафиксированы гранатомфацитовые ассоциации, в том числе в одном случае эклогит был образован по пироксениту, в другом – по габбро-нориту.

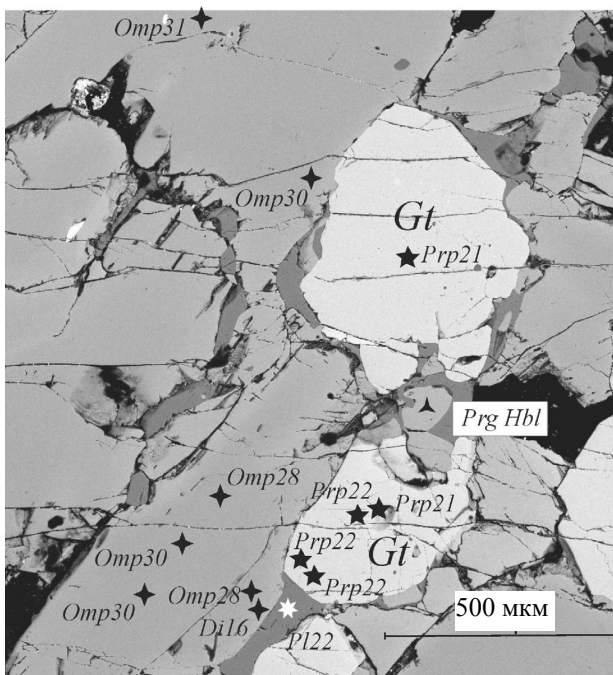


Рис. 14. Наиболее сохранившийся эклогит с однородными незональными кристаллами граната и омфацита. Слабопроявленные вторичные изменения представлены новообразованиями *Pl* и *Di* в узкой краевой зоне кристаллов *Omp*, а также *Pl* вместе с *Prg-Hbl* на границе *Gt* и *Omp*. Шлиф В-3. Изображение в отраженных электронах (Володичев и др., 2004)

Символы минералов: *An* – анортит, *Cpx* – клинопироксен, *Di* – диопсид, *Gt* – гранат, *Jd* – жадеит, *Omp* – омфацит, *Pl* – плагиоклаз, *Prg-Hbl* – паргаситовая роговая обманка, *Prp* – пироп

Эклогитовые ассоциации в изученных образцах представлены гранатом с 21–32% *Prp* и 22–30% *Grs* ($F = 0,61–0,68$) и омфацитом с 28–42% *Jd*. Различия в составе минеральных фаз, очевидно, отражают разные ступени проградного развития процесса эклогитизации. При ретроградном метаморфизме состав клинопироксенов меняется стадийно – в интервале 18–24% *Jd* в ассоциации с интерстицион-

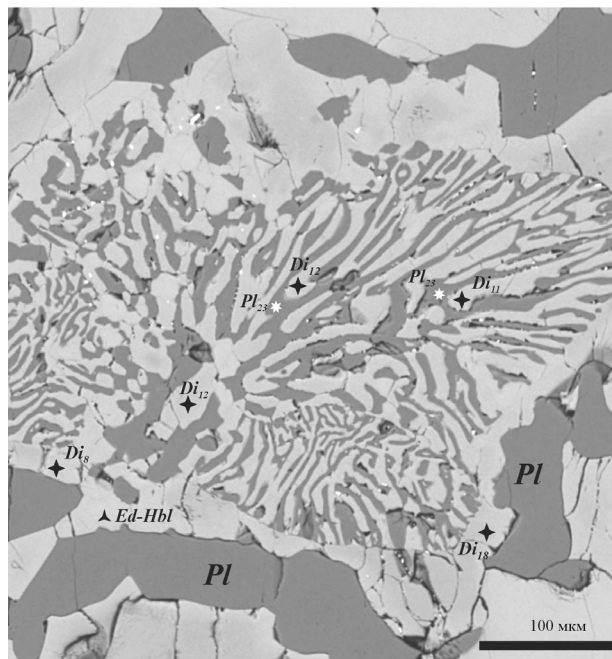


Рис. 15. Симплектитовый эклогит. Тонкие *Cpx-Pl* симплектитовые срастания развиваются в центральной части декомпрессионной микроструктуры I стадии по агрегату зерен омфацита, контуры которых определяются участками с автономным рисунком срастания минералов. Более четко выраженная кайма имеет неоднородный трансформированный состав II стадии декомпрессии. Шлиф В-7-8. Изображение в отраженных электронах (Володичев и др., 2004)

ным плагиоклазом, 9–13% *Jd* и 6–8% *Jd* – в симплектитовых срастаниях с плагиоклазом. Гранаты на ретроградной стадии либо сохраняют однородное строение, либо обнаруживают небольшое снижение *Prp* и повышение *F* при небольшом снижении или повышении содержания гроссуляра.

Плагиоклазы в измененных эклогитах, за исключением реликтового, вероятно, магматического битовнита (85% *An*), образовались при ретроградном декомпрессионном метаморфизме. Наиболее типичным является олигоклаз (от 14 до 25% *An*), иногда он бывает представлен андезином (38–49% *An*).

Амфиболы – эденит и эденитовая роговая обманка могут находиться в симплектитовых срастаниях с диопсидом с 6–8% *Jd* и плагиоклазом. Паргасит и паргаситовая роговая обманка образуются позднее, на стадии преобразования симплектитовых апоэклогитов в гранатовые амфиболиты.

В пробе эклогитов (2913-12) с о. Столбиха выделено В. И. Кевличем и предварительно диагностировано В. В. Ковалевским зерно лонсдейлита – гексагональной модификации алмаза (рис. 16). Этот минерал формируется, вероятно, в условиях стресса, в широком диапазоне температур, его часто обнаруживают в астроблемах.

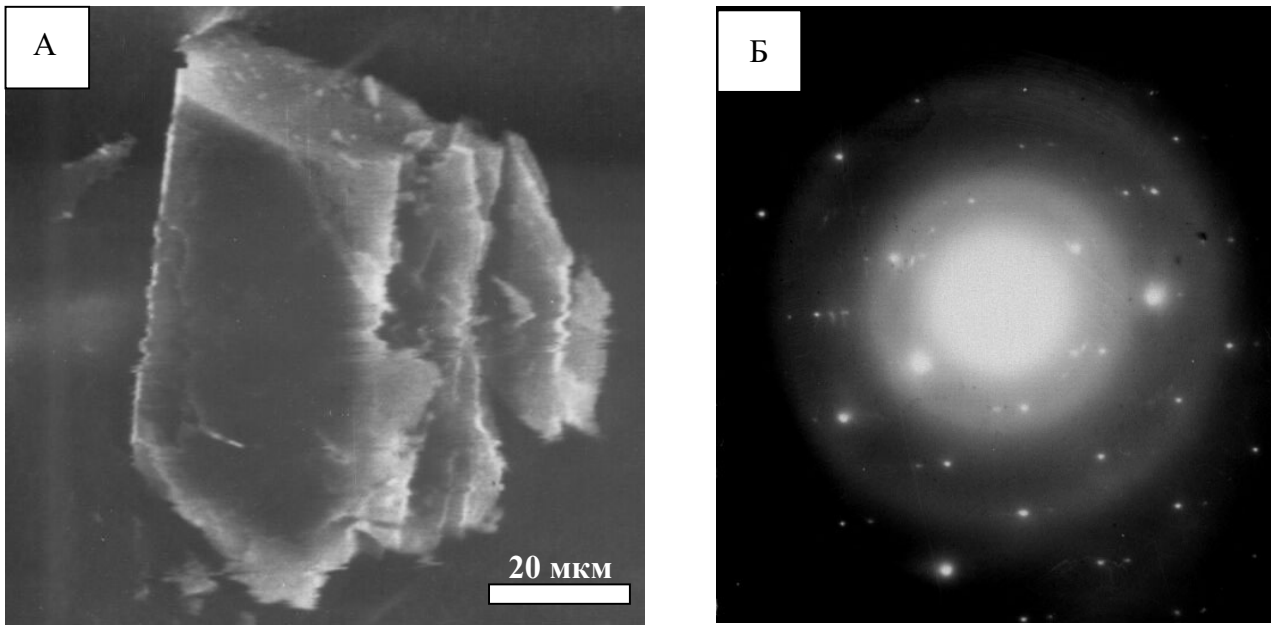


Рис. 16. Зерно лонсдейлита (А) из симплектитовых эклогитов о. Столбиха (обр. 2913-11) и его электронная дифрактограмма (Б). Электронограмма выявляет монокристаллический состав лонсдейлита и присутствие двойников. Фото и комментарии В. В. Ковалевского

Для определения температур образования эклогитов использовался гранат-клинопироксеновый геотермометр (Powell, 1985), для определения давлений – клинопироксеновый (Holland, 1980) и гранат-клинопироксен-плаггиоклаз-кварцевый (Perkins, Newton, 1981) геобарометры. Для определения P - T условий метаморфизма амфиболсодержащих парагенезисов использовались роговообманково-плаггиоклаз-кварцевый (Holland, Blundy, 1994) и гранат-роговообманковый (Лаврентьева, Перчук, 1989) геотермометры и роговообманковый (Blundy, Holland, 1990) геобарометр.

Эклогиты при проградном метаморфизме образовались при $T = 740\text{--}875\text{ }^{\circ}\text{C}$ и $P = 14,0\text{--}17,5$ кбар. В тренде ретроградных декомпрессионных преобразований выделяются 4 стадии с образованием симплектитовых апоэклогитов и гранат-клинопироксеновых амфиболитов. Первая стадия (парагенезис граната с 24–30% Prp, омфацита с 19–22% Jd и плаггиоклаза – 17–18% An) характеризуется «медленной» декомпрессией с постепенным снижением содержания Jd к краевым частям кристаллов омфацита и спокойным образованием цепочечных агрегатов интерстиционного плаггиоклаза. $P = 14,4\text{--}12,0$ кбар, $T = 715\text{--}780\text{ }^{\circ}\text{C}$. На второй (гранат с 23–24% Prp + диопсид с 9–13% Jd + плаггиоклаз – 17–22% An) и третьей (гранат с 18–25% Prp + диопсид с 5–8% Jd + плаггиоклаз – 19–24% An \pm амфибол, биотит) стадиях происходило образование тонких симплектитов с их трансформацией от ламелливого и дактилитового типов к глобулярному. P - T условия изменялись в соответствующих пределах: $P = 12\text{--}11$ кбар и $T = 715\text{--}765\text{ }^{\circ}\text{C}$ и

10,3–8,5 кбар, $T = 710\text{--}730\text{ }^{\circ}\text{C}$. С четвертой стадией связано образование гранатовых амфиболитов (гранат с 17–21% Prp + паргаситовая роговая обманка + плаггиоклаз – 19–25% An \pm диопсид с <5% Jd, кварц) при $P = 8,2\text{--}6,5$ кбар и $T = 630\text{--}715\text{ }^{\circ}\text{C}$. По P - T параметрам декомпрессионный тренд имеет относительно крутой субизотермический характер. Образование симплектитовых апоэклогитов трех стадий соответствует высокобарической гранулитовой фации, гранат-клинопироксеновых амфиболитов – в основном высокобарической амфиболитовой фации.

В Беломорском подвижном поясе Балтийского щита в районе с. Гридино установлены и описаны эклогиты и продукты их ретроградного декомпрессионного преобразования – симплектитовые апоэклогиты, для которых с помощью радиологического изучения цирконов определен возраст 2720 ± 8 млн лет. Это первая в мире достоверная находка неоархейских коровых эклогитов. В последнее время найден еще один район распространения архейских эклогитов – в северной части Беломорского пояса – Широкая Салма (Каулина, Апанасевич, 2005; Щипанский и др., 2005).

Таким образом, эклогитсодержащий архейский комплекс района с. Гридино представляет собой интенсивно мигматизированные породы зоны тектонического меланжа. Гранитоидная составляющая мигматитов тоналит-плаггиогранитного состава, судя по реликтам эндербитов формировавшаяся в условиях гранулитовой фации, при неоднократно проявленных наложенных деформациях и метаморфизме, превращена в гнейсы. Эклогиты являются компонентами

аллохтонной смеси обломков субстрата, представляющей собой ассоциацию интенсивно дезинтегрированных и перемещенных фрагментов пород, имеющих различный состав, разную генетическую природу и сформировавшихся в разных глубинных условиях. Это предполагает, что внедрение гранитоидного материала (мигматизация) происходило в ранее сформировавшуюся линейную зону тектонического меланжа. Протолитом эцлогитов являются базиты, реже ультраосновные базиты (пироксениты), габбро-нориты, которые по петрохимическим особенностям сопоставимы с офиолитоподобным базит-ультрабазитовым комплексом Центрально-Беломорского зеленокаменного пояса. Архейские эцлогиты были образованы при $P = 14,0-17,5$ кбар и $T = 740-875$ °C на глубинах до 60–65 км, предопределяющих возможность проявления в этих условиях «теплой» субдукции. Эцлогиты сохранились в виде реликтов среди образовавшихся по ним в процессе ретроградной декомпрессии симплектитовых апоэцлогитов (эцлогитоподобных пород) и гранат-клинопироксеновых амфиболитов. Тренд полистадийной субизотермической декомпрессии со снижением P от 13,0–14,0 до 6,5 кбар при $T = 770-650$ °C отражает процесс последовательной эксгумации эцлогитов.

Главные выводы

В Беломорском подвижном поясе Балтийского (Фенноскандинавского) щита установлены два редких среди древнейших образований Земли комплекса: офиолитовый и эцлогитосодержащий.

Эцлогиты в районе с. Гридино (Белое море) – это первая в мире находка архейских коровых эцлогитов.

В Беломорской провинции Фенноскандинавского щита выделяется два разновозрастных и отличающихся по особенностям формирования архейских офиолитовых комплексов.

Существование архейских офиолитов и эцлогитов позволяет констатировать, что геодинамические обстановки в архее были близки к фанерозойским и уже в это время действовали механизмы тектоники литосферных плит.

Работа выполняется при финансовой поддержке РФФИ (гранты 03-05-64010, 06-05-64876).

Литература

- Бибикова Е. В., Слабунов А. И., Богданова С. В. и др., 1999. Ранний магматизм Беломорского подвижного пояса, Балтийский щит: латеральная зональность и изотопный возраст // Петрология. Т. 7, № 2. С. 115–140.
- Володичев О. И., Слабунов А. И., Бибикова Е. В. и др., 2004. Архейские эцлогиты Беломорского подвижного пояса (Балтийский щит) // Петрология. Т. 12, № 6. С. 609–631.
- Каулина Т. В., Апанасевич Е. А., 2005. Архейские эцлогиты района Широкая Салма (Кольский полуостров): U-Pb и Sm-Nd данные // Беломорский подвижный пояс и его аналоги: геология, геохронология, геодинамика, минерагения (материалы научной конференции и путеводитель экскурсии). Петрозаводск: Карельский научный центр РАН. С. 174–175.
- Кожевников В. Н., 1992. Геология и геохимия архейских северокарельских зеленокаменных структур. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН. 199 с.
- Кожевников В. Н., 2000. Архейские зеленокаменные пояса Карельского кратона как аккреционные орогены. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН. 223 с.
- Лаврентьева И. В., Перчук Л. Л., 1989. Экспериментальное изучение амфибол-гранатового равновесия (бескальциевая система) // Докл. АН СССР. Т. 306, № 1. С. 173–175.
- Лобач-Жученко С. Б., Чекулаев В. П., Степанов В. С. и др., 1998. Беломорский пояс – позднеархейская аккреционно-коллизийная зона Балтийского щита // Доклады РАН. Т. 358, № 2. С. 226–229.
- Магматические горные породы. Ультраосновные породы, 1988. Т. 5. М.: Наука. 508 с.
- Миллер Ю. В., Милькевич Р. И., 1995. Покровно-складчатая структура Беломорской зоны и ее соотношение с Карельской гранит-зеленокаменной областью // Геотектоника. № 6. С. 80–93.
- Ранний докембрий Балтийского щита, 2005 / Ред. В. А. Глебовицкий. СПб.: Наука. 711 с.
- Слабунов А. И., 1994. Латеральные вариации и эволюция состава позднеархейских базит-ультрабазитов Северной Карелии // Докембрий Северной Карелии (петрология и тектоника). Петрозаводск: Карельский научный центр РАН. С. 53–76.
- Слабунов А. И., 2005. Геология и геодинамика Беломорского подвижного пояса Фенноскандинавского щита: Автореф. дис. ... докт. геол.-минер. наук. М. 46 с.
- Слабунов А. И., Степанова А. В., Степанов В. С., Барбарина И. И., 2005. Серьякский протоофиолитовый комплекс Центрально-Беломорского зеленокаменного пояса // Беломорский подвижный пояс и его аналоги: геология, геохронология, геодинамика, минерагения (материалы научной конференции и путеводитель экскурсии). Петрозаводск: Карельский научный центр РАН. С. 19–25.
- Степанов В. С., 1981. Основной магматизм докембрия Западной Карелии. Л. 216 с.
- Степанов В. С., 1983. Ультрабазиты и амфиболиты оз. Серьяк (к проблеме генезиса беломорских амфиболитов) // Петрология глубокометаморфизованных комплексов Карелии. Петрозаводск: Карельский филиал АН СССР. С. 27–38.
- Степанов В. С., Слабунов А. И., 1989. Амфиболиты и ранние базит-ультрабазиты докембрия Северной Карелии. Л.: Наука. 175 с.
- Степанов В. С., Слабунов А. И., Степанова А. В., 2003. Породообразующие и акцессорные минералы позднеархейских перидотитов района озера Серьяк (Беломорский подвижный пояс Фенноскандинавского щита) // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 6. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН. С. 17–25.
- Щипанский А. А., Самсонов А. В., Богина М. М. и др., 1999. Высокомагнезиальные, низкотитанистые

- кварцевые амфиболиты Хизоваарского зелено-каменного пояса Северной Карелии – архейские метаморфизованные аналоги бонинитов? // ДАН. Т. 365, № 6. С. 817–820.
- Щипанский А. А., Бабарина И. И., Крылов К. А. и др., 2001. Древнейшие офиолиты на Земле: позд-неархейский супрасубдукционный комплекс Ириногорской структуры Северо-Карельского зеленокаменного пояса // ДАН. Т. 377, № 3. С. 376–380.
- Щипанский А. А., Конилов А. Н., Минц М. В. и др., 2005. Позднеархейские эклогиты Салмы, Беломорский подвижный пояс, Кольский полуостров, Россия: петрогенезис, возраст и значение для геодинамической интерпретации обстановок формирования ранней континентальной коры // Беломорский подвижный пояс и его аналоги: геология, геохронология, геодинамика, минера-гения (материалы научной конференции и путе-водитель экскурсии). Петрозаводск: Карельский научный центр РАН. С. 324–327.
- Arai S., 1994. Characterization of spinel peridotites by olivine-spinel compositional relationships: review and interpretation // *Chemical Geology*. Vol. 113. P. 347–354.
- Baer A. J., 1977. Speculations on the evolution of the lithosphere // *Precamb. Res.* Vol. 5, N 3. P. 249–260.
- Bedard J. H., 1997. A new projection scheme and differentiation index for Cr-spinels // *Lithos*. Vol. 42. P. 37–45.
- Blundy J. D., Holland T. J. B., 1990. Calcic amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase geothermometer // *Contrib. Mineral. Petrol.* Vol. 104, N 2. P. 208–224.
- Borisova E. Yu., Bibikova E. V., Lvov A. B., Miller Yu. V., 1997. U–Pb age and nature of magmatic complex of Seryak mafic zone (the Belomorian Mobile Belt) Baltic Shield // *Terra Nova*. Vol. 9. Abstr. Suppl. 1. P. 132.
- DePaolo D. J., 1988. Neodymium isotope geochemistry: an introduction. New York: Springer Verlag. 187 p.
- Evans B. W., Frost B. R., 1975. Chrome-spinel in progressive metamorphism – a preliminary analysis // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. Vol. 39. P. 959–972.
- Friend C. R. L., Bennett V. C., Nutman A. P., 2002. Abyssal peridotites >3,800 Ma from southern West Greenland: field relationships, petrography, geochronology, whole-rock and mineral chemistry of dunite and harzburgite inclusions in the Itsaq Gneiss Complex // *Contribution to Mineralogy and Petrology*. Vol. 143. P. 71–92.
- Fripp R. E. P., Jones M. G., 1997. Sheeted intrusions and peridotite-gabbro assemblages in the Yilgarn craton, Western Australia: elements of archaean ophiolites // *Greenstone belts*. Eds.: de Wit M. and Ashwal L. D. Oxford Monographs on Geology and Geophysics 35. P. 423–237.
- Godard G., 2001. Eclogites and their geodynamic interpretation: a history // *Journal of Geodynamics*. N 32. P. 165–203.
- Green D. H., 1975. Genesis of Archean peridotitic magmas and constraints on Archean geothermal gradients and tectonics // *Geology*. Vol. 3. P. 15–18.
- Holland T. J. B., 1980. The reaction albite = jadeite + quartz determined experimentally in the range 600–1200 grad. C // *Amer. Mineral.* Vol. 65. P. 129–134.
- Holland T. J. B., Blundy J. D., 1994. Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry // *Contrib. Mineral. Petrol.* Vol. 116. P. 433–447.
- Irvine T. N., Barager W. R. A., 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks // *Canadian Journal of Earth Sciences*. Vol. 8. P. 523–548.
- Jensen L. S., 1976. A new cation plot for classifying sub-alkalic volcanic rocks. Ontario Division of Mines. MP 66. 22 p.
- Kontinen A., 1987. An early Proterozoic ophiolite – the Jormua mafic-ultramafic complex, northeastern Finland // *Precambrian Research*. Vol. 35. P. 313–341.
- Kusky T. M., Li J. H., Tucker R. D., 2001. The Archean Dongwanzi ophiolite complex, North China Craton: 2,505-Billion-Year-Old oceanic crust and mantle // *Science*. Vol. 292. P. 1142–1145.
- Kusky T. M., Li J. H., Glass A., Huang X., 2004. Origin and emplacement of archaean ophiolites of the central orogenic belts, North China craton // *Precambrian Ophiolites and Related Rocks*. Eds.: Kusky T., Veenstra V. and Condie K. Amsterdam: Elsevier. P. 223–274.
- Lobach-Zhuchenko S. B., Arestova N. A., Chekulav V. P. et al., 1998. Geochemistry and petrology of 2.40–2.45 Ga magmatic rocks in the north-western Belomorian Belt, Fennoscandian Shield, Russia // *Precamb. Res.* Vol. 92. P. 223–250.
- Le Maitre R. W. (ed.), 1989. A classification of igneous rocks and glossary of terms. Blackwell, Oxford. 193 p.
- Möller A., Appel P., Mezger K., Schenk V., 1995. Evidence for a 2.0 Ga subduction zone: Eclogites in the Usagaran belt of Tanzania // *Geology*. Vol. 23, N 12. P. 1067–1070.
- Peltonen P., Kontinen A., Huhma H., 1996. Petrology and geochemistry of Metabasalts from the 1.95 Ga Jormua ophiolite, Northeastern Finland // *Journal of Petrology*. Vol. 37, N 6. P. 1359–1383.
- Peltonen P., Kontinen A., Huhma H., 1998. Petrogenesis of the mantle sequence of the Jormua ophiolite (Finland): melt migration in the upper mantle during palaeoproterozoic continental break-up // *Journal of Petrology*. Vol. 39, N 2. P. 297–329.
- Peltonen P., Kontinen A., 2004. The Jormua ophiolite: a mafic-ultramafic complex from an ancient ocean-continent transition zone // *Precambrian Ophiolites and Related Rocks*. Eds.: Kusky T., Veenstra V. and Condie K. Amsterdam: Elsevier. P. 35–72.
- Perkins D. III, Newton R. C., 1981. Charnockite geobarometers based on coexisting garnet-pyroxene-plagioclase-quartz // *Nature*. Vol. 292, N 9. P. 144–146.
- Powell R., 1985. Regression diagnostics and robust regression in geothermometer/geobarometer calibration: the garnet-clinopyroxene geothermometer revised // *J. Metamorph. Geol.* Vol. 3, N 3. P. 231–243.
- Saveliev A. A., Sharaskin A. Ja., D’Orazio M., 1999. Plutonic to volcanic rocks of the Voykar ophiolite massif (Polar Urals): structural and geochemical constraints on their origin // *Ophioliti*. Vol. 24, N 1. P. 2–130.
- Shchipansky A. A., Samsonov A. V., Bibikova E. V. et al., 2004. 2.8 Ga boninite-hosting partial suprasubduction ophiolite sequences from the North Karelian greenstone belt, NE BalticShield, Russia // *Precambrian Ophiolites and Related Rocks*. Eds.: Kusky T., Veenstra V. and Condie K. Amsterdam: Elsevier. P. 425–486.

Slabunov A. I., Stepanov V. S., 1998. Late Archean ophiolites of the Belomorian Mobile Belt, Fennoscandian/Baltic Shield: why not? // International Ophiolite Symposium and Field Excursion. Generation and Emplacement of Ophiolites through time, August 10–15. 1998. Oulo, Finland. Geological Survey of Finland, Special Paper 26. P. 56.

Scott D. J., Helmstaedt H., Bickle M. J., 1992. Purtunig ophiolite, Cape Smith Belt, northern Quebec, Canada: a reconstructed section of Early Proterozoic oceanic crust // Geology. Vol. 20. P. 173–176.

Sun S. S., 1982. Chemical composition and origin of the Earth's primitive mantle // Geochim. Cosmochim. Acta. Vol. 46. P. 179–192.