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 (кувернеринйокская 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 менельской (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-

ют применить модель Де Паоло и Г. Вассербурга для вулканитов Печенгской структуры. Для всех исследованных пород величина $^{147}Sm/^{144}Nd$ (0.11-0.15) незначительно отличается от среднекоровой (0.12), что позволило использовать значения одностадийного модельного возраста T(DM), определенного, исходя из современных величин изотопных отношений для деплетированной мантии (DM): $^{147}Sm/^{144}Nd$ = 0.21365; $^{143}Nd/^{144}Nd$ = 0.513151. При расчете величин εNd(T) использованы современные значения для однородного хондритового резервуара (CHUR): $^{143}Nd/^{144}Nd$ = 0.512638, $^{147}Sm/^{144}Nd$ = 0.1967. Для ятулия и людиковия Карелии и Кольского полуострова ранее было установлено 2 основных типа мантийных источников, один из которых соответствует деплетированной мантии и характеризует ятулийские базальты Карелии, коматииты пояса Карасйок (T = 2085 млн. лет при εNd = +4.1) [10], а также офиолиты Йормуа и Оутокумпу (T = 1970 млн. лет, εNd = +3.1, + 3.2) [9]. Второй тип мантийного источника соответствует аномальной (частично обогащенной) мантии. Сюда ранее относились [7] породы габбро-верлитовой интрузивной формации Печенгской структуры и комагматичные им ферропикритовые вулканиты (T = 1980–1956 млн. лет при εNd = +1.5). Проведенные нами исследования по всему разрезу печенгских вулканитов указывают на более сложные и неоднозначные условия формирования мантийных базит-гипербазитовых пород Печенгской структуры. Бонинитоподобные андезибазальты и андезиты самой древней маярвинской (I BC) свиты (T = 2324 ± 8 млн. лет, εNd = –3.39; –4.19), по нашим данным, имеют характеристики обогащенной мантии, в то время как субщелочные породы вышележащей пирттиярвинской (II BC) свиты (T = 2214 ± 54 млн. лет, εNd = –1.56; –1.68; –2.69; –2.83) имеют характеристики частично обогащенной мантии. Модельный возраст DM маярвинских пород варьирует в диапазоне 2844–2878 млн. лет, а пирттиярвинских –в диапазоне 2590–2789 млн. лет. Более молодые титанистые и железистые толеитовые базальты заполярнинской (III BC) свиты имеют характеристики деплетированной мантии (T = 2114 ± 52 млн. лет, εNd = +1.99; +2.15; +2.18; +2.90). Модельный возраст DM варьирует в диапазоне 2161–2273 млн. лет. Базальты и пикробазальты самой молодой матертской (IV BC) свиты имеют характеристики аномальной мантии (T = 1980–1956 млн. лет; первичные отношения εNd варьируют от +1.43 для толеитовых базальтов низов свиты до +0.04, –0.04 для толеитовых базальтов ее верхов, а в ферропикритах первичные отношения εNd варьируют в пределах от +1.20 до –0.48.). Причины отрицательных или положительных значений первичного отношения εNd для матертских толеитовых базальтов и ферропикритов неоднозначны. Вариации εNd могли быть обусловлены генерацией расплавов с различных глубин одного и того же мантийного источника, но могли отражать и особенности эволюции самого источника. Модельный возраст DM в базальтах и ферропикритах варьирует в диапазоне 2142–2470 млн. лет. Риолиты матертской свиты, генезис которых связан с дифференциацией ферропикритового расплава [5], имеют характеристики аномальной мантии (εNd = –1.37; –1.53; –1.83, а модельный возраст DM варьирует в диапазоне 2362–2404 млн. лет). Аналогичные характеристики имеют исследованные нами базальты Заполярнинского вулкана центрального типа [6] геологически, петрохимически, геохимически и геохронологически близкие вулканитам матертской свиты (T = 1918 ± 3 млн. лет, εNd = –1.17; –1.57; –2.56; –3.13; модельный возраст DM варьирует в диапазоне 2448–2690 млн. лет). В молодом южнопеченгском комплексе пикриты менельской свиты имеют признаки аномальной (частично обогащенной) мантии (εNd = +0.18; +0.29; +0.31; +0.43; +0.62; модельный возраст DM варьирует в диапазоне 2317–2762 млн. лет), в то время как андезиты и дациты каплинской свиты –типичные продукты обогащенной мантии (εNd = –3.32; –4.55; –5.48; –5.75; –6.07; модельный возраст DM варьирует в диапазоне 2539–2574 млн. лет), как и граниты Шуонияврского купола из южного обрамления Печенгской структуры (εNd = –5.06; модельный возраст DM равен 2519 млн. лет.). В субвулканических трахидацитах и Na-трахидацитах εNd = –1.13; –2.92; –4.55; модельный возраст DM варьирует в диапазоне 2424–2470 млн. лет.

Учитывая эти изотопные характеристики пород, а также современные представления о стадийности плюмовой активности, можно предположить следующий сценарий эволюции плюм-тектонических процессов в Печенгской структуре. В сумии, на ранней рифтогенной стадии плюмовой активности (раннекарельский суперплюм), последовало маломасштабное излияние толеитовых лав лишь на востоке Печенгско-Варзугского пояса, в Имандра-Варзугской структуре. В сариолии в

Печенгской структуре последовало мощное излияние сариолийских бонинитоподобных андезитов I ВС с характеристиками обогащенной мантии. Ряд специалистов по магматизму Балтийского щита [8] предполагает, что излияние толеитовых базальтов, а также магнезиальных бонинитов сумия и сариолия в диапазоне 2500–2200 млн. лет связано с подъемом раннекарельского суперплюма, формировавшегося в мантии. Мощность вулканитов сариолия достигает в Печенгской структуре 1600 м. Это магнезиально-железистые и низкоглиноземистые "примитивные" разновидности андезитов, содержание MgO в них составляет 4–6%, FeO –9–12%, а TiO_2 –1–1.2%. Андезитоиды свиты обогащены легкими литофильными элементами (K, Rb, Ba, Th, Sr). В конце этого периода последовали значительные излияния субщелочных трахибазальт-трахиандезитовых лав пирттиярвинской свиты на Печенге с геохимическими признаками мантийных пород [5]. Мощность излившихся щелочных и субщелочных лав в Печенгской структуре достигает 2000 м. Эти породы характеризуются дефицитом Ca, Mg, Si при интенсивном обогащении Ti, Fe, LREE. Далее на фоне высокой проницаемости земной коры и максимального раскрытия Печенгско-Варзугского рифта последовал масштабный плюмовый (позднекарельский суперплюм) базит-гипербазитовый магматизм людиковия, сформировавший семикилометровую толщу толеитовых Fe-Ti базальтов и ферропикритов заполярнинской и матертской свит, а также родственную им интрузивную рудоносную формацию габбро-верлитов Печенги. Предполагается [8], что этот период (2200–1950 млн. лет) –арена деятельности позднекарельского суперплюма второго поколения, формировавшегося уже в слое D" на границе ядра и мантии. Для него характерны магмы, а также специфические флюиды, обогащенные Fe, Ti, щелочами, P, Ba, Zr, Nb, LREE. На Печенге этот существенно Fe-Ti магматизм, сопровождавшийся формированием крупных запасов Cu-Ni руд, с проявлением золоторудной минерализации, а также минералов PGE группы, сопровождался отложением мощных углеродистых осадков продуктивной свиты. Изучение высокоуглеродистых тектонитов в зонах глубинных разломов Восточного Саяна [4], являющихся концентраторами значительных объемов Au, Ag и элементов PGE, наряду с исследованием углеродистых пород людиковия Карелии с возрастом 2000 млн. лет [1], с аномально высокими концентрациями Cu-Ni руд, а также благородных и редких металлов, однозначно указывают на факт транзитного переноса рудных элементов углерод-содержащими восстановленными глубинными флюидами и последующего отложения вместе с самородными формами углерода в приповерхностных зонах. Базальты людиковия (заполярнинская и матертская свиты) представлены малощелочными умереннотитанистыми толеитами. Ферропикриты этого уровня обогащены титаном (более 2% TiO_2), а также суммарным железом (более 14% FeO). Они отличаются повышенными фоновыми содержаниями P, Zr и Nb, что типично для субщелочных магм. Породы матертской свиты на протяжении 2,0–1,9 млрд. лет участвовали в формировании вулкано-плутонической ферропикрит-габбро-верлитовой рудоносной ассоциации Печенгской структуры. Нами установлены U-Pb методом по акцессорным цирконам и бадделеитам реперные возраста интрузивных пород этой ассоциации [6]. U-Pb возраст цирконов из габбро-пегматитов рудоносной Пильгуярвинской габбро-верлитовой интрузии составляет 1987 ± 5 млн. лет, а возраст бадделеита из ортоклазового габбро верхней части разреза этой интрузии равен 1980 ± 10 млн. лет. Кроме того, впервые получены U-Pb возраст циркона из перидотитов Аллареченского рудного поля в южном обрамлении Печенгской структуры, равный 1918 ± 29 млн. лет. Эти перидотиты ранее считались архейскими образованиями. Параллельно излиянию базальтов людиковия происходило отложение значительных по мощности (около 1 км) углеродистых осадков продуктивной свиты. Породы калевия характеризуют собой уже этап затухания плюм-тектонической активности, связанный с деятельностью позднекарельского суперплюма. Для вулканизма всего ПВП в этот период характерен бимодальный базальт (пикробазальт)-дацитовый (риодацитовый) характер. В южнопеченгском комплексе подобный вулканизм представлен прежде всего породами менельской и каплинской свит. Пикриты и пикробазальты менельской свиты умеренно обогащены титаном и железом; суммарное содержание щелочей в пикробазальтах возрастает до 3–5%, да и в пикритах обычно не опускается ниже 0.5–0.6%, что заметно выше, чем в пикритах Северной зоны. Андезиты, дациты и риолиты каплинской свиты относятся к разновидностям, обогащенным калием, иногда щелочными землями, но с дефицитом Al. Стадийные проявления плюмовой активности в ПВП происходили на фоне периодических пароксизмов сжатия, продатированных с помощью цирконовой геохронологии, поскольку высокобарные мета-

морфиты являются реперами геодинамических режимов сжатия. Этапы высокобарного метаморфизма имеют возраст 2320, 2130, 2030, 1940–1900 и 1870 млн. лет. Верхняя мезопротерозойская часть южнопеченгского разреза вулканогенных пород представлена породами ассоциации субвулканических интрузий. Последние являются одними из самых молодых вулканогенных пород всей структуры и представляют собой породы этапа мезопротерозойской активизации. Это –контрастные по составу высокодифференцированные породы, интрузивные тела которых находятся между собой в тесных пространственно-временных соотношениях. Пространственно они приурочены к разрезу пикритов менельской свиты. Среди пород ассоциации можно выделить три группы: 1. Лампрофиры, 2. Na-трахидациты, 3.Ультракремнистые феррориолиты (кагуситы). По составу лампрофиры (керсантиты) соответствуют калиевым субщелочным базальтам. Они обогащены CO_2 и P_2O_5, при некотором обеднении щелочными землями и алюминием. Ранее нами был установлен U-Pb возраст лампрофиров ассоциации: 1710 ± 12 млн. лет.

Карело-Кольский регион считается одной из классических областей проявления плюм-тектоники в раннем докембрии, однако среди исследователей нет единого мнения по деталям этого процесса. Так, одни авторы [1] считают, что в палеопротерозое региона крупная провинция платобазальтов Карелии была сформирована единым ятулийско-людиковийским "мантийным плюмом". Другие [2] утверждают, что в восточной части Балтийского щита было не менее трех циклов активности "суперплюма": 2500–2450, 2200 и 2000–1800 млн. лет. Третьи [6] считают, что в палеопротерозое Карело-Кольского региона было два суперплюма, начальный из которых создал Карельскую и Кольскую провинции вулканитов и магматитов бонинитовой серии (2550–2300 млн. лет). Конечный суперплюм на рубеже 2000–1900 млн. лет создал Карельскую и Кольскую провинции толеитовых Fe-Ti базальтов и пикритов. Все перечисленные точки зрения показывают, что модель плюмового магматизма для Карело-Кольского региона еще далека от своего завершения.

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 Междун. симпозиума. Петрозаводск: изд. КарНЦ РАН, 2002. С. 18–19.

2. Куликов В.С., Пухтель И.С., Куликова В.В. О людиковийском мантийном плюме палеопротерозоя на Фенноскандинавском щите // Мантийные плюмы и металлогения, Материалы Международного симпозиума. Петрозаводск: изд. КарНЦ РАН, 2002. С. 133–142.

3. Минц М.В., Глазнев В.Н., Конилов А.Н. и др. Ранний докембрий северо-востока Балтийского щита: палеогеодинамика, строение и эволюция континентальной коры. М.: Научный мир, 1996. 287 с.

4. Савельева В.Б., Звонкова Н.Г., Аникина Ю.В. Углеродистые тектониты Оспинско-Китойского гипербазитового массива // Геология и геофизика. 1998. Т. 39, № 5. С. 598–610.

5. Скуфьин П.К. Раннепротерозойские вулканогенные формации Печенгско-Варзугского пояса как индикаторы геодинамических режимов (Северо-Восток Балтийского щита) // Автореферат диссертации на соискание уч. степ. доктора геол.-мин. наук. М., 1998. 66 с.

6. Скуфьин П.К., Баянова Т.Б. Раннепротерозойский вулкан центрального типа в Печенгской структуре и его связь с рудоносным габбро-верлитовым комплексом (Кольский полуостров) // Петрология. 2006. Т. 14, № 6. С. 649–669.

7. Смолькин В.Ф. Магматизм раннепротерозойской (2.5–1.7 млрд. лет) палеорифтогенной системы, Северо-Запад Балтийского щита // Петрология, 1997. Т. 5, № 4. С. 394–411.

8. Шарков Е.В., Смолькин В.Ф., Красивская И.С. Суперплюмы в раннем палеопротерозое (на примере крупной изверженной провинции кремнеземистой высокомагнезиальной серии, Балтийский щит) // Мантийные плюмы и металлогения, Материалы Международного симпозиума. Петрозаводск: изд. КарНЦ РАН, 2002. С. 277–284.

9. Kontinen A. An Early Proterozoic ophiolite –the Jormua maphic-ultramaphic complex, northeaster Finland // Precambrian Res. 1987. V. 35, p. 313–341.

10. Krill A.G., Bergh S., Lindahl I. et al. U-Pb and Sm-Nd isotopic datas from Precambrian rocks of Finnmark // Bull. Nor. Geol. Unders. 1985. V. 403, p. 37–54.