

8. Лоуэнстам Х. Процессы и продукты биоминерализации и эволюция биоминерализации. // Тезисы докладов 27-го Междун. Геол. конгресса. М. 1984. Т. 2. С. 51–56.
9. Голубев С.Н. Живые кристаллы // Природа. 1989. № 3. С. 13–21.
10. Пеньков В.Ф. Уран и углеводороды // М.: Недра, 1989. 144 с.
11. Тагер А.А. Физико-химия полимеров. М.: Химия. 1978.

Ультракремнистые породы в разрезе Печенгской структуры как продукт флюидизат-эксплозивных систем (Кольский полуостров)

Скуфьин П.К.

Геологический институт Кольского научного центра РАН, г. Апатиты, e-mail: skuf@geoksc.apatity.ru

В дифференцированных продуктах вулканизма раннепротерозойской Печенгской структуры отмечено появление высококремнистых вулканитов (кагуситов), наблюдающихся в виде покровов лав, палеоигнимбритов, а также формирующих эруптивные брекчии бимодального пикрит-кагуситового состава. Эти породы приурочены прежде всего к самой молодой матертской вулканогенной свите, перекрывающей осадки продуктивной свиты, вмещающие рудоносные интрузии габбро-верлитового состава с богатым Cu-Ni сульфидным оруденением. В целом разрез матертской свиты на 92% сформирован базальтами, на 6% – ферропикритами и на 2% – фельзическими лавами и туфами [5,8]. Монотонный разрез вулканитов свиты нарушается локальным проявлением высокодифференцированного вулканизма широкого спектра составов, что было обусловлено кратковременным импульсом сжатия на фоне перманентных условий рифтогенного растяжения земной коры в матертское время. Этот импульс обусловил эффективную разрядку напряжений вдоль Пильгуярвинского взбросо-сдвига в кровле продуктивной свиты и привел к внедрению по этой ослабленной зоне дифференциатов ферропикритовой и толеитовой магм, в том числе многочисленных базит- и базит-гипербазитовых интрузий единой подщелоченной ферропикрит-габбро-верлитовой вулcano-плутонической ассоциации. Характерным примером формирования эруптивных центров вулканизма этой стадии является район к югу от горы Райсо-айви, на контакте продуктивной и матертской свит (Рис. 1). Здесь были закартированы многочисленные дайки и сложной формы интрузивные тела эруптивных брекчий и лавобрекчий базальтового и ферропикритового состава. Базальты обломков и матрикса, в отличие от обычных матертских базальтов, представлены или субщелочными разновидностями с нормальной кремнекислотностью и с повышенным содержанием калия в балансе щелочей (Таблица 1) или же “примитивными” малокремнистыми и малощелочными ферробазальтами, обедненными крупноионными литофильными элементами (Rb, Sr, Ba), но обогащенными сидерофильными элементами –Ni, Cr, Co. Эти породы могут представлять собой наиболее примитивные мантийные разновидности базальтоидов. Характерно, что изучение особенностей фракционирования недифференцированных примитивных базальтовых комплексов выявили на диаграмме щелочность-кремнекислотность пересечение трендов в точке с координатами SiO_2 –42 вес.% и $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ – 1.2%, что, видимо, соответствует содержанию этих компонентов в мантии [10]. Ферропикриты эруптивных брекчий отличаются от матертских ферропикритовых лав 2 повышенным содержанием алюминия, железа, магния и щелочей, в особенности калия. В интрузивных лавобрекчиях были отмечены округлые обломки ультракремнистых (кагуситов) размером 0.2–0.5 м в поперечнике. Кагуситы имеют криптофельзитовую структуру, обогащены тонкодисперсным и орбикулярным магнетитом. Содержание SiO_2 в них составляет 86.1%, суммарного Fe –4.93%; $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 0.1\%$. Свообразные эруптивные брекчии бимодального кагусит-базальтового состава были установлены на восточном фланге Печенгского рудного поля, в районе крупного Ждановского месторождения Cu-Ni руд. Дайковые тела эруптивных брекчий мощностью до 20–30 м вытянуты на сотни метров по простиранию и падению вмещающих углеродистых сланцев продуктивной свиты. Они секут пластовые тела ферродолеритов из разреза продуктивной свиты и в свою очередь секутся интрузиями габбро-верлитов (ферродолеритов из разреза продуктивной свиты и в свою очередь секутся интрузи-

зиями габбро-верлитов. Макроскопически это плотные массивные лавокластиты, в которых хаотически распределенный обломочный материал погружен в матрикс, представленный витрокластической микролавобрекчией, имеющей состав субщелочного магнезиального базальта (Таблица 1, кол. 7). Обломки имеют угловатые или округло-оплавленные очертания и представлены железистыми ультракремнистыми лавами (кагуситами) – стекловатыми породами черного или светло-серого цвета, с характерным для кремнистых пород раковистым изломом. Разновидности черного цвета (малощелочные кагуситы) имеют микропорфировую структуру, количество порфировых вростков – от 3 до 8% объема породы, состав – кварц, реже альбит и анортит; основная ткань – изотропный агрегат зерен кварца и полевого шпата криптофельзитовой структуры. Содержание SiO_2 в них составляет 83.92%, суммарного Fe – 2.50%; $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 1.64\%$ (Таблица 1, кол. 8). Более светлые лейкократовые разновидности (бесщелочные кагуситы) имеют почти мономинеральный кварцевый состав. Содержание SiO_2 в них достигает 94.73%, суммарного Fe – 2.31%; $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 0.13\%$ (Таблица 1, кол. 9).

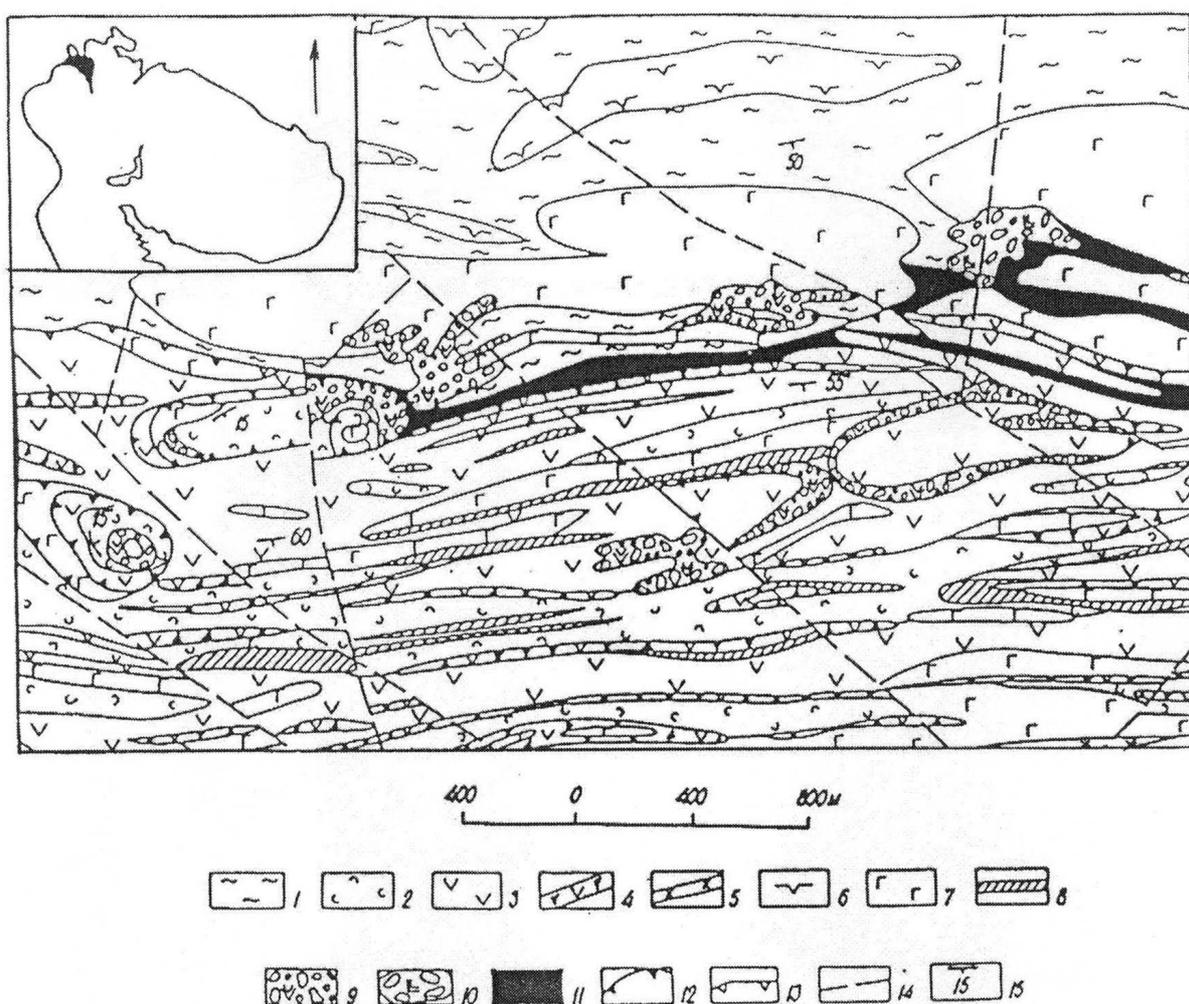


Рис. Схематическая геологическая карта участка распространения вулканитов матерской свиты к югу от г. Райсо-айви. На карте Кольского полуострова залитым контуром показано положение Печенгской структуры:

1 – осадки продуктивной свиты; 2–11 – вулканиты матерской свиты: 2 – базальтовые шаровые лавы; 3 – базальтовые массивные лавы; 4 – туфы базальтового состава; 5 – туфы фельзического состава; 6 – ультрабазиты габбро-верлитовой ассоциации; 7 – габброиды габбро-верлитовой ассоциации и габбро-долериты; 8 – лавы ферропикритового состава; 9 – эруптивные брекчии базальтового состава; 10 – эруптивные брекчии ферропикритового состава; 11 – эруптивные лавобрекчии базальтового состава; 12 – кольцевые разломы вулcano-тектонических структур; 13 – Пильгуярвинский взброс-сдвиг по границе продуктивной и матерской свит; 14 – разломы; 15 – залегание пород

Таблица. Химические составы дифференцированных пород (мас.%, ppm)

| Компоненты | 1 n = 39 | 2 n = 6 | 3 n = 3 | 4 n = 4 | 5 n = 4 | 6 n = 2 | 7 n = 2 | 8 n = 3 | 9 n = 3 |
|--------------------------------|-------------|------------|------------|------------|------------|------------|------------|------------|------------|
| SiO ₂ | 48.34 | 41.89 | 47.62 | 42.49 | 41.92 | 86.10 | 48.61 | 83.92 | 94.73 |
| TiO ₂ | 1.85 | 2.08 | 1.51 | 1.78 | 2.18 | 0.51 | 1.61 | 0.27 | 0.00 |
| Al ₂ O ₃ | 13.55 | 7.60 | 13.42 | 12.30 | 10.43 | 3.22 | 12.29 | 2.73 | 0.34 |
| Fe ₂ O ₃ | 3.66 | 3.65 | 2.21 | 5.45 | 3.42 | 1.18 | 6.01 | 1.21 | 0.53 |
| FeO | 12.10 | 10.39 | 10.56 | 12.82 | 12.91 | 3.75 | 5.38 | 1.29 | 1.78 |
| MnO | 0.20 | 0.17 | 0.22 | 0.20 | 0.24 | 0.06 | 0.18 | 0.04 | 0.01 |
| MgO | 6.20 | 12.95 | 9.01 | 5.96 | 16.16 | 1.77 | 8.75 | 1.36 | 0.18 |
| CaO | 8.37 | 11.28 | 6.61 | 11.77 | 6.63 | 0.98 | 7.44 | 3.41 | 0.80 |
| Na ₂ O | 2.98 | 0.13 | 2.42 | 0.38 | 0.19 | 0.09 | 3.87 | 1.50 | 0.10 |
| K ₂ O | 0.25 | 0.06 | 1.69 | 0.16 | 0.23 | 0.01 | 0.92 | 0.14 | 0.03 |
| H ₂ O ⁻ | 0.39 | 0.24 | 0.46 | 0.33 | 0.32 | 0.25 | 0.11 | 0.00 | 0.06 |
| H ₂ O ⁺ | 1.85 | 5.17 | 4.01 | 5.05 | 4.89 | 2.05 | 3.42 | 1.66 | 0.35 |
| P ₂ O ₅ | 0.15 | 0.18 | 0.11 | 0.12 | 0.20 | 0.00 | 0.12 | 0.19 | 0.00 |
| CO ₂ | 0.11 | 4.32 | 0.10 | 0.65 | 0.30 | 0.26 | 0.25 | 2.13 | 0.59 |
| S _{общ} | 0.11 | 0.12 | 0.15 | 0.55 | 0.10 | 0.00 | 1.22 | 0.02 | 0.40 |
| Сумма | 100.11 | 100.23 | 100.10 | 100.01 | 100.12 | 100.23 | 100.18 | 99.87 | 99.90 |
| Rb | 20 | 4 | 30 | 4 | 24 | 2 | 10 | 5 | 1 |
| Sr | 230 | 150 | 130 | 90 | 190 | 40 | 118 | 71 | 30 |
| Ba | 200 | 40 | 100 | 80 | 60 | 80 | 140 | 40 | 80 |
| Ni | 150 | 800 | 200 | 200 | 950 | 100 | 400 | 100 | 100 |
| Co | 30 | 85 | 90 | 90 | 95 | 10 | 50 | 20 | 0 |
| Cr | 300 | 1200 | 400 | 500 | 1100 | 400 | 500 | 200 | 190 |

Примечание. 1,2 – соответственно базальт (1) и ферропикрит (2) матертской свиты; 3–6 –породы эруптивных лавобрекчий: 3 –субщелочной базальт магнезиальный, 4 – ферробазальт малощелочной, 5 – ферропикрит; 6 – бесщелочной кагусит; 7–9 – породы эруптивной брекчии бимодального кагусит-базальтового состава района Ждановского месторождения: 7 – магнезиальный субщелочной базальт; 8 – малощелочной кагусит; 9 – бесщелочной кагусит.

В целом можно констатировать, что мощный, однообразный по составу рифтогенный базальтовый вулканизм матертского времени на определенных этапах сопровождался образованием высокодифференцированных расплавов, когда формировались контрастные, иногда бимодальные высокожелезистые и титанистые, а также ультракремнистые ассоциации вулканитов и подщелоченных интрузивных пород габбро-верлитовой рудоносной ассоциации, с повышенным содержанием калия в балансе щелочей. Все эти экзотические породы также обогащены такими типичными элементами мантийных щелочных магм, как Ba, Nb, Zr, Ti, LREE, не говоря уже о железе и элементах группы железа –Cr, Ni, Co. Вулканизм этого периода характеризовался чрезвычайно высокотемпературными условиями проявления и интенсивным газовой-флюидным режимом, что приводило к образованию эруптивных брекчий, лавокластических субвулканических тел, мощных отложений палеогинимбритов и пирокластолитов. Представляется возможным связать все эти сложные тектоно-магматические и физико-химические процессы с новой моделью генерации тепла, сверхглубинных минерализованных флюидов и мантийных глубинных магм при стадийном формировании восходящих плюмов на границе внешнего ядра Земли. В принципе эти породы можно рассматривать как продукты плюмовых флюидизат-эксплозивных систем (ФЭС). В последние годы ФЭС привлекают пристальное внимание специалистов, в том числе по месторождениям благородных металлов и алмазов [2,4,6]. В этих публикациях показана тесная связь полезных ископаемых широкого спектра представительности с эксплозивными и эруптивными брекчиями, связанными с флюидными высокотермальными мантийными потоками. Изучение высокоуглеродистых тектонитов в зонах глубинных разломов Восточного Саяна [4], являющихся концентраторами значительных объемов Au, Ag и элементов ЭПГ, наряду с исследованием углеродистых пород с возрастом 2000 млн. лет из Карелии, с аномально высокими концентрациями благородных и редких металлов [1], однозначно указывают на факт транзитного переноса рудных элементов углерод-содержащими восстановленными глубинными флюидами и последующего отложения вместе с самородными формами углерода в приповерхностных зонах на стадии окисления. Для карельских рудоносных структур пульсационный прорыв плюмовых углеводородных флюидов в бассейны черносланцевой седиментации доказывается геофизическими данными, указывающими на стадийность проявлений термальных и гравитационных аномалий, связанных с воздымающимися флюидными колоннами [1].

Уникальность печенгских вулканитов-дифференциатов состоит в том, что они не только моделируют условия формирования рудоносных ассоциаций, связанных с мантийным субщелочным высокодифференцированным магматизмом, но позволяют приблизиться к решению проблем генезиса рудоносных кварцевых псевдоконгломератов-туффизитов раннедокембрийского возраста, в том числе золотоносных и ураноносных кварцевых "конгломератов" известных уникальных месторождений-гигантов. Дело в том, что проблема ФЭС затрагивает современную точку зрения на кварцевые конгломераты, в том числе установленные в основании раннепротерозойских разрезов Балтийского щита как на своеобразные "базальные псевдоконгломераты-пирокластиты" и "мономиктовые кварцевые пирокластиты" [3], в которых происходила активная обработка и округление поступающих на поверхность глубинных гранитоидных и кварцевых обломков термальным флюидным потоком. Аналогичные псевдоконгломераты (флюидизат-эксплозивные брекчии) были отмечены и в основании разреза пород Печенгской структуры [9], где состав обломочного материала –граниты, кварц, фрагменты лав пикрит-базальтов, а также своеобразные плагиоклаз-кварцевые породы, аналогов которым нет в современных классификациях гранитов. Налицо признаки высокотемпературных условий формирования этих пород –характерна пластичность фрагментов пикрит-базальтов, контуры которых деформируются окружающими обломками гранитоидов. Сами обломки гранитов центробежно "расползаются" в виде разуплотненной эруптивной брекчии, что типично для перегретых лавокластических пород, например, игнимбритовых отложений, но отмечалось также и в продуктах типичных ФЭС, например, в ордовикских алмазоносных флюидизатах-туффизитах Полярного Урала [2]. Для кварца из обломков печенгских псевдоконгломератов типичны очень низкие показатели преломления, вплоть до полной изотропизации и преобразования в стекло. Аналогичные явления изотропизации кварца описаны в ятулийских псевдоконгломератах Северного Онежского прогиба [3]. "Изотропизм" кварца, а также формирование кварцевых туфолав и игнимбритов отмечены и в алмазоносных туффизитах Ичетьинско-Умбинской "флюидизат-эксплозивной системы" Среднего Тимана [7]. На избирательное замещение кварца диаплектовым стеклом в алмазоносных породах псевдоастроблем типа Попигаевской, Пучеж-Катунской, Карской и др. указано также в работе [6], где формирование «астроблем» объясняется импульсным прорывом к поверхности литосферы плюмовых восстановленных флюидных потоков, источником которых были внешние сферы ядра Земли.

Таким образом, можно констатировать, что с плюмовыми восстановленными флюидно-минеральными системами, включающими в себя также и флюидизат-эксплозивные системы, связано образование эруптивных брекчий, разнообразных лавокластитов и "псевдоконгломератов" контрастного щелочно-ультрабазитового и базит-фельзического состава, включая и высококремнистые дифференциаты, а также формирование углеродистых осадочных формаций и высокоуглеродистых тектонитов-метасоматитов. Учитывая приуроченность к плюмовым магматическим, метасоматическим и флюидизат-эксплозивным системам широкого круга месторождений сульфидных и окисных руд, в том числе благородных металлов и ЭПГ, появление подобных эруптивных брекчий и пирокластолитов-туффизитов в тесной связи с базальт-пикритовыми породами матерской свиты, а также углеродистыми породами продуктивной толщи и никеленосными габбро-верлитовыми интрузиями в этой толще, вполне закономерно и объяснимо. Учитывая также полигенное, в том числе и флюидизат-эксплозивное происхождение базальных аркозовых и мономиктовых кварцевых конгломератов раннего протерозоя Карелии, что было частично доказано для Сегозерской, Кумсинской, Лехтинской и др. структур, следует иметь в виду, что с подобными "псевдоконгломератами" и "ксенотуффизитами" могут быть связаны и алмазоносные породы.

Исследования выполнены при поддержке РФФИ (грант 08-05-00424).

Литература

1. Ахмедов А.М., Голубев А.И., Костоянов А.И. Мантийная природа аномалий благородных металлов в черносланцевых комплексах палеопротерозоя Балтийского щита // Мантийные плюмы и металлогения. Материалы Международного симпозиума. Петрозаводск: изд. КарНЦ РАН, 2002. С. 18–19.
2. Голубева И.И., Махлаев Л.В. Интрузивные пирокластиты севера Урала. Сыктывкар: изд. КомиНЦ УрО РАН, 1994. 81 с.

3. Казак А.П., Зайцев В.С. К проблеме полигенного происхождения базальных конгломератов раннего протерозоя севера Онежского прогиба // Материалы II Всерос. петрограф. совещания. Сыктывкар: изд. КомиНЦ РАН, 2000. С. 262–264.

4. Летников Ф.А. Сверхглубинные флюидные системы Земли и проблемы рудогенеза // Геология рудных месторождений. 2001, Т. 43, № 4. С. 291–307.

5. Маракушев А.А., Безмен Н.И., Скуфьин П.К., Смолькин В.Ф. Расслоенные никеленосные интрузивы и вулканические серии Печенги // Очерки физико-химической петрологии. Вып. 12. М.: Наука, 1984. С. 39–63.

6. Маракушев А.А. Геологическая позиция, геохимия и термодинамика алмазоносного импактогенеза // Вестник МГУ, серия 4, Геология. 1995, № 1. С. 3–27.

7. Рыбальченко Т.М. Геологическое строение Ичетьинско-Умбинской флюидизатно-эксплозивной системы (Средний Тиман) // Материалы II Всероссийского петрограф. совещания. Сыктывкар: изд. КомиНЦ РАН, 2000. С. 140–144.

8. Скуфьин П.К. Раннепротерозойские вулканогенные формации Печенгско-Варзугского пояса как индикаторы геодинамических режимов (Северо-Восток Балтийского щита). Автореф. дис. доктора геол.-минерал. наук. М., 1998. 66 с.

9. Скуфьин П.К., Баянова Т.Б. Базальные конгломераты раннепротерозойской Печенгской структуры (Кольский полуостров) – продукт флюидизат-эксплозивной системы. Материалы докладов VII международной конференции “Новые идеи в науках о Земле”. М.: изд. МГГРУ. Том 1. С. 295.

10. Фролова Т.И., Перчук Л.Л. Причины разнообразия базальтовых серий // Изв. АН СССР, сер. геол. 1979, № 8. С. 28–44.

Геохимия вулканитов Печенгской структуры как отражение плюм-тектонической активности в палеопротерозое Кольско-Карельского региона

Скуфьин П.К., Баянова Т.Б.

Геологический институт Кольского научного центра РАН, г. Апатиты e-mail: skuf@geoksc.apatity.ru

Печенгская структура относится к числу наиболее изученных палеопротерозойских структур мира, что обусловлено наличием связанных с этой структурой крупных месторождений Cu-Ni руд, четко стратифицированным разрезом, который рассматривается как стратотип нижнего протерозоя, а также заложением и проходкой Кольской сверхглубокой скважины, по-прежнему остающейся самой глубокой в мире (12262 м). Эта структура представляет собой асимметричный синклинорий, сложенный породами печенгского (время формирования 2500–1940 млн. лет) и южнопеченгского (1940–1700 млн. лет) комплексов [5]. Разрез пород печенгского комплекса представлен четырьмя надгоризонтами (снизу вверх) – сариолием (телевинская осадочная и маярвинская вулканогенная (андезибазальты, андезиты) свиты – соответственно I ОС и I ВС), нижним ятулием (кувернеринийокская осадочная и пирттиярвинская вулканогенная (трахибазальты, трахиандезиты) свиты – соответственно II ОС и II ВС), верхним ятулием (лучломпольская осадочная свита – III ОС) и людиковием, который охватывает базальты заполярнинской вулканогенной (III ВС) свиты, ждановскую (продуктивную) туфогенно-осадочную –IV ОС, и матертскую (IV ВС) вулканогенную (ферропикриты, базальты) свиты. Разрез пород южнопеченгского комплекса сложен вулканитами и осадками калевия. Породы комплекса локализованы в рамках протяженной, но сравнительно узкой (1–9 км) шовной структуры северо-западного простирания. Низы разреза представлены базальтами и туфогенными породами брагинской свиты; средняя часть разреза сложена вулканитами двух субизохронных мезельской (пикробазальты, пикриты) и каплинской (андезиты, дациты) свит. Верхняя часть представлена осадками кассэйокской свиты. С развитием методов исследования Sm-Nd системы появилась возможность детального изучения вулканогенных пород, имеющих мантийный или же коровый источник. Тем самым была создана база для изучения процессов изотопной эволюции мантии. Одна из наиболее известных моделей для Sm-Nd системы была предложена Де Паоло и Г. Вассербургом, согласно которой были выделены однородный хондритовый резервуар (CHUR), деплетированная мантия (DM) и кора (CRUST). В последние годы было получено большое количество Sm-Nd данных по докембрийским щитам, в том числе по Балтийскому щиту. Наши исследования позволя-