

УДК 55 : 552 : 551.2 : 553.061.12 : 553.067(470.21)

Особенности геологии и геохимии вулканитов Южнопеченгской структурно-формационной зоны

П.К. Скуфьин, Д.В. Елизаров, В.А. Жавков

Геологический институт КНЦ РАН

Аннотация. В статье рассматриваются вопросы геологии и геохимии Южнопеченгской структурно-формационной зоны. Для южнопеченгского магматизма характерна определенная унаследованность состава, что проявляется в наследовании базальтоидами калевия (брагинская свита) петрохимических особенностей вулканитов Северной зоны. Полученная Sm-Nd изохрона южнопеченгских пикритов (1894 ± 40 млн лет) датирует начало вепсийского времени в Южнопеченгской зоне, а Rb-Sr изохрона (1260 ± 73 млн лет) – возраст среднерифейских термальных событий.

Abstract. The problems of geology and geochemistry of the Southern Pechenga structural zone have been presented in the paper. The certain composition inheritance is typical for the Southern Pechenga magmatism, that is manifested in the inheritance petrochemical signs in Kalevian basalts (Bragino Suite) as compared with the Northern Pechenga basalts. The received Sm-Nd isochron of the Southern Pechenga picrites (1894 ± 40 Ma) dates the beginning of the Vepsian in the Southern Pechenga zone, and the Rb-Sr isochron (1260 ± 73 Ma) – the age of the Middle Riphean thermal events in this area.

Ключевые слова: геохимия, петрография, палеовулканология, изотопный возраст, протерозой, Кольский полуостров, Печенгская структура

Key words: geochemistry, petrography, palaeovolcanology, isotope age, proterozoic, Kola Peninsula, Pechenga structure

1. Введение

Рифтогенная Печенгская структура представляет собой фрагмент палеопротерозойского Полмак-Печенгско-Варзугского зеленокаменного пояса (ПВП), развивавшегося на протяжении 2550-1700 млн лет на гетерогенном верхнеархейском фундаменте. Печенгская структура относится к числу хорошо изученных геологических объектов (*Загородный и др.*, 1964; *Предовский и др.*, 1974; *Скуфьин*, 1993; 1998 и др.). Морфологически это синклиниорий субизометричной формы (рис. 1), северная часть которого является фрагментом раннепротерозойской вулcano-тектонической палеодепрессии, заполненной породами северопеченгского комплекса мощностью до 11 км (период формирования 2550-1940 млн лет). Юго-западная часть палеодепрессии рассечена сублинейным прогибом, сформированным породами южнопеченгского комплекса мощностью около 5 км (возраст 1940-1700 млн лет) (*Скуфьин*, 1998). Вулканогенные и туфогенно-осадочные породы южнопеченгского комплекса локализованы в рамках протяженной, но сравнительно узкой Южнопеченгской структурно-формационной зоны, к ядерной части которой приурочена локальная Пороярвинская троговая структура шириной 1-7 км, ограниченная по флангам крутопадающими разрывными нарушениями (рис. 1). На северо-востоке южнопеченгские породы контактируют с базальтами северопеченгского комплекса, в то время как юго-восточный контакт представлен несколькими фестончатыми отрезками, повторяющими контуры синкинематических диорит-плагитогранитных куполов каскельярского гранитоидного комплекса с возрастом около 1940 млн лет (*Ветрин*, 1988; *Скуфьин и др.*, 2000). Разрез пород северопеченгского комплекса представлен четырьмя надгоризонтами – сариолием, нижним и верхним ятулием и людиковием. Разрез пород южнопеченгского комплекса представлен двумя надгоризонтами – калевием (каллоярская и брагинская туфогенно-осадочные свиты) и вепсием (каплинская и менельская вулканогенные свиты, а также кассейюкская туфогенно-осадочная свита). В заключительный калевийско-вепсийский цикл развития ПВП значительная часть Северопеченгской вулcano-тектонической палеодепрессии подверглась интенсивным деформациям, орогенному воздыманию и эрозии. При этом южная половина структуры была практически полностью переработана в результате интенсивных тектонических подвижек, складчатости, метаморфизма, гранитизации и гранитного магматизма. В южной части структуры сохранились лишь фрагменты раннекарельских образований так называемого "Южного крыла Печенги", представляющих собой относительно автономные фрагменты синклиналиных структур, сложенных вулканитами верхних свит северопеченгского комплекса, и зажатых в интерстициях синвулканических гранитоидных массивов в южном обрамлении Печенгской структуры (рис. 1). Таким образом, в структурном отношении Печенгская структура разделяется на Северную и Южную структурно-формационные зоны, имеющие различный характер складчатых структур: моноклинально-брахиформный для Северной и изоклинально-складчатый для Южной зон

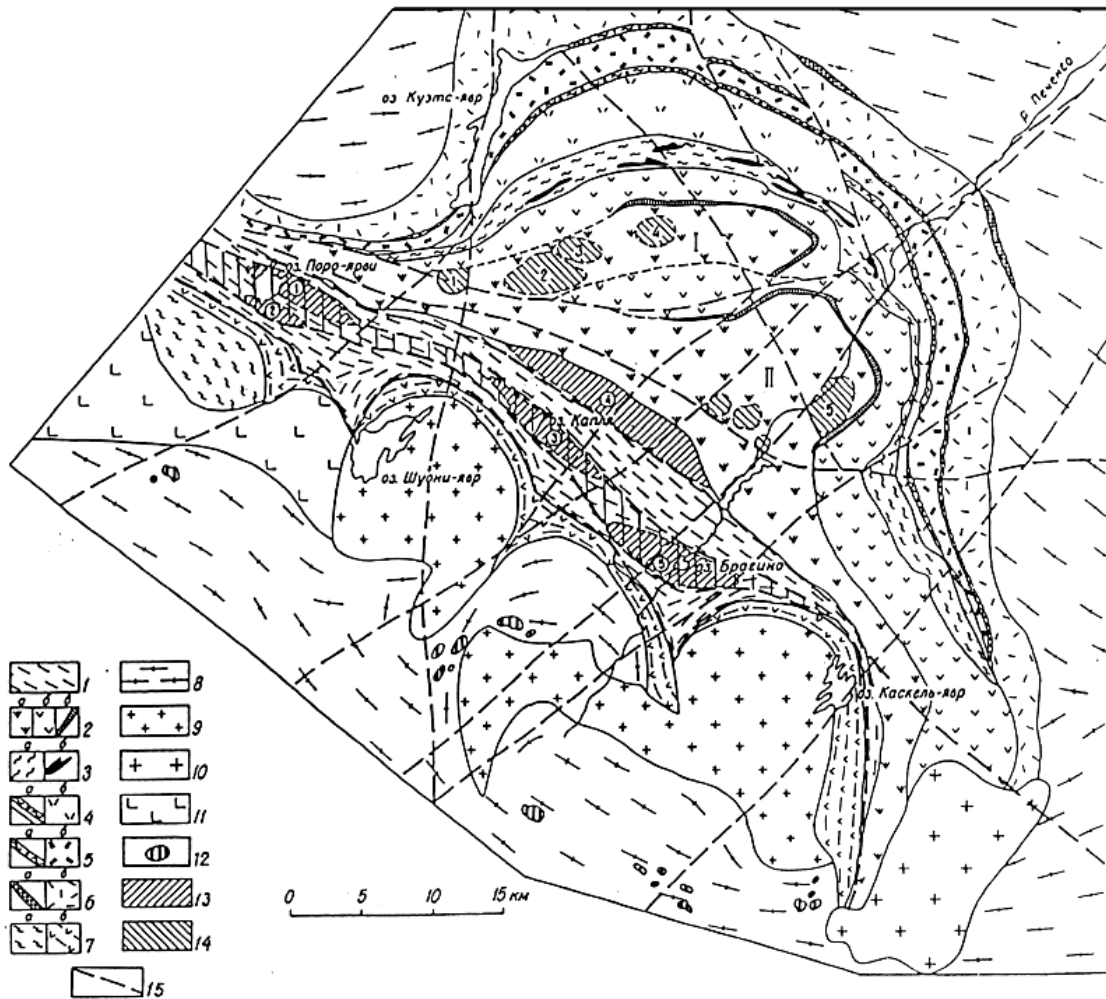


Рис. 1. Схематическая геологическая карта Печенгской структуры. Условные обозначения:

1 – породы южнопеченгского комплекса (1940-1700 млн лет); 2-6: породы северопеченгского комплекса (2500-1905 млн лет): 2 – породы IV осадочной и вулканогенной свит (1980±34 млн лет): а – лавы базальтового, реже пикритового состава; б – лавы базальтового состава; в – лавы и туфы кислого состава; 3 – продуктивная свита: а – осадочные породы; б – породы габбро-верлитовой ассоциации; 4 – породы III осадочной и вулканогенной свит (2114±52 млн лет): а – осадки, б – вулканиты; 5 – породы II осадочной и вулканогенной свит (2214±54 млн лет): а – осадки, б – вулканиты; 6 – породы I осадочной и вулканогенной свит (2324±28 млн лет): а – осадки, б – вулканиты; 7 – породы неясного стратиграфического положения: а – гнейсо-сланцы, б – сланцеватые амфиболиты; 8 – гнейсо-граниты архейского фундамента; 9 – граниты Каскельяврского и Шуонияврского массивов (1939-1940 млн лет); 10 – микроклиновые граниты лицко-арагубского комплекса (1840 млн лет); 11 – габброиды каскамско-шуортинского комплекса; 12 – интрузии Аллареченского комплекса; 13 – локальные вулканические центры в Южнопеченгской структуре: 1 – Северопороярвинский, 2 – Южнопороярвинский, 3 – Каплинский, 4 – Порьяташский, 5 – Брагинский. 14 – локальные вулканические центры в Северопеченгской зоне: 1 – Шуонийокский, 2 – Камагайокский, 3 – Форельноозерский, 4 – Соваярвинский, 5 – Матертский. 15 – дизъюнктивные нарушения. I – Северная мульда, II – Южная мульда. Вертикальной штриховкой отмечен Пороярвинский приразломный троговый прогиб, контролировавший локализацию автономных вулканочентров в Южнопеченгской зоне.

(Сейсмогеологическая модель..., 1997). В пределах Южной зоны, в свою очередь, выделяются две подзоны – Пороярвинская и Шуони-Каскельяврская (Загородный, Радченко, 1988). В пределах Пороярвинской подзоны развита система продольных крутых изоклиальных складок, опрокинутых на северо-восток и осложненных поперечными перегибами. Шуони-Каскельяврская подзона характеризуется купольно-блоковым строением и включает в себя Шуонияврский, Каскельяврский и другие купола каскельяврского комплекса, сложенные породами серии плагиограниты-гранодиориты-диориты. Строение Южной зоны определяется многочисленными пологопадающими надвигами и крутопадающими взбросами (Сейсмогеологическая модель..., 1997). Границы более ранних надвигов были смяты в крупные складки, а затем срезаны и частично перекрыты поверхностями поздних

надвигов; в результате фрагменты купольных структур, срезанные пологим надвигом, оказались надвинутыми на структурно-вещественный комплекс Южной зоны.

Геологическое строение Южнопеченгской структурно-формационной зоны является до настоящего времени предметом острых дискуссий. В 60-70-ые годы обозначились три основных модели ее строения. *Н.А. Курылева* (1948), а затем *А.А. Предовский* (1974) и другие объединяли породы Южной зоны в осадочно-вулканогенную толщу, более молодую, чем толщи Северной зоны. В то же время *В.Г. Загородный, Д.Д. Мирская, С.Н. Сулова* (1964) в пределах Южной зоны выделили несколько толщ, каждая из которых коррелировалась со свитами Северной зоны, и тем самым предполагалось существование южного крыла Печенгской структуры. И, наконец, *М.А. Гилярова* (1967) и *Э.А. Поляк* (1968) породы Южной зоны относили к тундровой серии, подстилающей породы печенгской серии. Такой разнотипной гипотез обусловлен различными причинами и, прежде всего, плохой обнаженностью, сложно-складчатым строением и резкими различиями в метаморфизме пород.

В вопросах стратиграфии и геологии Южной структурно-формационной зоны авторы вынуждены о некоторых вопросах говорить в постановочном и предположительном плане. В свое время (*Скуфьин*, 1998) было установлено, что в состав комплекса входят супракрустальные породы калевийского (каллояврская и брагинская свиты) и вепсийского (менельская, каплинская и кассейокская свиты) надгоризонтов. При этом возрастные рамки калевия-вепсия авторы принимают в русле представлений *Ю.А. Балашова* (1996) – 1940-1700 млн лет; однако указанную Ю.А. Балашовым границу калевия и вепсия – 1770 млн лет авторы считают слишком "омоложенной". Видимо, начало вепсийского времени зафиксировано или возрастом заложения приразломного Пороярвинского трогового прогиба (1865-1855 млн лет), или возрастом заложения "межгорного" прогиба кассейокского времени, заполненного молассоидными породами кассейокской свиты. В данном случае авторы несколько условно считают вепсийскими супракрустальные породы менельской и каплинской свит, являющиеся комплексом заполнения Пороярвинского трогового прогиба. По данным *Ю.А. Балашова* (1996), Rb-Sr возраст пикритов менельской свиты составляет 1865 ± 58 млн лет, а андезитов каплинской свиты – 1855 ± 54 млн лет.

2. Основные черты геологии калевия и вепсия Печенгской структуры

Разрез вулканогенно-осадочных пород южнопеченгского комплекса сформирован породами калевия (каллояврская туфогенно-осадочная и брагинская вулканогенно-осадочная свиты) и вепсия (менельская и каплинская вулканогенные свиты и кассейокская туфогенно-осадочная свита). Большинство геологов за геологическую границу между Северной и Южной структурно-формационными зонами принимают плоскость Порыташского разлома, которая совпадает с границей каллояврской и перекрывающей ее брагинской свит, пересекает эрозионную поверхность южнее экстррузивных тел горы Порыташ и падает, судя по геофизическим данным, на юг под углами $50-60^\circ$. В пределах зоны влияния этого разлома залегают туфогенно-осадочные породы каллояврской свиты, а к югу от нее – осадочно-вулканогенные породы брагинской свиты. Вдоль протяженной троговой структуры молодого вепсийского Пороярвинского приразломного прогиба, секущего структуры калевия, формировались автономные вулканические центры (ВЦ) вепсия с преимущественным развитием в каждом из них вулканитов или андезитовой, или пикритоидной ветвей бимодального вулканизма. С запада на восток в пределах Пороярвинского прогиба можно выделить (рис. 1): Северопороярвинский вулканокентр (СПВЦ), разрез которого представлен лавами и пирокластолитами андезитового состава каплинской свиты; Южнопороярвинский вулканокентр (ЮПВЦ), сложенный субщелочными базальтами, Mg-андезибазальтами и Mg-андезитами каплинской свиты; Каплинский вулканокентр (КВЦ), сложенный экстррузивными туфолавами андезидацитового состава, а также лавами и пирокластолитами андезибазальтового и андезитового состава каплинской свиты; Пороярвинский вулканокентр (ПорВЦ), сложенный серией кулисообразно расположенных линзовидных экстррузивных тел дацитового и дацитриолитового состава и, наконец, Брагинский вулканокентр (БВЦ), сложенный базальтами, пикробазальтами и пикритами менельской свиты. Кроме того, уже на норвежской территории, к западу от оз. Пороярви расположен Пасвикский вулканокентр (ПВЦ), сложенный, в основном, пикробазальтами и пикритами менельской свиты. Рассмотрим особенности геологии всех свит южнопеченгского комплекса (снизу вверх).

Каллояврская свита. Нижняя часть разреза калевия южнопеченгского комплекса сложена туфогенно-осадочными породами каллояврской свиты, которые, судя по контактам, вскрытым горными выработками, перекрывают толеитовые базальты матертской (IV BC) свиты северопеченгского комплекса. Непосредственно в основании свиты залегает маломощная (20 м) пачка туфов, туфопесчаников и туфогравелитов андезитового состава, которые вверх по разрезу последовательно сменяются пачками ритмичнослоистых углеродистых сланцев, силицитов и карбонат-содержащих филлитов (450 м), серицитовых и серицит-карбонатных сланцев (700 м), туфопесчаников и филлитов (200 м) и, наконец, серицит-углеродистых и углеродисто-карбонатных сланцев (450 м). Примечательной

чертой пород калляврской свиты является постоянное участие андезитоидного вулканизма в формировании её разреза, а также наличие отдельных покровов базальтов и пикробазальтов по всему разрезу. Все породы свиты подверглись интенсивному рассланцеванию и перекристаллизации. Однако изредка можно встретить и нерассланцованные туфы андезитового состава. Андезиты калляврской свиты обогащены алюминием и щелочами, особенно калием, и относятся к кварц- и гиперстен-нормативным разновидностям. Кроме того, в разрезе свиты выделяются согласные и субсогласные тела так называемых Порьиташских субвулканических экструзивных андезидацитов и дацитов мощностью до нескольких сот метров. В экзоконтактах некоторых интрузивных тел, обвальцованных при милонитизации, наблюдаются углеродисто-серицитовые сланцы с реликтами порфирировых структур порьиташских экструзивов. Не исключено, что некоторые углеродисто-серицитовые сланцы предположительно туфогенно-осадочного происхождения могут оказаться ультрамилонитами-филлонитами по порьиташским экструзивам. На петрохимической диаграмме Кокса (рис. 2) андезитоидные породы калляврской свиты попадают в поле трахиандезитов, в то время как андезидациты и дациты Порьиташских интрузий – в поле дацитов. На диаграммах для фельзических вулканитов Южной зоны (рис. 5) порьиташские породы формируют на диаграмме AFM (рис. 5/I) поле андезидацитов и дацитов, обогащенных суммарным железом, и поле риолитов, обогащенных щелочами. На диаграмме Енсена (*Jensen*, 1976) эти породы попадают в поля андезитов, дацитов и риолитов (рис. 5/II).

Брагинская свита. В центральной части Южной зоны раннекалевийские туфогенно-осадочные породы калляврской свиты с тектоническим контактом перекрываются толщей вулканитов мощностью до 500 м, относящейся к брагинской свите и сложенной достаточно мощными покровами массивных и шаровых лав базальтового, ферробазальтового и пикробазальтового составов, силлами габбро-долеритов и пластами лавобрекчий, гиадокластитов и туфосланцев. Ранее вулканогенная толща относилась к самостоятельной стратиграфической единице и имела название – ансемйокская толща. В северо-западном направлении толща прослеживается до оз. Пороярви и выклинивается к западу от него. В юго-восточном направлении толща полностью выклинивается восточнее р. Печенги. Выделение ансемйокской толщи в ранг самостоятельной свиты нецелесообразно, поскольку лавовые покровы и силлы базальтового, ферробазальтового и пикробазальтового составов встречаются в разрезе всей брагинской свиты. В разрезе свиты осадочные породы играют подчиненную роль, по сравнению с вулканогенными, которые представлены преимущественно туфами андезитового, базальтового и пикробазальтового состава, а также многочисленными субсогласными телами гранофировых андезибазальтов и покровами базальтов, ферробазальтов, магнезиальных базальтов и пикробазальтов. Максимальную мощность (2.5 км) свита имеет в районе оз. Брагино. На флангах мощность её сокращается до 0.7-1.0 км на юго-востоке и до 0.4 км на северо-западе. На основании изучения петрографических, минералогических и текстурных особенностей среди туфогенно-осадочных пород свиты выделены: а) хлорит-карбонатные и биотит-хлорит-карбонатные сланцы (метатуфы среднего состава); б) хлорит-карбонатные и тремолит-хлорит-карбонатные сланцы (метатуфы пикробазальтового состава); в) углеродисто-карбонатные, углеродисто-хлоритовые и серицит-хлоритовые сланцы (метатуффиты); г) разнообразные углеродистые и углеродисто-серицитовые сланцы (метаосадки с незначительной примесью туфогенного материала). Соотношение пород различного состава резко меняется по простиранию свиты. Так, в районе, расположенном к юго-востоку от оз. Пороярви, преобладают измененные пирокластические образования андезитового состава. В районе оз. Капля наблюдается равное соотношение между метатуфами и метатуффитами, а среди метатуфов заметную роль играют измененные базальтовые и пикробазальтовые разновидности. В районе оз. Брагино основную часть разреза занимают метаосадочные серицитсодержащие сланцы.

В целом вулканизм этого уровня производит достаточно пестрое впечатление и воспринимается как пример пространственного совмещения и своеобразной интерференции отдельных генетически автономных групп вулканитов разных сериальных типов. В табл. 1 приведены химические анализы вулканитов брагинской свиты. На петрохимической диаграмме Кокса (рис. 2) эти породы попадают в поля мелафировых базальтов, толеитовых базальтов, андезибазальтов и андезитов. При использовании петрохимических диаграмм проявляется автономность отдельных групп вулканитов брагинской свиты. Так, на диаграммах AFM, Пирса и Маллена (рис. 3/I,II,III) отчетливо обособляется поле базальтов, Mg-базальтов и пикробазальтов, а также поле ферробазальтов и титанистых ферробазальтов, обычно наблюдающихся в виде интрузивных даек габбро-долеритов и гранофировых долеритов. В то же время гранофировые андезибазальты и андезиты брагинской свиты на диаграммах для фельзических вулканитов Южной зоны (рис. 5) формируют на диаграмме AFM (рис. 5/I) компактное поле пород, обогащенных суммарным железом, а на диаграмме Енсена (*Jensen*, 1976) эти породы попадают в поле ферробазальтов толеитовой серии (рис. 5/II). На диаграмме Th - Hf/3 - Ta фигуративные точки брагинских вулканитов попадают в поля D (окраинноплитные базальты) и B (внутриплитные толеиты – E-тип MORB).

Таблица 1. Содержание главных, рудных и рассеянных элементов в вулканитах южнопеченгского комплекса (мас. %, ppm)

| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 | 13 | 14 | 15 | 16 | 17 |
|--------------------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|--------|-------|-------|
| SiO ₂ | 61.98 | 55.21 | 48.74 | 47.52 | 47.81 | 49.66 | 48.58 | 46.49 | 48.08 | 44.51 | 44.52 | 49.18 | 45.67 | 49.63 | 50.02 | 44.98 | 44.19 |
| TiO ₂ | 1.27 | 1.18 | 0.62 | 2.23 | 2.21 | 2.37 | 2.42 | 2.13 | 2.02 | 1.85 | 1.51 | 1.28 | 1.09 | 1.57 | 0.44 | 1.38 | 1.32 |
| Al ₂ O ₃ | 12.69 | 12.97 | 14.06 | 9.89 | 9.39 | 11.25 | 12.12 | 11.15 | 5.09 | 7.29 | 8.35 | 4.85 | 6.98 | 4.22 | 5.44 | 12.70 | 10.95 |
| Fe ₂ O ₃ | 3.33 | 6.42 | 4.64 | 3.67 | 2.75 | 2.80 | 4.48 | 3.43 | 3.15 | 2.90 | 3.40 | 1.11 | 2.57 | 2.61 | 2.41 | 4.44 | 3.68 |
| FeO | 6.11 | 6.80 | 4.83 | 10.05 | 10.70 | 9.66 | 9.08 | 8.10 | 9.17 | 9.71 | 9.24 | 10.21 | 9.76 | 7.97 | 8.87 | 9.21 | 9.90 |
| MnO | 0.22 | 0.23 | 0.15 | 0.15 | 0.15 | 0.19 | 0.14 | 0.19 | 0.15 | 0.19 | 0.16 | 0.12 | 0.19 | 0.16 | 0.17 | 0.20 | 0.16 |
| MgO | 2.20 | 2.88 | 9.47 | 12.75 | 13.06 | 6.64 | 6.59 | 8.21 | 18.09 | 18.02 | 18.42 | 19.37 | 18.40 | 18.94 | 18.69 | 9.29 | 11.45 |
| CaO | 3.32 | 4.18 | 10.90 | 4.33 | 4.60 | 8.13 | 6.36 | 7.24 | 8.91 | 7.89 | 6.94 | 7.51 | 7.68 | 8.95 | 9.07 | 8.74 | 8.31 |
| Na ₂ O | 4.33 | 3.79 | 2.00 | 2.45 | 2.09 | 4.63 | 5.06 | 3.01 | 0.62 | 0.49 | 0.38 | 0.42 | 0.65 | 0.33 | 0.39 | 2.79 | 2.04 |
| K ₂ O | 0.17 | 0.04 | 0.08 | 0.17 | 0.15 | 0.11 | 0.07 | 0.92 | 0.04 | 0.03 | 0.03 | 0.03 | 0.05 | 0.03 | 0.04 | 0.09 | 0.09 |
| H ₂ O ⁻ | 0.29 | 0.33 | 0.38 | 0.45 | 0.28 | 0.29 | 0.36 | 0.30 | 0.19 | 0.15 | 0.16 | 0.25 | 0.32 | 0.28 | 0.25 | 0.40 | 0.40 |
| H ₂ O ⁺ | 2.61 | 3.61 | 3.80 | 4.89 | 5.18 | 1.70 | 2.08 | 3.09 | 4.06 | 5.29 | 6.08 | 4.85 | 5.81 | 3.57 | 3.98 | 4.27 | 5.29 |
| P ₂ O ₅ | 0.43 | 0.34 | 0.06 | 0.18 | 0.19 | 0.24 | 0.21 | 0.20 | 0.20 | 0.12 | 0.08 | 0.11 | 0.10 | 0.08 | 0.07 | 0.18 | 0.13 |
| CO ₂ | 0.57 | 1.65 | 0.23 | 1.21 | 1.27 | 1.88 | 1.82 | 5.24 | 0.12 | 1.07 | 0.45 | 0.19 | 0.47 | 1.11 | 0.23 | 1.02 | 1.79 |
| S _{общ} | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.05 | 0.04 | 0.27 | 0.52 | 0.01 | 0.04 | 0.08 | 0.06 | 0.14 | 0.17 | 0.14 | 0.04 | 0.00 | 0.00 |
| Сумма | 99.52 | 99.63 | 99.96 | 99.99 | 99.87 | 99.82 | 99.89 | 99.71 | 99.93 | 99.59 | 99.78 | 99.62 | 99.91 | 99.63 | 100.11 | 99.69 | 99.70 |
| Rb | 9 | 4 | 9 | 13 | 20 | 4 | 4 | 1 | 1 | 1 | 3 | 0.5 | 5 | 4 | 3 | 0.5 | 0.5 |
| Sr | 212 | 220 | 84 | 83 | 74 | 73 | 109 | 109 | 78 | 70 | 82 | 49 | 69 | 54 | 50 | 86 | 131 |
| Ba | 267 | 46 | 42 | 53 | 39 | 30 | 44 | 48 | 12 | 12 | 29 | 34 | 16 | 22 | 9 | 42 | 51 |
| Th | 0.93 | 0.58 | 0.13 | 1.14 | 0.95 | 0.98 | 2.06 | 1.04 | 0.61 | 0.74 | 0.58 | 0.29 | 0.32 | 0.67 | 0.84 | 1.26 | 1.32 |
| Sc | 26.2 | 30.0 | 47.1 | 30.2 | 31.8 | 35.3 | 36.1 | 32.4 | 25.3 | 29.5 | 23.3 | 24.4 | 28.6 | 26.9 | 19.9 | 32.3 | 35.1 |
| Zr | 109 | 86 | 34 | 151 | 150 | 149 | 158 | 158 | 65 | 68 | 60 | 83 | 61 | 100 | 48 | 76 | 107 |
| U | 0.54 | 0.23 | 0.13 | 0.27 | 0.21 | 0.53 | 0.37 | 0.16 | 0.14 | 0.16 | 0.14 | 0.24 | 0.15 | 0.12 | 0.15 | 0.28 | 0.20 |
| Ta | 0.15 | 0.09 | 0.12 | 0.76 | 0.92 | 0.69 | 1.00 | 0.66 | 0.14 | 0.66 | 0.81 | 0.77 | 0.57 | 0.78 | 0.13 | 0.73 | 0.69 |
| V | 10 | 83 | 290 | 300 | 330 | 410 | 450 | 450 | 250 | 280 | 250 | 210 | 240 | 190 | 160 | 310 | 260 |
| Cr | 12 | 16 | 419 | 1079 | 1040 | 160 | 180 | 441 | 1442 | 1700 | 1766 | 1290 | 2295 | 960 | 2100 | 738 | 839 |
| Cu | 12 | 12 | 120 | 120 | 65 | 8 | 210 | 210 | 8 | 8 | 16 | 6 | 140 | 3 | 6 | 130 | 200 |
| Zn | 126 | 140 | 79 | 177 | 161 | 140 | 116 | 97 | 109 | 120 | 118 | 114 | 102 | 110 | 48 | 212 | 109 |
| Ni | 6 | 21 | 171 | 562 | 413 | 74 | 35 | 148 | 903 | 1400 | 980 | 757 | 1077 | 660 | 1200 | 343 | 390 |
| Co | 10 | 14 | 36 | 67 | 65 | 45 | 47 | 49 | 74 | 100 | 75 | 66 | 111 | 60 | 110 | 65 | 59 |
| Hf | 2.41 | 1.75 | 0.72 | 3.67 | 3.30 | 3.24 | 3.16 | 2.92 | 1.79 | 2.58 | 2.27 | 1.87 | 1.25 | 2.34 | 1.09 | 2.02 | 1.85 |
| La | 11 | 7 | 3 | 8 | 9 | 9 | 12 | 11 | 4 | 8 | 5 | 3 | 4 | 8 | 4 | 13 | 13 |
| Ce | 23 | 17 | 5 | 22 | 24 | 28 | 31 | 29 | 15 | 21 | 13 | 9 | 12 | 22 | 10 | 29 | 29 |
| Nd | 15 | 13 | 5 | 13 | 14 | 18 | 20 | 19 | 9 | 13 | 10 | 7 | 5 | 15 | 5 | 16 | 18 |
| Sm | 5.36 | 4.19 | 1.61 | 3.48 | 3.76 | 4.63 | 5.05 | 4.70 | 3.67 | 3.61 | 2.88 | 2.85 | 2.29 | 3.53 | 1.54 | 3.52 | 3.47 |
| Eu | 1.73 | 1.59 | 0.28 | 1.20 | 1.12 | 1.64 | 1.61 | 1.20 | 0.78 | 0.92 | 0.76 | 0.84 | 0.74 | 0.79 | 0.44 | 1.09 | 1.32 |
| Tb | 1.17 | 0.89 | 0.49 | 0.71 | 0.58 | 0.66 | 0.73 | 0.54 | 0.54 | 0.50 | 0.35 | 0.57 | 0.38 | 0.48 | 0.24 | 0.67 | 0.51 |
| Yb | 5.19 | 4.19 | 1.66 | 1.39 | 1.36 | 2.06 | 1.95 | 1.49 | 1.27 | 1.31 | 1.01 | 1.00 | 0.87 | 1.11 | 0.68 | 1.60 | 1.30 |
| Lu | 0.79 | 0.67 | 0.25 | 0.20 | 0.22 | 0.21 | 0.26 | 0.17 | 0.18 | 0.23 | 0.14 | 0.16 | 0.12 | 0.16 | 0.10 | 0.27 | 0.19 |

Продолжение табл. 1

| | 18 | 19 | 20 | 21 | 22 | 23 | 24 | 25 | 26 | 27 | 28 | 29 | 30 | 31 | 32 | 33 | 34 |
|--------------------------------|-------|-------|-------|--------|-------|-------|-------|--------|-------|-------|-------|--------|-------|-------|-------|-------|-------|
| SiO ₂ | 39.41 | 58.38 | 60.91 | 61.62 | 59.99 | 74.79 | 53.43 | 54.43 | 51.40 | 52.41 | 60.54 | 50.42 | 66.11 | 50.51 | 68.42 | 69.42 | 66.72 |
| TiO ₂ | 1.38 | 0.80 | 0.57 | 0.75 | 0.81 | 0.50 | 0.74 | 0.78 | 0.82 | 0.84 | 0.68 | 0.73 | 0.79 | 1.05 | 0.16 | 0.22 | 0.26 |
| Al ₂ O ₃ | 6.20 | 14.54 | 14.85 | 14.37 | 13.67 | 12.28 | 11.65 | 13.70 | 12.30 | 13.94 | 14.23 | 16.49 | 13.32 | 12.81 | 15.82 | 16.42 | 17.87 |
| Fe ₂ O ₃ | 2.69 | 1.24 | 0.63 | 1.25 | 1.51 | 0.18 | 1.53 | 1.54 | 2.01 | 2.07 | 0.99 | 2.48 | 1.84 | 6.35 | 0.33 | 0.00 | 0.00 |
| FeO | 8.24 | 5.72 | 4.31 | 4.49 | 4.79 | 1.76 | 6.49 | 6.62 | 6.93 | 5.82 | 4.27 | 6.61 | 2.27 | 8.89 | 1.48 | 0.91 | 1.41 |
| MnO | 0.13 | 0.09 | 0.08 | 0.10 | 0.10 | 0.03 | 0.13 | 0.12 | 0.17 | 0.21 | 0.10 | 0.15 | 0.07 | 0.22 | 0.02 | 0.03 | 0.02 |
| MgO | 17.21 | 4.50 | 3.90 | 3.41 | 4.43 | 0.86 | 12.21 | 7.18 | 10.28 | 4.61 | 3.22 | 6.76 | 1.83 | 5.45 | 0.51 | 0.47 | 0.84 |
| CaO | 6.82 | 5.41 | 3.36 | 4.97 | 5.27 | 1.74 | 6.00 | 8.01 | 7.95 | 9.85 | 6.87 | 8.52 | 5.01 | 8.49 | 2.82 | 1.34 | 0.52 |
| Na ₂ O | 0.02 | 4.24 | 6.82 | 3.58 | 4.03 | 4.44 | 1.63 | 2.37 | 1.92 | 2.98 | 4.52 | 3.31 | 5.86 | 1.76 | 5.63 | 9.00 | 10.86 |
| K ₂ O | 0.03 | 2.65 | 1.66 | 3.32 | 2.53 | 1.64 | 1.22 | 1.90 | 2.59 | 1.78 | 1.20 | 1.23 | 0.50 | 0.50 | 2.29 | 0.20 | 0.04 |
| H ₂ O ⁻ | 0.53 | 0.00 | 0.22 | 0.04 | 0.02 | 0.00 | 0.06 | 0.08 | 0.07 | 0.00 | 0.03 | 0.02 | 0.25 | 0.46 | 0.16 | 0.00 | 0.11 |
| H ₂ O ⁺ | 6.03 | 1.85 | 2.20 | 1.56 | 1.56 | 1.23 | 3.95 | 1.78 | 2.83 | 1.96 | 1.42 | 2.39 | 0.99 | 2.89 | 1.09 | 0.97 | 0.51 |
| P ₂ O ₅ | 0.10 | 0.25 | 0.14 | 0.25 | 0.29 | 0.09 | 0.41 | 0.24 | 0.32 | 0.24 | 0.20 | 0.18 | 0.23 | 0.07 | 0.08 | 0.09 | 0.10 |
| CO ₂ | 1.12 | 0.14 | 0.16 | 0.37 | 0.63 | 0.22 | 0.29 | 1.26 | 0.25 | 2.84 | 1.47 | 0.22 | 0.49 | 0.02 | 0.74 | 0.46 | 0.34 |
| S _{общ} | 0.00 | 0.01 | 0.01 | 0.00 | 0.09 | 0.02 | 0.00 | 0.14 | 0.00 | 0.03 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.01 | 0.08 | 0.06 |
| Сумма | 99.91 | 99.82 | 99.82 | 100.08 | 99.72 | 99.78 | 99.74 | 100.15 | 99.84 | 99.58 | 99.74 | 100.51 | 99.56 | 99.47 | 99.56 | 99.61 | 99.66 |
| Rb | 4 | 98 | 62 | 101 | 71 | 39 | 21 | 38 | 59 | 61 | 39 | 39 | 6 | 17 | 56 | 4 | 3 |
| Sr | 84 | 662 | 373 | 562 | 522 | 371 | 117 | 750 | 354 | 469 | 419 | 533 | 180 | 180 | 669 | 510 | 113 |
| Ba | 19 | 1030 | 516 | 1052 | 1165 | 840 | 800 | 370 | 1559 | 653 | 570 | 660 | 124 | 251 | 752 | 310 | 20 |
| Th | 0.91 | 19.50 | 13.87 | 20.55 | 16.69 | 8.50 | 12.00 | 6.20 | 18.95 | 9.47 | н.оп. | н.оп. | 16.45 | 1.58 | 3.26 | 4.99 | 3.50 |
| Sc | 22.2 | 16.0 | 9.4 | 14.3 | 16.1 | 4.9 | 20.0 | 19.0 | 30.8 | 28.7 | н.оп. | н.оп. | 16.0 | 41.6 | 1.5 | 1.8 | 1.6 |
| Zr | 34 | 333 | 288 | 311 | 284 | 257 | 206 | 141 | 140 | 125 | 139 | 116 | 59 | 59 | 173 | 134 | 134 |
| U | 0.22 | 4.28 | 3.38 | 4.67 | 3.79 | 2.80 | 2.00 | 2.90 | 3.26 | 3.06 | н.оп. | н.оп. | 3.45 | 0.63 | 1.23 | 1.28 | 1.25 |
| Ta | 0.63 | 1.11 | 0.89 | 0.65 | 0.71 | 1.00 | 0.50 | 0.40 | 0.51 | 0.46 | н.оп. | н.оп. | 1.02 | 0.79 | 0.32 | 0.53 | 0.42 |
| V | 200 | 130 | 70 | 120 | 130 | 68 | 190 | 240 | 250 | 250 | 180 | 230 | 140 | 420 | 15 | 10 | 10 |
| Cr | 1268 | 207 | 147 | 175 | 193 | 77 | 780 | 290 | 788 | 240 | 270 | 310 | 186 | 193 | 6 | 65 | 29 |
| Cu | 24 | 75 | 10 | 80 | 80 | 72 | 5 | 110 | 64 | 100 | 72 | 82 | 141 | 60 | 11 | 16 | 16 |
| Zn | 110 | 98 | 77 | 111 | 110 | 35 | 110 | 96 | 103 | 113 | 60 | 72 | 61 | 96 | 38 | 72 | 50 |
| Ni | 817 | 48 | 61 | 121 | 56 | 45 | 170 | 73 | 70 | 42 | 53 | 67 | 20 | 63 | 19 | 42 | 22 |
| Co | 74 | 25 | 16 | 19 | 23 | 4 | 26 | 20 | 39 | 29 | 23 | 34 | 11 | 48 | 4 | 4 | 8 |
| Hf | 1.57 | 7.60 | 6.45 | 6.61 | 6.36 | 5.10 | 3.30 | 2.30 | 3.02 | 3.07 | н.оп. | н.оп. | 5.89 | 1.94 | 3.09 | 3.11 | 3.11 |
| La | 9 | 65 | 37 | 60 | 58 | 24 | 30 | 26 | 70 | 32 | 40 | 37 | 56 | 33 | 16 | 20 | 23 |
| Ce | 22 | 135 | 77 | 126 | 124 | 46 | 62 | 51 | 142 | 69 | 82 | 66 | 116 | 45 | 32 | 39 | 45 |
| Nd | 12 | 54 | 26 | 44 | 46 | 18 | 25 | 23 | 53 | 31 | 41 | 29 | 45 | 18 | 12 | 15 | 16 |
| Sm | 2.60 | 10.11 | 5.10 | 8.65 | 9.04 | 3.40 | 5.20 | 4.80 | 9.85 | 6.03 | 8.10 | 5.50 | 8.19 | 5.16 | 1.95 | 2.29 | 2.70 |
| Eu | 0.99 | 2.16 | 1.07 | 1.88 | 2.19 | 0.72 | 0.99 | 1.16 | 2.05 | 1.38 | 1.41 | 1.40 | 1.71 | 1.18 | 0.53 | 0.65 | 0.91 |
| Tb | 0.36 | 1.17 | 0.55 | 0.83 | 0.77 | 0.50 | 0.60 | 0.60 | 0.71 | 0.71 | 0.70 | 0.60 | 0.98 | 0.67 | 0.17 | 0.22 | 0.52 |
| Yb | 0.75 | 3.32 | 2.55 | 3.54 | 3.05 | 1.29 | 1.23 | 1.35 | 2.02 | 2.19 | 1.60 | 1.63 | 2.98 | 2.51 | 0.40 | 0.62 | 0.63 |
| Lu | 0.13 | 0.49 | 0.38 | 0.43 | 0.45 | 0.18 | 0.19 | 0.20 | 0.29 | 0.35 | 0.30 | 0.24 | 0.41 | 0.34 | 0.08 | 0.09 | 0.09 |

Продолжение табл. 1

| | 35 | 36 | 37 | 38 | 39 | 40 | 41 | 42 | 43 | 44 | 45 | 46 | 47 | 48 | 49 | 50 |
|--------------------------------|-------|--------|-------|-------|-------|--------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| SiO ₂ | 91.19 | 92.42 | 91.98 | 88.69 | 51.70 | 51.06 | 52.33 | 41.20 | 50.12 | 63.33 | 63.44 | 62.62 | 66.91 | 63.40 | 67.99 | 71.00 |
| TiO ₂ | 0.25 | 0.03 | 0.00 | 0.00 | 1.39 | 1.30 | 1.19 | 2.03 | 1.45 | 0.88 | 0.87 | 0.97 | 0.78 | 0.91 | 0.71 | 0.45 |
| Al ₂ O ₃ | 1.52 | 0.51 | 0.48 | 0.43 | 13.81 | 13.09 | 13.19 | 10.29 | 13.28 | 13.91 | 13.87 | 13.98 | 12.81 | 14.00 | 12.04 | 11.02 |
| Fe ₂ O ₃ | 0.10 | 1.03 | 2.10 | 4.92 | 2.58 | 0.00 | 0.98 | 2.19 | 1.87 | 1.92 | 2.72 | 3.85 | 2.25 | 1.43 | 2.55 | 1.11 |
| FeO | 3.28 | 4.69 | 4.17 | 4.86 | 5.82 | 9.52 | 6.46 | 9.55 | 6.72 | 5.12 | 4.08 | 3.61 | 2.96 | 5.07 | 3.30 | 3.00 |
| MnO | 0.03 | 0.04 | 0.02 | 0.01 | 0.10 | 0.12 | 0.09 | 0.14 | 0.10 | 0.08 | 0.08 | 0.13 | 0.06 | 0.09 | 0.07 | 0.06 |
| MgO | 1.05 | 0.49 | 0.09 | 0.06 | 5.74 | 5.75 | 5.22 | 6.19 | 6.19 | 2.42 | 2.33 | 3.06 | 1.97 | 2.92 | 2.21 | 1.15 |
| CaO | 0.64 | 0.13 | 0.15 | 0.29 | 6.16 | 5.93 | 5.83 | 7.67 | 6.16 | 3.76 | 3.11 | 3.53 | 2.15 | 1.71 | 1.42 | 8.48 |
| Na ₂ O | 0.49 | 0.17 | 0.01 | 0.01 | 3.59 | 4.20 | 4.88 | 3.32 | 3.48 | 2.40 | 3.06 | 1.73 | 1.60 | 3.20 | 2.26 | 0.09 |
| K ₂ O | 0.11 | 0.18 | 0.01 | 0.01 | 2.44 | 0.04 | 2.96 | 2.62 | 3.56 | 3.15 | 2.87 | 3.18 | 5.66 | 3.60 | 4.48 | 1.85 |
| H ₂ O | 0.08 | 0.01 | 0.00 | 0.00 | 0.22 | 0.19 | 0.26 | 0.19 | 0.28 | 0.26 | 0.37 | 0.20 | 0.36 | 0.30 | 0.38 | 0.18 |
| H ₂ O ⁺ | 0.32 | 0.45 | 0.50 | 0.12 | 2.14 | 4.27 | 1.98 | 4.04 | 2.10 | 2.07 | 2.57 | 2.56 | 1.90 | 2.69 | 1.66 | 1.05 |
| P ₂ O ₅ | 0.02 | 0.02 | 0.02 | 0.02 | 0.79 | 0.43 | 0.74 | 0.17 | 0.11 | 0.20 | 0.20 | 0.23 | 0.19 | 0.19 | 0.21 | 0.12 |
| CO ₂ | 0.42 | 0.16 | 0.04 | 0.01 | 3.18 | 3.56 | 3.64 | 9.91 | 3.69 | 0.09 | 0.07 | 0.09 | 0.05 | 0.01 | 0.18 | 0.11 |
| S _{общ} | 0.05 | 0.02 | 0.07 | 0.00 | 0.07 | 0.54 | 0.06 | 0.00 | 0.37 | 0.05 | 0.10 | 0.04 | 0.02 | 0.00 | 0.10 | 0.02 |
| Сумма | 99.55 | 100.35 | 99.64 | 99.43 | 99.73 | 100.00 | 99.81 | 99.51 | 99.48 | 99.99 | 99.74 | 99.78 | 99.67 | 99.52 | 99.56 | 99.69 |
| Rb | 18 | 3 | 0.5 | 0.5 | 101 | 2 | 110 | 89 | 115 | 110 | 99 | 147 | 243 | 138 | 170 | 58 |
| Sr | 20 | 5 | 3 | 4 | 653 | 120 | 586 | 251 | 697 | 193 | 172 | 210 | 112 | 107 | 78 | 313 |
| Ba | 80 | 20 | 3 | 10 | 1462 | 380 | 1760 | 955 | 1462 | 533 | 506 | 924 | 1930 | 860 | 1006 | 480 |
| Th | 0.30 | 0.30 | 0.02 | 0.03 | 22.07 | 4.51 | 25.62 | 0.95 | 23.10 | 11.61 | 11.58 | 12.62 | 11.23 | 11.80 | 11.01 | 7.40 |
| Sc | 2.0 | 1.5 | 0.2 | 0.15 | 19.8 | н.оп. | 18.2 | 31.7 | 20.2 | 18.7 | 18.5 | 20.1 | 15.4 | 19.0 | 15.5 | 7.6 |
| Zr | 16 | 46 | 2 | 3 | 621 | 145 | 735 | 118 | 599 | 224 | 219 | 228 | 209 | 214 | 179 | 151 |
| U | 0.20 | 0.20 | 0.06 | 0.07 | 3.99 | 0.21 | 4.62 | 0.13 | 5.70 | 3.13 | 3.07 | 2.96 | 2.93 | 3.00 | 2.71 | 3.30 |
| Ta | 0.20 | 0.20 | 0.01 | 0.02 | 3.22 | 0.79 | 4.70 | 0.95 | 3.28 | 0.96 | 1.08 | 0.90 | 0.70 | 0.95 | 1.40 | 0.60 |
| V | 20 | 9.2 | 7 | 8.9 | 120 | 340 | 120 | 400 | 140 | 170 | 180 | 160 | 130 | 160 | 140 | 150 |
| Cr | 150 | 26 | 7 | 3.8 | 206 | 220 | 210 | 320 | 180 | 77 | 72 | 89 | 62 | 60 | 81 | 52 |
| Cu | 39 | 31 | 29 | 19 | 91 | 420 | 86 | 90 | 220 | 30 | 59 | 26 | 10 | 30 | 36 | 15 |
| Zn | 20 | 25 | 54 | 10 | 122 | 120 | 110 | 149 | 190 | 113 | 88 | 114 | 94 | 120 | 60 | 60 |
| Ni | 93 | 19 | 12 | 4.8 | 129 | 60 | 200 | 193 | 200 | 10 | 57 | 19 | 22 | 28 | 12 | 54 |
| Co | 8 | 0.5 | 2 | 0.5 | 34 | 60 | 40 | 47 | 30 | 18 | 20 | 19 | 21 | 18 | 15 | 4 |
| Hf | 0.20 | 0.15 | 0.03 | 0.04 | 14.82 | 3.10 | 17.50 | 2.37 | 14.61 | 4.83 | 4.56 | 4.71 | 4.84 | 4.70 | 4.12 | 2.80 |
| La | 2 | 3.2 | 0.1 | 0.1 | 102 | 28 | 118 | 11 | 112 | 35 | 35 | 34 | 31 | 25 | 25 | 26 |
| Ce | 5 | 10 | 0.2 | 0.2 | 244 | 67 | 284 | 29 | 268 | 73 | 76 | 73 | 63 | 53 | 55 | 49 |
| Nd | 4 | 6 | 0.1 | 0.1 | 112 | 38 | 129 | 14 | 119 | 30 | 31 | 28 | 22 | 24 | 20 | 22 |
| Sm | 0.40 | 1.10 | 0.02 | 0.03 | 20.39 | 6.20 | 24.10 | 4.37 | 22.60 | 6.50 | 6.60 | 6.61 | 5.57 | 5.20 | 5.37 | 4.20 |
| Eu | 0.10 | 0.20 | 0.01 | 0.01 | 4.06 | 1.70 | 4.70 | 4.39 | 4.70 | 1.26 | 1.23 | 1.41 | 1.16 | 0.97 | 0.85 | 1.04 |
| Tb | 0.20 | 0.50 | 0.01 | 0.01 | 1.54 | 0.50 | 1.74 | 0.58 | 1.78 | 0.83 | 0.84 | 1.00 | 0.77 | 0.80 | 0.28 | 0.60 |
| Yb | 0.13 | 0.20 | 0.02 | 0.02 | 2.86 | 1.75 | 2.63 | 1.13 | 2.55 | 3.15 | 3.06 | 3.28 | 2.64 | 2.18 | 2.73 | 1.44 |
| Lu | 0.03 | 0.05 | 0.003 | 0.005 | 0.30 | 0.30 | 0.30 | 0.17 | 0.25 | 0.45 | 0.47 | 0.55 | 0.41 | 0.34 | 0.42 | 0.22 |

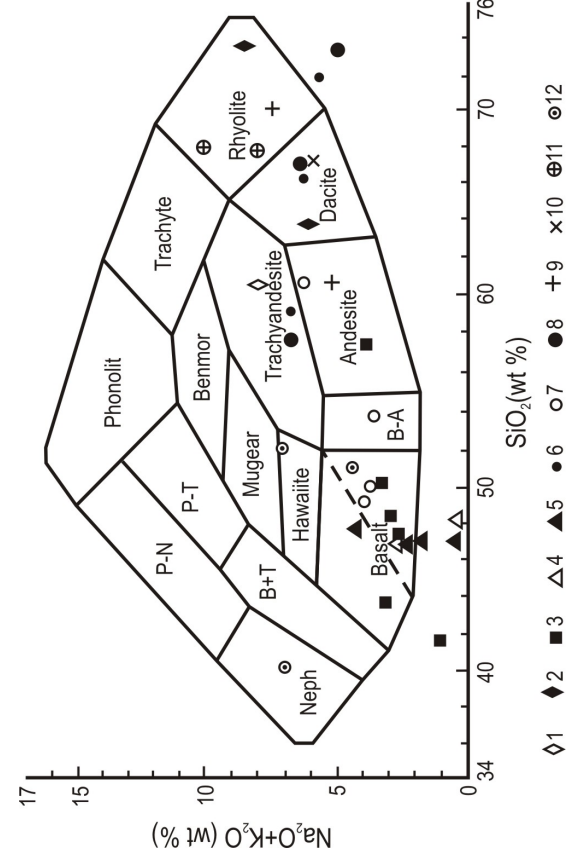
Обозначения в таблице 1.

1-3 – породы брагинской свиты:
 1 – гранофировый ферроандезит;
 2 – гранофировый андезибазальт;
 3 – магнезиальный базальт.
 4-15 – породы менельской свиты
 (Брагинский вулканодентр):
 4-8 – титанистые ферропикробазальты и пикробазальты (пиллоу-лавы);
 4 – центр фрагмента;
 5 – краевая часть;
 6 – центр фрагмента;
 7,8 – краевая часть;
 9-15 – пикриты.

16-18 – породы менельской свиты
 (Пасвикский вулканодентр):
 16,17 – пикробазальты;
 18 – пикрит.
 19-23 – породы каплинской свиты
 (Северопороярвинский вулканодентр):
 19-22 – андезиты;
 23 – риолит;
 24-29 – породы каплинской свиты
 (Южнопороярвинский вулканодентр):
 24 – Mg-андезибазальт;

25,26 – субщелочные Mg-андезибазальты;
 27 – субщелочной андезибазальт;
 28 – андезит;
 29 – субщелочной базальт;
 30-31 – породы каплинской свиты
 (Каплинский вулканодентр):
 30 – андезит;
 31 – ферробазальт;
 32-43 – породы ассоциации субвулканических интрузий (Брагинский вулканодентр):
 32-34 – щелочные фельзические породы;

32 – трахидацит;
 33,34 – Na-трахидацит;
 35-38 – кагуситы;
 39-43 – лампрофиры:
 39 – керсантит;
 40 – одинит;
 41 – керсантит;
 42 – камитонит;
 43 – керсантит;
 44-50 – породы Порыташского вулканодентра:
 44-48 – дациты;
 50 – риолит.



1 – туфы андезитового состава каллоярской свиты;
 2 – дациты и риолиты субвулканических интрузий Порыташского вулканодентра;
 3 – пикриты, пикробазальты, базальты и гранофировые андезиты брагинской свиты;
 4 – пикриты и пикробазальты Пасвикского вулканодентра (менельская свита);
 5 – пикриты, пикробазальты и базальты Брагинского вулканодентра (менельская свита);
 6 – андезиты, дациты и риолиты Северопороярвинского вулканодентра (каплинская свита);
 7 – базальты, андезибазальты и андезиты Южнопороярвинского вулканодентра (каплинская свита);
 8 – андезиты, дациты и риолиты Каплинского вулканодентра (каплинская свита);
 9 – диориты и плагиограниты Каскельярского и Шуоньярского массивов;
 10 – дациты субвулканического тела в основании III BC;
 11 – щелочные фельзические породы ассоциации субвулканических интрузий;
 12 – лампрофиры ассоциации субвулканических интрузий.

Рис. 2. Диаграмма Кокса (Cox et al., 1979) для вулканитов южнопеченгского комплекса.

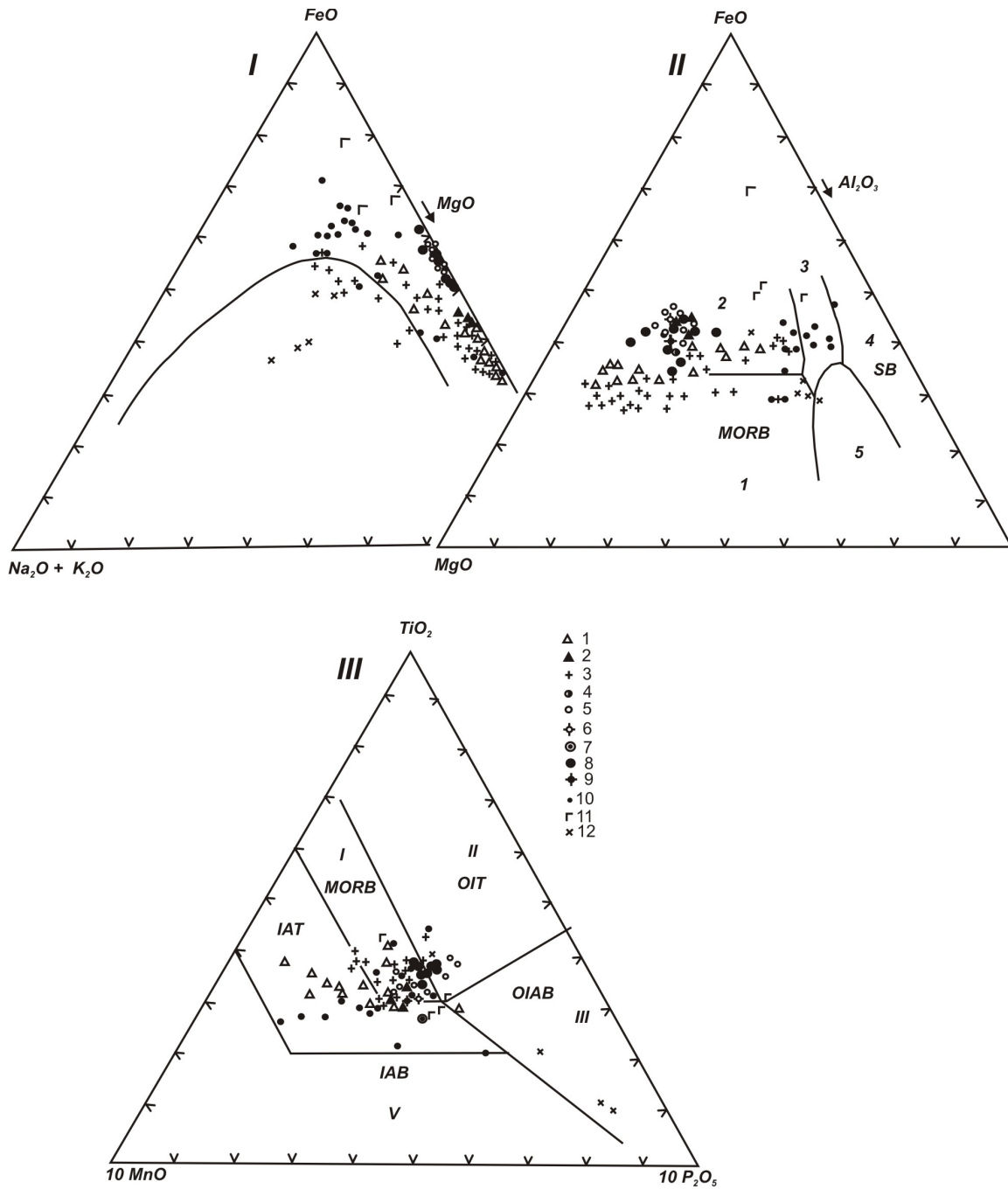


Рис. 3. Дискриминантные диаграммы для базит-ультрабазитовых вулканитов южнопеченгского комплекса в сопоставлении с их аналогами из Северной зоны. I – AFM диаграмма. II – диаграмма Пирса (Pearce et al., 1977). Поля базальтов: внутриконтинентальных областей (CB); океанических островов (OIB); срединно-океанических хребтов (MORB); островных дуг (IAB) и зон спрединга (SB). III – диаграмма Маллена (Mullen, 1983). Поля базальтов: MORB – I, OIB – II (tholeiites); OIAB – III (alkalic basalts); IAT – IV (tholeiites); IAB – V (calc-alkalic basalts).

Условные обозначения: 1-3 – пикриты и пикробазальты менельской свиты: 1 – пикриты и пикробазальты Пасвикского вулканцентра (ПВЦ); 2 – песчаники и алевролиты пикритового состава из ПВЦ; 3 – пикриты и пикробазальты Брагинского вулканцентра (БВЦ); 4 – средний состав ферропикрита III BC (северопеченгский комплекс); 5-9 – ферропикриты матертской (IV BC) свиты (северопеченгский комплекс): 5 – из низов разреза свиты; 6,7 – средние составы ферропикритов, соответственно, из нижней (6) и средней (7) частей разреза IV BC; 8 – ферропикриты из верхних частей разреза IV BC; 9 – их средний состав; 10 – базальты брагинской свиты; 11 – долериты брагинской свиты; 12 – лампрофиры БВЦ.

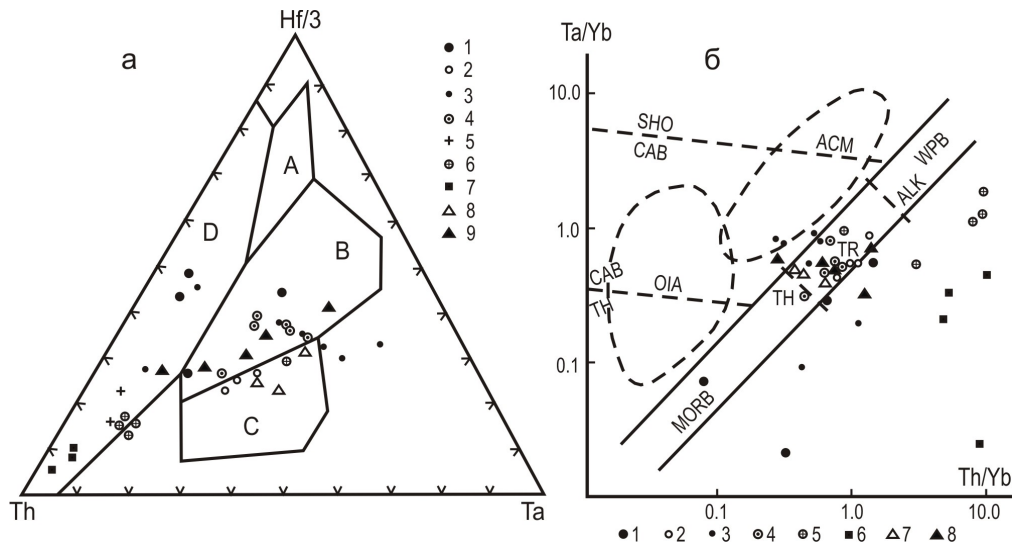


Рис. 4. Дискриминантные диаграммы Th - Hf/3 - Ta и Ta/Yb - Th/Yb для вулканитов южнопеченгского комплекса. А – диаграмма Th - Hf/3 - Ta. 1 – ферробазальты и гранофировые андезибазальты брагинской свиты; 2 – пикриты и пикробазальты Пасвикского вулканцентра (менельская свита); 3,4 – соответственно, пикриты (3) и пикробазальты (4) Брагинского вулканцентра (БВЦ) (менельская свита); 5,6 – соответственно, субвулканические трахидациты и трахиты (5) и лампрофиры (6) БВЦ; 7 – Mg-андезибазальты и андезиты каплинской свиты; 8,9 – сланцеватые амфиболиты районов г. Тюльп-выд (8) и оз. Брагино (9). Б – диаграмма Ta/Yb - Th/Yb. Условные обозначения: 1-4 – аналогично рис. 4/А; 5 – лампрофиры БВЦ; 6 – Mg-андезибазальты и андезиты каплинской свиты; 7,8 – сланцеватые амфиболиты районов г. Тюльп-выд (7) и оз. Брагино (8).

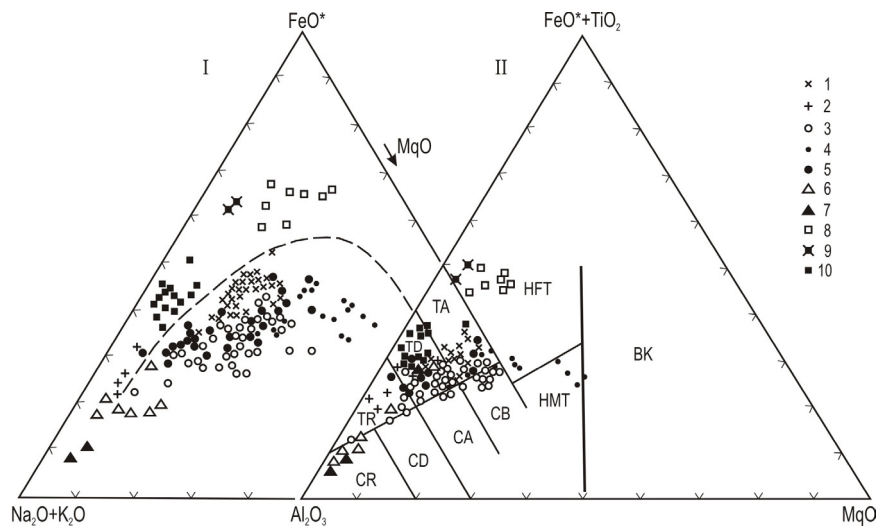


Рис. 5. Дискриминантные диаграммы для фельзических вулканитов южнопеченгского комплекса, в сопоставлении с их аналогами из Северной зоны. I – AFM диаграмма; II – диаграмма Енсена (Jensen, 1976). Поля пород: TR,TD,TA – соответственно, риолиты, дациты и андезиты толеитовой серии; CR,CD,CA,CB – соответственно, риолиты, дациты, андезиты и базальты известково-щелочной серии; HFT – ферробазальты; HMT – магнезиальные базальты; BK – бенморейты и коматииты. Условные обозначения: 1-5 – вулканиты каплинской свиты: 1 – андезиты, андезидациты и дациты Порьиташского вулканцентра (ПорВЦ); 2 – риолиты ПорВЦ; 3 – андезиты, дациты и риолиты Северопорьярвинского ВЦ; 4 – субщелочные базальты и Mg-базальты, Mg-андезибазальты и андезиты Южнопорьярвинского ВЦ; 5 – андезибазальты, андезиты и дациты Каплинского ВЦ; 6 – субвулканические трахидациты и трахиты Брагинского ВЦ (БВЦ); 7 – субвулканические Na-трахидациты БВЦ; 8 – гранофировые андезибазальты и андезиты брагинской свиты; 9 – гранофировые андезиты из туфоконгломерата кассейкокской свиты; 10 – феррориолиты ГДП (матертская свита – IV BC).

Менельская свита. Вулканиты менельской свиты представлены лавами и пирокластолитами пикритового, пикробазальтового и базальтового составов, приуроченными к разрезам двух автономных вулканических центров – Пасвикского в северо-западной части Печенгской структуры и Брагинского в ее юго-восточной части. Эти палеовулканы локализованы в пределах троговой структуры молодого вепсийского Пороярвинского приразломного прогиба, секущего структуры калевия (рис. 1).

Пасвикский вулканодцентр (ПВЦ). На западном берегу оз. Пороярви и на норвежском берегу Пазреки наблюдается пестрый по составу разрез базит-ультрабазитовых вулканитов менельской свиты, представленный покровами кластолав и туфолав пикритового и пикробазальтового составов, отдельными покровами массивных, миндалекаменных и пиллоу-лав аналогичного состава, горизонтами грубообломочных и гравелитовых пикритовых туфов, а также мощной пачкой вулканомиктовых метапесчаников, метаалевролитов и метапелитов пикритового и пикробазальтового состава, обладающих реликтовыми текстурами конседиментационных синвулканических деформаций: ритмичной слоистостью, турбулентными текстурами и текстурами оползания. В пикробазальтах и пикритах наблюдаются реликтовые признаки первичных структур – панидиоморфнозернистой, интерсертальной и гиалиновой. Логично предположить, что в данном районе существовала древняя вулканическая структура – Пасвикский вулканодцентр (ПВЦ). Извержения, сформировавшие разрез вулканитов ПВЦ, имели переменный характер – от эксплозивных до эффузивных. Пирокластика поступала в морской бассейн и отлагалась в виде ритмичных серий без существенного привноса осадочного материала.

Брагинский вулканодцентр (БВЦ). Структура БВЦ приурочена к узлу пересечения глубинных Ламмасского и Пороярвинско-Кучинтундровского глубинных разломов. Разрез пород вулканического центра представлен мощной толщей базит-гипербазитовых вулканитов менельской свиты. В плане и в разрезе эти породы формируют сложную систему лавовых, пирокластических, жерлово-экструзивных и субвулканических генетических типов вулканитов, переслаивающихся с туфогенно-осадочными породами. Наиболее полные разрезы пород менельской свиты БВЦ можно наблюдать в районе оз. Брагино, где мощность ее составляет 2000 м. По простиранию она прослеживается на 12 км. Основная часть разреза сложена ассоциацией пикритов, пикробазальтов и базальтов лавового генетического типа, в меньшей степени их туфами (до 10 %). Несмотря на интенсивное расщепление и метаморфические преобразования, удается выделить покровы массивных, миндалекаменных и вариолитовых лав, а также покровы пиллоу-лав базальтового и пикробазальтового составов, которые переслаиваются между собою и иногда разделяются пластами гиалокластитов или туфолав. Мощность покровов колеблется от 2-5 до 50 м. Распространенность пирокластических и лавокластических пород пикритового состава свидетельствует о высокой эксплозивности материнского расплава. Лавы пикробазальтового и базальтового составов слагают чередующиеся между собою покровы массивной или миндалекаменной текстур. Для разреза вулканитов характерно преобладание базальтовых покровов в его верхней части и пикробазальтовых – в нижней. Направленность перемещения "подушек" пиллоу-лав позволяет сделать вывод, что наращивание разреза вулканитов менельской свиты в северной части БВЦ происходило в южном направлении, а в южной части БВЦ – в северном, т.е. к центру Пороярвинского приразломного прогиба, комплексом заполнения которого в районе БВЦ были вулканиты менельской свиты. Для базальтов, пикробазальтов и пикритов характерными являются микрофитовая, бластомикролитовая, бластоинтерсертальная, порфириовидная структуры, массивная, миндалекаменная или сланцеватая текстуры. Туфы пикритового и пикробазальтового составов наблюдаются в виде отдельных прослоев, составляющих до 10-15 % от общей мощности толщи. Как правило, они интенсивно дислоцированы и превращены в рыхлые, сыпучие сланцы хлорит-карбонат-талкового состава.

Петрохимические составы базит-гипербазитовых пород менельской свиты приведены в табл. 1. Точки составов вулканитов менельской свиты занимают на классификационной диаграмме Кокса поля базальтов, субщелочных базальтов, пикробазальтов и пикритов (рис. 2). На диаграмме AFM (рис. 3/I) пикриты и пикробазальты ПВЦ формируют поле, полностью перекрывающееся с полем аналогичных пород БВЦ, в то время как вулканомиктовые осадки ПВЦ, относительно обогащенные железом, имеют свое автономное поле. В то же время на диаграмме Пирса (рис. 3/II) вулканиты этих вулканодцентров формируют почти не перекрывающиеся группы точек в поле базальтов океанических островов и базальтов MORB. На диаграмме Маллена (рис. 3/III) положение фигуративных точек этих вулканитов неопределенно. На диаграмме Th - Hf/3 - Ta (рис. 4/a) пикритоиды ПВЦ попадают в поле внутриплитных субщелочных базальтов (С), в то время как их аналоги из БВЦ имеют широкий разброс точек в полях внутриплитных толеитов (В) – E-тип MORB и окраинноплитных базальтов (D). На диаграмме Ta/Yb - Th/Yb вулканиты ПВЦ и БВЦ попадают в единое поле (TR) "пород промежуточного состава" (рис. 4/б).

В разрезе пикритов менельской свиты в районе оз. Брагино зафиксирована ассоциация субвулканических интрузий широкого спектра составов, среди которых можно выделить три группы: 1) лампрофиры; 2) трахидациты, натриевые трахидациты и титанистые Na-трахиты; 3) ультракремнистые

феррориолиты (кагуситы). Интрузии субвулканических пород находятся между собой в тесных пространственно-временных отношениях, буквально пронизывая однообразный по строению разрез пикритовых пород Брагинского вулканцентра десятками согласных и согласнотесных тел, которые тесно переслаиваются с покровами пикритов и пикробазальтов. Эти породы явно моложе вмещающих пикритоидов, на которые активно воздействуют. Контакты с пикритовыми туфосланцами прямолинейные и отчетливые. В зоне контакта пикриты интенсивно рассланцованы, хлоритизированы и биотитизированы. В то же время сами породы этой ассоциации слабо затронуты процессами рассланцевания и динамотермального метаморфизма. Таким образом, эти породы явно моложе пикритов менельской свиты, но древнее вулканомиковых пород самой молодой молассоидной кассейокской свиты, поскольку обломки субвулканических пород ассоциации установлены в туфоконгломератах приподшенной части разреза кассейокских метаосадков.

Лампрофиры представляют собой среднезернистые породы серого цвета, явно интрузивного облика, иногда обладающие бугорчато-узловой текстурой. Высокое содержание крупночешуйчатого биотита придает этим породам характерный блеск (как известно, термин "лампрофиры" был впервые введен Гумбелем столетие назад именно для богатых слюдой блестящих диабазоподобных пород из даек, секущих граниты Германии). Мощность силлоподобных тел лампрофиров колеблется в пределах 2-15 м, по простиранию они прослеживаются на сотни метров. Для лампрофиров типична гипидиоморфнозернистая и призматическзернистая, а также порфировая структуры. Последняя обычно обусловлена наличием гломеропорфировых обособлений биотита и реже отдельных фенокритов апатита. По минеральному составу подавляющая часть лампрофиров региона относится к керсантитам, т.е. слюдяным лапрофирам, в которых преобладает плагиоклаз, а не калиевый полевой шпат, как в минеттах. Среди силлоподобных тел биотитовых лампрофиров изредка наблюдаются тела полнокристаллических амфиболсодержащих пород аналогичной мощности и протяженности. Амфиболовые лампрофиры также по составу являются субщелочными базитами, а по минеральному составу приближаются к одинитам, т.е. роговообманковым лампрофирам.

Трахидациты и На-трахидациты представляют собой светлосерые тонкозернистые породы массивной текстуры. Они наблюдаются в виде субсогласных силлоподобных тел мощностью от 10 до 80 м, прослеживающихся по простиранию на сотни метров и первые километры. Тела этих пород лишены какой-либо зональности. Контакты с вмещающими пикритами менельской свиты прямолинейные и отчетливые. Помимо силлоподобных тел, породы этой группы были встречены в виде пластовых эруптивных брекчий мощностью 1-15 м, приуроченных к продольным дизъюнктивным нарушениям. Обломочный материал в брекчиях представлен тонкозернистым или стекловатым трахидацитом, размер обломков от субмикроскопического до 8-10 см, цвет голубоватосерый и светлосерый. В цементе эруптивных брекчий отмечены тонкозернистые агрегаты титано-магнетита, сульфидов (пирит, пирротин) и углеродистого вещества. Химические составы пород субвулканических интрузий приведены в табл. 1. На диаграмме Кокса субвулканические лампрофиры попадают в поле базальтов и гавайитов, а трахидациты – в поле риолитов (рис. 2). На диаграмме АГМ (рис. 3/1) лампрофиры формируют автономное поле пород, обогащенных щелочами; на диаграмме Пирса (рис. 3/II) – поле пород, относительно обогащенных Al_2O_3 , и на диаграмме Маллена (рис. 2.72/III) – обогащенных P_2O_5 . На диаграмме Th - Hf/3 - Ta (рис. 4/a) точки лампрофиров и щелочных фельзических пород этой группы формируют общее компактное поле в пределах поля D (поле окраинноплитных базальтов).

Ультракремнистые риолиты (кагуситы). Эти породы наблюдаются в виде силло- и дайкоподобных тел мощностью до 15-20 м, а также в виде субизометричных тел, достигающих 60 м в поперечнике. Наиболее крупное субизометричное тело вскрыто серией поисковых канав в 2 км южнее озера Брагино. Эти высококремнистые породы обладают реликтовой лавовой линзовидно-полосчатой и флюидальной текстурами, однако в своей подавляющей массе они представляют собой своеобразную эруптивную брекчию с брекчиевидной и брекчиевидно-атакситовой текстурами. При этом обломочный материал сцементирован тонкодисперсным агрегатом кварц-магнетитового состава. В этих породах наблюдаются шлировидные обособления магнетита мощностью до 0.4 м, прослеживающиеся на протяжении 1.5-2.5 м. Под микроскопом структуру ультракремнистых лав можно определить как гетерозернистую или же суброговиковую, когда поле шлифа сложено мозаикой изометричных кварцевых зерен, в интерстициях которых наблюдаются кристаллики и каплевидные зерна магнетита. Иногда магнетит наблюдается в виде тонкодисперсных струйчатых и сетчатых агрегатов или образует пленки вокруг изометричных зерен кварца. В целом минеральный состав этих пород беден; помимо кварца и магнетита, в них отмечаются кристаллики актинолита, отдельные зерна альбита, апатита, чешуйки биотита, зерна граната, замещаемого тонкочешуйчатым хлоритом, а также пылевидные агрегаты графита. В табл. 1 приведены химические составы кагуситов этой группы. Содержание SiO_2 в них колеблется в пределах 88.69-92.42 %, а суммарного Fe – 3.3-9.7 %, при ничтожном содержании

остальных компонентов. В пользу магматогенного происхождения этих пород говорит не только их геологическое положение, тесная связь с остальными породами субвулканической ассоциации, особенности морфологии тел, текстурно-структурные признаки, но и наличие обломков кагуситов, наряду с обломками трахидацитов и титанистых трахитов, в туфоконгломератах кассейковской свиты, венчающей разрез южнопеченгского комплекса.

Для оценки абсолютного возраста лампрофиров региона был использован U/Pb метод изотопного датирования акцессорных цирконов (Скуфьин и др., 1999). Полученный U-Pb изотопный возраст цирконов из слюдяных лампрофиров (керсантитов), равный 1711 ± 12 млн лет, соответствует, вероятно, времени внедрения всей исследуемой ассоциации субвулканических пород. Этот возраст, который находится в ряду аналогичных и близких по значению датировок возраста вулканитов различных структур карелид Балтийского щита, не только устанавливает время самого молодого магматизма Печенгской структуры и в целом всего ПВП, но и датирует возраст верхнего рубежа всего громадного по продолжительности раннепротерозойского тектоно-магматического мегацикла, длившегося на востоке Балтийского щита почти 800 млн лет. Прежде всего, этот возраст (1711 ± 12 млн лет) совпадает с поздне- и посторогенными проявлениями магматизма и метаморфизма, охватившими практически все раннепротерозойские структуры, а также гранитогнейсовые толщи архейского инфракомплекса. Так, аналогичный U/Pb возраст имеют жильные граниты, секущие породы архейского фундамента в сверхглубокой скважине СГ-3 – 1754 ± 7 млн лет (Balashov et al., 1992). Возраст метаморфизма риолитов самингской свиты Имандра-Варзугской структуры составляет 1765 ± 41 млн лет (Балашов, 1996). В то же время Rb-Sr возраст метаморфизма печенгских базальтов III BC и IV BC составляет, соответственно, 1732 ± 26 млн лет и 1735 ± 79 млн лет, а Rb-Sr возраст метаморфизма андезидацитов Порьиташских субвулканических интрузий, секущих породы южнопеченгского комплекса, составляет 1718 ± 29 млн лет. К этой же возрастной группе (1730-1710 млн лет) относится установленный в последние годы этап высокобарического гранулитового метаморфизма в разных инфракрустальных доменах региона (Митрофанов, Баянова, 1997). Аналогичный Rb-Sr изотопный возраст (1710 ± 10 млн лет) имеет дайковый комплекс алмазоносных лампроитов Порьей губы, локализованный в пределах Кандалакшско-Колвицкого гранулитового пояса (Никитина и др., 1997).

Каплинская свита. Породы каплинской свиты вепсия формируют разрезы вулканитов среднекислого и кислого состава Северопороярвинского вулканцентра (СПВЦ), Южнопороярвинского вулканцентра (ЮПВЦ), Каплинского вулканцентра (КВЦ) и Порьиташского вулканцентра (ПорВЦ). Все эти древние палеовулканы локализованы в пределах троговой структуры вепсийского Пороярвинского приразломного прогиба, секущего структуры калевия (рис. 1).

Северопороярвинский вулканцентр (СПВЦ). Структура СПВЦ приурочена к узлу пересечения крупных глубинных разломов: продольного Пороярвинско-Кучинтундровского и поперечного Куэтсярвинского. Детальные палеовулканонологические исследования позволили закартировать этот палеовулкан в виде клиновидного тела с тектоническими контактами, протягивающегося от восточного берега оз. Пороярви почти на 7 км в юго-восточном направлении. Эта клиновидная структура – сохранившаяся часть крупной вулкано-купольной структуры, сложенной андезиитоидами каплинской свиты южнопеченгского комплекса. Наиболее представительный разрез вулканитов СПВЦ обнажен на восточном берегу оз. Пороярви, где их мощность достигает 2.2 км. Разрез сложен пестрым набором различных генетических типов андезитовых вулканитов: экструзивными лавами, лавовыми покровами, линзовидными и пластовыми телами прижерловых лавобрекчий, пластами туфолав, туфоконгломератов и туфов.

Южнопороярвинский вулканцентр (ЮПВЦ). К юго-западу от СПВЦ расположена Южнопороярвинская вулканоструктура (ЮПВЦ), тектоническое положение которой определяется влиянием тех же пересекающихся разломов глубинного заложения – Пороярвинско-Кучинтундровского и Куэтсярвинского. Сохранившаяся часть этой структуры также имеет клиновидную форму и тектонические ограничения. Породы каплинской свиты, слагающие разрез ЮПВЦ, на юго-западе контактирует со сланцеватыми амфиболитами комплекса сланцеватых амфиболитов (КСА), а на северо-востоке – с пикритоидами менельской свиты. Разрез свиты на данном участке значительно отличается от разреза СПВЦ и сложен покровами субщелочных базальтов и магнизиальных базальтов, магнизиальных андезибазальтов и андезитов (до 70 % от общей мощности), туфолавами или лавобрекчиями (20 %), а также туфами щелочнобазальтового и андезибазальтового состава (до 10 %).

Каплинский вулканцентр (КВЦ). Вулканиты КВЦ выходят на поверхность в районе оз. Капля, где они формируют линзовидное тело мощностью около 1.1 км и длиной по простиранию около 8 км. Это – сохранившийся фрагмент Каплинского палеовулкана, приуроченного к узлу пересечения глубинных Пороярвинско-Кучинтундровского и Хихнаярвинского разломов. Основная часть разреза (около 80 %) сложена экструзивными андезитами и андезито-дацитовыми туфолавами, в подчиненном количестве развиты покровы глиноземистых базальтов, андезитов и андезибазальтов состава, а также

прослой туфопесчаников и туфосланцев. Экструзивные андезиты слагают монолитные субсогласные пластовые тела мощностью до 100-150 м, которые пространственно приурочены к лежащему и висящему бокам ядерного экструзивного тела андезито-дацитовых туфолов. Они хорошо раскристаллизованы и имеют нечетко выраженную трахитоидную текстуру и порфирированную структуру. Туфолавы являются своеобразными экструзивными породами КВЦ и залегают в ядерной части вулканоструктуры в виде пластовой субсогласной залежи мощностью до 400 м. Для них характерным являются полосчатые и линзовидно-полосчатые текстуры. В серии обнажений можно проследить все переходы от отдельных локальных обособлений дацитового состава в андезитовом цементе до резкого преобладания этих обособлений, когда андезитовый матрикс сохраняется в виде неясных линзовидных и струйчатых обособлений. Дациты обособлений и андезитовый матрикс обладают полнокристаллическими порфирированными структурами, но в дацитах структура не затрагивается процессами вязкого течения лавы, в то время как для андезитов характерны трахитоидные текстуры.

Порьиташский вулканцентр (ПорВЦ). Экструзивные дациты ПорВЦ протягиваются в виде серии кулисообразно расположенных линзовидных субсогласных субвулканических тел, приуроченных к полосе влияния Порьиташского глубинного разлома и достигающих максимальной мощности (до 1.5 км) в узле пересечения этого разлома с зоной влияния поперечного глубинного Хихнярвинского разлома. При субсогласном залегании интрузии имеют секущий характер контакта как на севере, по отношению к базальтам матертской (IV BC) свиты северопеченгского комплекса, так и на юге, по отношению к туфогенно-осадочным породами каллоярвской свиты. Секущий характер интрузий подчеркивается наличием ксенолитов матертских базальтов и каллоярвских сланцев в эндоконтактных зонах. Однако верхний возрастной предел интрузий до настоящего времени неизвестен. По результатам проведенных исследований, установлено асимметричное строение крупной экструзии ПорВЦ в районе гор Порьиташ и Лак-Порьиташ. Центральная и прикровельная ее части сложены относительно лейкократовыми дацитами с небольшим содержанием вкрапленников темноцветных минералов. Приподошвенная часть, мощностью около 0.5 км, которая хорошо выделяется на магнитных и гравиметрических картах, сложена андезидацитами и дацитами, обогащенными фенокристаллами темноцветов. К приподошвенной части приурочена целая серия линзовидных и субизометрических тел эруптивных брекчий риолитового состава. Судя по секущему характеру контакта и наличию ксенолитов дацитов в риолитах, последние являются более молодыми образованиями.

Химические составы среднекислых и фельзитических пород каплинской свиты приведены в табл. 1. Точки составов вулкаников занимают на классификационной диаграмме Кокса поля дацитов, риолитов и трахиандезитов. Породы экструзивных тел ПорВЦ группируются преимущественно в поле дацитов и реже риолитов. На диаграмме АФМ (рис. 5/1) вулканики свиты формируют относительно автономные поля ниже линии Ирвина-Барагара, причем дацитоиды ПорВЦ отличаются относительной обогащенностью суммарным железом, в то время как риолиты формируют компактное поле пород, богатых щелочами. На диаграмме Енсена (рис. 5/II) фигуративные точки вулкаников ЮПВЦ попадают в поля ферробазальтов и магнезиальных базальтов, а также андезитов толеитовой серии. В поля андезитов и риолитов попадают также андезиты и риолиты ПорВЦ. В то же время вулканики СПВЦ и КВЦ формируют обширное поле андезитов, дацитов и риолитов.

Помимо субвулканических пород ПорВЦ, к вулканикам каплинской свиты можно отнести также субвулканическое тело дацитов мощностью 110 м из разреза СГ-3, которое локализовано в зоне контакта вулкаников и осадков III BC и III OC (*Митрофанов и др., 2001*). По сравнению с экструзивными породами ПорВЦ, метаморфизованными в условиях фации зеленых сланцев и нерассланцованных, дациты из разреза СГ-3 интенсивно катаклазированы и милонитизированы. По геохимическим особенностям дациты этого тела идентичны породам ПорВЦ (рис. 2), а те, в свою очередь, во многом сходны с андезитоидами СПВЦ и КВЦ.

Проанализировав положение фигуративных точек и трендов дифференциации вулкаников менельской и каплинской свит на петрохимических диаграммах, отметим, что пикритоиды менельской свиты в геохимическом отношении продолжают тренды, характерные для вулкаников толеит-базальтовой серии нижележащей брагинской свиты, тогда как вулканики базальт-андезит-дацит-риолитового состава каплинской свиты формируют самостоятельные тренды пород толеитовой и известково-щелочной серий. В данном случае значительные по масштабам проявления толеит-базальтового вулканизма были индикаторами деструктивных процессов рифтогенеза как в брагинское, так и в менельское время. Эти деструктивные процессы проявлялись относительно локально на фоне преобладающих геодинамических процессов сжатия, связанных с развитием в Печенгско-Имандра-Варзугской зоне орогенных событий калевийско-вепсийского цикла, что сопровождалось вулканизмом известково-щелочной серии. В этот период формировались автономные многоэтажные вулкано-

тектонические и вулcano-купольные сооружения, сложенные набором лавовых, пирокластических и генетических типов фельзических вулканитов, типичных для вулканизма орогенных поясов.

Кассесйокская свита. Породы самой молодой кассесйокской свиты вепсийского надгоризонта распространены не повсеместно и известны лишь на западе Южнопеченгской зоны, в р-не оз. Пороярви. На этом участке мощность туфогенно-осадочных пород свиты достигает 500 м, однако они резко выклиниваются к флангам структуры, в юго-восточном и северо-западном направлении. Разрез свиты представлен однообразными ритмично-слоистыми алевритовыми и алевропсаммитовыми туффитовыми песчаниками. В алевропсаммитовых и редких псефит-псаммитовых прослоях в обломочной массе отмечаются слегка обвальцованные в процессе рассланцевания каплевидные и линзовидные обособления (глобулы) слабо девитрифицированного андезитового стекла крипнокристаллической структуры. В основании свиты залегает пачка туфоконгломератов мощностью до 40 м. В туфоконгломератах можно наблюдать признаки градационной слоистости: в основании каждого ритма залегают туфоагломерат или туфогравелит, которые постепенно переходят в псефитовые и псаммитовые туфопесчаники. В составе обломков наблюдаются высокодифференцированные вулканиты широкого спектра составов, обогащенные Fe, Ti, иногда P и щелочами. Это преимущественно базальты, ферротитанистые базальты, гранофировые субщелочные ферроандезиты, обладающие порфировой структурой, и флюидальные ультракремнистые риолиты (кагуситы), иногда обогащенные железом и фосфором. В разрезе кассесйокской свиты вулканиты представлены отдельными пластовыми телами ферродолеритов мощностью 5-15 м. Они имеют субсогласное залегание и прослеживаются по простиранию на сотни метров. В их телах можно выделить тонкозернистую приконтактную зону и центральную часть, сложенную средне- и крупнозернистыми разновидностями. Породы метаморфизованы в условиях эпидот-амфиболитовой фации, но сохранили реликтовую габбро-офитовую и офитовую структуры.

Таким образом, вулканогенные породы кассесйокской свиты заканчивают формирование разреза вулканитов южнопеченгского комплекса, да и всего печенгского (карельского) комплекса в целом. Помимо вулканогенных пород, разрез свиты сложен также и грубообломочными туфогенно-осадочными породами – туфоконгломератами, туфогравелитами и вулканомиктовыми песчаниками. В совокупности эти туфогенные и вулканогенные породы формируют типичную вулканогенную молассу, типичную для орогенных тектонических режимов.

Подводя итоги обзору южнопеченгского магматизма калевийско-вепсийского возраста, можно отметить, что в разрезе вулканогенных пород южнопеченгского комплекса сосуществуют магматические (вулканические) формации различных генетических типов: недифференцированная андезитовая формация известково-щелочного типа; слабо дифференцированного толеит-базальтового типа (пикрит-базальт-андезитовая формация брагинской свиты и пикрит-пикробазальт-базальтовая формация менельской свиты); дифференцированного известково-щелочного типа (базальт-андезит-дацит-риолитовая формация каплинской свиты, а также ферробазальт-ферроандезитовая формация кассесйокской свиты); дифференцированного субщелочного типа с известково-щелочным сериальным уклоном (лампрофир-трахидацитовая формация субвулканических пород). В целом для калевийско-вепсийского (заключительного) цикла развития ПВП, совпадающего по времени с "орогенным этапом" формирования Печенгской структуры (1950-1700 млн лет), по модели *В.Ф. Смолькина* (1997), характерно общее затухание эндогенной активности, инверсия тектонического режима, синхронная инверсии свекофеннской геосинклинали; "закрытие" рифтогенной системы в результате мощных тангенциальных движений северо-восточной направленности. В то же время проницаемость сиалической коры в пределах западной ветви ПВП была значительной, в результате чего геодинамические обстановки растяжения в Южнопеченгской зоне в целом не уступали обстановкам сжатия. В разрезе южнопеченгского комплекса происходила своего рода интерференция продуктов магматизма – индикаторов альтернативных режимов растяжения и сжатия: недифференцированного толеит-базальтового магматизма, типичного для деструктивных рифтогенных обстановок, и известково-щелочного фельзического вулканизма, гранитоидного магматизма, складчатости и метаморфизма, типичных для орогенных режимов. Заканчивая обзор ранее проведенных геолого-геохимических исследований в пределах Южнопеченгской структурно-формационной зоны, можно констатировать, что геологические исследования в пределах этого важного в научном и практическом плане региона имеют более чем полувековую историю. Тем не менее до настоящего времени многие вопросы его геодинамической эволюции являются дискуссионными.

Геолого-геохронологические и изотопные исследования последних лет (*Скуфьин и др.*, 1999; *Митрофанов и др.*, 2001; *Скуфьин, Баянова*, 2006 и др.) были направлены на установление четко датированных прецизионными методами реперных рубежей в эволюционной истории тектономагматических процессов в заключительный этап развития Печенгской структуры, установление длительности и условий формирования магматических формаций калевийско-вепсийского возраста, реализовавшихся в мощных разрезах вулканогенно-осадочных пород южнопеченгского комплекса, а

также на установление этапов проявления и закономерностей пространственно-временной локализации магматических и метаморфических процессов в регионе.

Прежде всего, кратко охарактеризуем геодинамическую обстановку на последнем этапе эволюции Северопеченгской палеокальдеры (Северопеченгской структурно-формационной зоны). В заключительный этап формирования Северопеченгской зоны интенсивные процессы рифтогенеза на границе ятулия и людиковия обусловили заложение крупного людиковийского прогиба. Его "максимальное раскрытие" в западной части ПВП, в Печенгской зоне, привело, по мнению некоторых исследователей (*Melezhik et al.*, 1994 и др.), к деструкции континентальной коры и к появлению участков океанической коры. На фоне высокой проницаемости раннепротерозойской земной коры и максимального раскрытия ПВП последовал масштабный базит-гипербазитовый магматизм людиковия, сформировавший семикилометровую толщу толеитовых Fe-Ti базальтов и подщелоченных ферропикритов заполярнинской и матертской вулканогенных свит, а также подщелоченную интрузивную формацию габбро-верлитов Печенги. Предполагается (*Шарков, Смолькин*, 2002), что в этот период (2200-1950 млн лет) тектоно-магматическая деятельность связана с активностью раннепротерозойских суперплюмов второго поколения, формировавшихся в слое D" на границе ядра и мантии. Для них характерны магмы, а также специфические флюиды, обогащенные Fe, Ti, щелочами, P, Ba, Zr, Nb, LREE. На Печенге этот подщелоченный, существенно Fe-Ti магматизм сопровождался отложением значительных по мощности (около 1 км) углеродистых осадков продуктивной свиты. Стадийные проявления плюмовой активности в этот период происходили на фоне периодических пароксизмов сжатия, продатированных U-Pb методом по цирконам из высокобарных метаморфитов, поскольку подобные метаморфиты являются реперами геодинамических режимов сжатия. Этапы высокобарного людиковийского и калевий-вепсийского метаморфизма имеют возраст 2130, 2030, 1940-1900 и 1870 млн лет (*Новое в геологии...*, 1996). Эти возрастны́е этапы хорошо коррелируются с временем формирования лучломпольской осадочной свиты в основании III BC (2130-2120 млн лет), с временем формирования вулканитов в разрезе продуктивной свиты (2040-2030 млн лет), а также с нижними границами калевийского (1940 млн лет) и вепсийского (1870-1860 млн лет) надгоризонтов. Для построения надежной петрологической модели эволюции магматизма людиковия и датирования границы людиковий-калевий, а также определения возраста рудоносных интрузий, внедрение которых проходило в течение нескольких продолжительных этапов, был применен метод U-Pb датирования акцессорных циркона и бадделеита из интрузивных пород Печенгской структуры и ее окрестностей. С помощью этого метода был установлен U-Pb возраст цирконов из плагиогранитов Шуонияврского массива – 1939 ± 7 млн лет (*Скуфьин и др.*, 2000), а также (*Скуфьин, Баянова*, 2006) U-Pb возраст цирконов из габбро-пегматитов Пильгуярвинской интрузии – 1987 ± 5 млн лет – и бадделеита из габбро этой интрузии – 1980 ± 10 млн лет. Получен также U-Pb возраст циркона из перидотитов Аллареченского месторождения, равный 1918 ± 29 млн лет. Эти перидотиты ранее считались архейскими образованиями. Аналогичный возраст (1918 ± 3 млн лет) имеют цирконы из базальтов Заполярнинского палеовулкана на северо-востоке Печенгской структуры. Получен также U-Pb возраст по бадделеиту из норитов Нясюкского дайкового комплекса на северо-восточном фланге Печенгской структуры – равный 1941 ± 3 млн лет.

Следует отметить, что полученные прецизионные U-Pb возраста цирконов и бадделеитов из пород людиковия, с одной стороны, четко "отбивают" установленную границу людиковий-калевий (1940 млн лет); с другой стороны, целый ряд полученных датировок (базальты Заполярнинского палеовулкана, перидотиты Аллареченского месторождения) демонстрируют гораздо более молодые, уже калевийские возраста, которые уходят за пределы верхней границы людиковия. Можно констатировать, что масштабный базит-гипербазитовый магматизм людиковия продолжал унаследовано развиваться, постепенно затухая, и в калевийское время, "размывая" намеченную возрастную границу людиковий-калевий. Для оценки возрастных интервалов магматических событий в постлюдиковии нами были проведены геолого-геохронологические и изотопные исследования калевийско-вепсийских пород Южнопеченгской зоны, которые в значительной степени базируются на результатах выполненных ранее геолого-геохимических исследований, установивших, что в пределах исследованного региона развиты различные по своему происхождению и вещественному составу вулканогенно-осадочные толщи, формирующие четко локализованные вулканогенные и туфогенно-осадочные свиты, которые могут рассматриваться в качестве реперных геологических образований для реконструкции истории тектоно-магматических событий в Южнопеченгской зоне.

Геохронологические исследования, проведенные по породам южнопеченгского комплекса, были направлены на изучение вулканитов базит-гипербазитового состава менельской свиты, датирование которых выполнено Sm-Nd и Rb-Sr изохронными методами по породам в целом.

Методика анализа образцов с помощью Sm-Nd метода. Перед разложением проб, для определения содержаний Sm и Nd методом изотопного разбавления, к навеске анализируемого образца

добавлялся смешанный трассер $^{149}\text{Sm}/^{150}\text{Nd}$. Образцы разлагались в смеси $\text{HF} + \text{HNO}_3$ (или $+ \text{HClO}_4$) в тefлоновых бюксах при температуре 100°C в термостате до полного растворения. Дальнейшее выделение Sm и Nd проводилось по стандартной методике двухступенчатого ионнообменного и экстракционно-хроматографического разделения с использованием ионнообменной смолы "Dowex" 50×8 на хроматографических колонках, где применялись 2.3 N и 4.5 N HCl в качестве элюента. Отобранные фракции Sm и Nd переводились в нитратную форму, после чего препараты готовы к масс-спектрометрическому анализу. Все измерения изотопного состава Nd и концентраций Sm и Nd методом изотопного разбавления проводились на семиканальном твердофазном масс-спектрометре Finnigan – MAT 262 (RPQ) в статическом двухленточном режиме на коллекторах с использованием Ta+Re лент. В качестве ионизаторов использовались ренийевые ленты, а проба наносилась на ленту из тантала с предварительным нанесением на нее микрокапли разбавленной H_3PO_4 . Погрешность определений воспроизводимости одиннадцати анализов изотопного состава Nd стандарта La Jolla = 0.511833 ± 6 (2σ , $N=11$) не превысила 0.0024 % (2σ). Такая же погрешность получена при измерении сорока четырех параллельных анализов японского стандарта JNd₁ = 0.512072 ± 2 (2σ , $N=44$). Ошибка в $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ отношениях принята при статистическом обчете концентраций Sm и Nd в стандарте BCR-1 и составляет 0.2 % (2σ) – среднее значение из семи измерений. Холостое внутрилабораторное загрязнение по Nd равно 0.3 нг и по Sm равно 0.06 нг. Измеренные изотопные отношения Nd были нормализованы по отношению $^{148}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.241570$, а затем пересчитаны на отношение $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ в стандарте LaJolla = 0.511860. Расчеты параметров изохрон проводились с использованием программ К. Людвиг (Ludwig, 1991; 1999). Константы распада по (Steiger, Jäger, 1977). Полученные результаты представлены в табл. 2 и на рис. 6.

Полученная Sm-Nd изохрона для вулканитов менельской свиты (1894 ± 40 млн лет) подтверждает полученный ранее Rb-Sr методом изохронный возраст этих пород (Балашов, 1996) – 1865 ± 58 млн лет. Полученные датировки возрастов позволяют отнести эти породы к вепсию и коррелировать с этапом гранитообразования в Лапландском Гранулитовом поясе в южном обрамлении Печенгской структуры – 1884 ± 18 млн лет (Бибикова и др., 1993), а также с U-Pb возрастом анортозитов Лапландского гранулитового пояса – 1852 ± 17 млн лет (Нерович, 1999) и с U-Pb возрастом сиенитов массивов Соустовского и Гремяха-Вырмес (соответственно, 1872 ± 8 млн лет и 1884 ± 6 млн лет) (Bea et al., 2001).

Таблица 2. Изотопные Sm-Nd данные для вулканитов менельской свиты южнопеченгского комплекса

| № пробы | Порода | Содержание, ppm | | Изотопные отношения | | T, млн лет | $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$ |
|---------|------------|-----------------|--------|-----------------------------------|-----------------------------------|------------|---------------------------|
| | | Sm | Nd | $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ | $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ | | |
| 89-76 | Пикрит | 3.31 | 10.97 | 0.181832 | 0.512473 ± 10 | 1894 | 0.37 |
| 89-81 | Пикрит с-з | 22.37 | 126.21 | 0.107142 | 0.511545 ± 10 | 1894 | 0.43 |
| 89-88 | Пикрит | 2.24 | 7.63 | 0.177815 | 0.512430 ± 15 | 1894 | 0.51 |
| 89-95 | Пикрит | 3.31 | 12.82 | 0.156087 | 0.512157 ± 6 | 1894 | 0.47 |
| 89-62 | Mg-базальт | 3.24 | 12.47 | 0.157121 | 0.512164 ± 5 | 1894 | 0.35 |

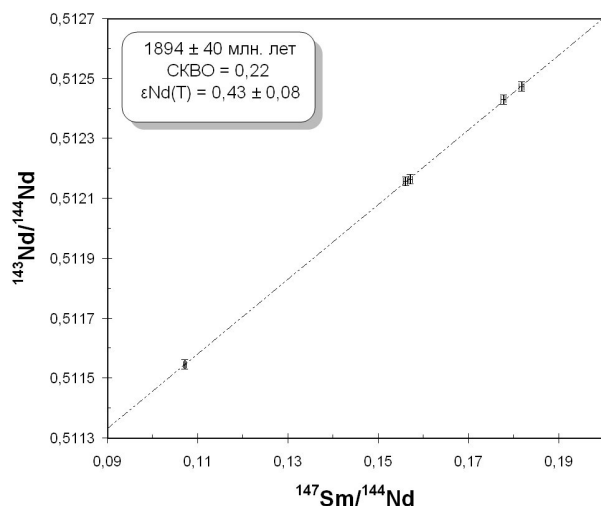


Рис. 6. Изотопная Sm-Nd изохрона для вулканитов менельской свиты южнопеченгского комплекса

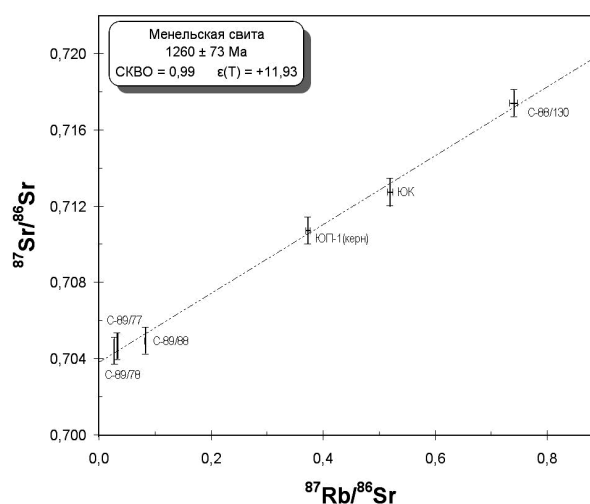


Рис. 7. Изотопная Rb-Sr изохрона для вулканитов менельской свиты южнопеченгского комплекса

Методика анализа образцов с помощью Rb-Sr метода. Для разложения образцов использовали перегранные кислоты HCl, HF, HNO₃ и H₂O (бидистиллят). Разложение анализируемых образцов (200 мг породы) проводили в 4 мл смеси HF и HNO₃ (соотношение 5:1) в закрытых тefлоновых бюксах в термостате при температуре ~ 200°C в течение суток. Затем полученный раствор делили на 2 аликвоты для определения изотопного состава и концентрации Rb и Sr. Последние определяли методом изотопного разбавления, используя смешанный трассер ⁸⁵Rb/⁸⁴Sr. Выделение Rb и Sr проводили методом элюентной хроматографии на смоле "Dowex" 50×8 (200-400 меш). В качестве элюента использовали 1.5N и 2.3N HCl. Объем смолы в использованных колонках ~ 7 см³ и ~ 4см³. Выделенные фракции Rb и Sr упаривали досуха, а затем обрабатывали несколькими каплями HNO₃. Изотопный состав Sr и определение содержаний Rb и Sr проводили на масс-спектрометре МИ-1201-Т в одноленточном режиме на танталовых лентах. На ленты подготовленные пробы наносились в нитратной форме. Изотопный состав Sr во всех измеренных образцах был нормализован к величине, рекомендованной NIST SRM-987, равной 0.71034±26. Погрешности изотопного состава (95%-ный доверительный интервал) Sr не превышают 0.04 %, определения Rb-Sr отношений – 1.5 %. Холостое внутрिलाбораторное загрязнение по Rb равно 2.5 нг и по Sr – 1.2 нг. В расчете возрастов использовались принятые величины констант распада рубидия (Steiger, Jäger, 1977). Расчет параметров изохрон проводился по программам К. Людвиг (Ludwig, 1991). Полученные результаты представлены в табл. 3 и на рис. 7.

Таблица 3. Изотопные Rb-Sr данные для вулканитов южнопеченгского комплекса

| № пробы | Порода | Свита | содержание, ppm | | изотопные отношения | |
|----------|---------|------------|------------------|------------------|------------------------------------|------------------------------------|
| | | | ⁸⁷ Rb | ⁸⁶ Sr | ⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr | ⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr |
| C-89/78 | Пикрит | Менельская | 0.34 | 37.40 | 0.0273 | 0.70441±18 |
| C-89/77 | Пикрит | Менельская | 62.70 | 0.70 | 0.0322 | 0.70465±22 |
| C-89/88 | Пикрит | Менельская | 2.70 | 97.00 | 0.0827 | 0.70494±20 |
| ЮП-1 | Кагусит | Менельская | 2.70 | 9.10 | 0.3726 | 0.71072±21 |
| ЮК | Кагусит | Менельская | 0.70 | 4.00 | 0.5194 | 0.71274±19 |
| C-88/130 | Андезит | Каплинская | 140.00 | 563.00 | 0.7399 | 0.71741±15 |

В данном случае полученная Rb-Sr изохрона с возрастом 1260±73 млн лет датирует возраст наложенных термальных событий среднерифейского (гренильского) возраста, локально проявившихся в Южнопеченгской структурно-формационной зоне. Полученный возраст среднерифейских процессов в Южной зоне соотносится с возрастом лампроитов Костомукшского района (1230±5 млн лет), определенным Rb-Sr и Sm-Nd методами (Марченко, 1997).

3. Выводы

1. В конце лудиковийского времени в пределах Кольского геоблока последовала резкая смена геотектонических и геодинамических обстановок. Для калевийско-вепсийского (заключительного) цикла развития ПВП характерны общее затухание эндогенной активности, инверсия тектонического режима, синхронная инверсии свекофеннской геосинклинали в центре Фенноскандии, орогенный геотектонический режим и "закрытие" рифтогенной системы в результате мощных тангенциальных движений северо-восточной направленности. В то же время проницаемость сиалической коры в пределах западной ветви ПВП была значительной, в результате чего геодинамические обстановки растяжки в Южной зоне Печенги в целом не уступали обстановкам сжатия, поэтому в разрезе южнопеченгского комплекса происходила своего рода интерференция, наложение продуктов магматизма – индикаторов альтернативных режимов растяжения и сжатия: недифференцированного толеит-базальтового магматизма, типичного для деструктивных рифтогенных обстановок и в значительной степени унаследованного от предшествующего лудиковийского времени, и известково-щелочного фельзического магматизма, типичного для орогенных режимов. Формационный анализ южнопеченгского разреза вулканитов позволил выделить на Печенге формации вулканитов калевийского возраста: андезитовую (каллояврская свита) и пикрит-базальт-андезитовую (брагинская свита), а также ряд формаций вепсия: пикрит-пикробазальт-базальтовую (менельская свита) и базальт-андезит-дацит-риолитовую (каплинская свита), а также ферробазальт-ферроандезитовую (кассейокская свита) и лампрофир-трахидацитовую (ассоциация субвулканических пород). Для калевийско-вепсийского магматизма характерна определенная консервативность и унаследованность состава, что проявляется на Печенге в унаследованности базальтоидами калевия (брагинская свита) петрохимических особенностей вулканитов матерской ВС лудиковия.

2. Для южнопеченгского вулканизма менельско-каплинского времени (вепсий) характерен бимодальный вулканизм пикрит-андезитового состава, проявления которого приурочены к приразломной Пороярвинской троговой структуре, несогласной по отношению к более ранним

калевийским структурам Южнопеченгской зоны и срезающей их по простираанию. Эта троговая структура включает в себя ряд крупных автономных эруптивных центров, с преимущественным развитием в каждом вулканцентре пород или андезитовой (Северопроярвинский, Южнопороярвинский, Каплинский и Порьиташский вулканцентры), или пикритовой (Пасвикский и Брагинский вулканцентры) ветвей бимодального вулканизма.

3. Полученные ранее прецизионные U-Pb возраста цирконов и бадделейтов из пород людиковия, с одной стороны, четко "отбивают" установленную границу людиковий-калевий (1940 млн лет); с другой стороны, целый ряд полученных датировок (базальты Заполярнинского палеовулкана, перидотиты Аллареченского месторождения) демонстрируют гораздо более молодые, уже калевийские возраста, которые уходят за пределы верхней границы людиковия. Можно констатировать, что масштабный базит-гипербазитовый магматизм людиковия продолжал унаследовано развиваться, постепенно затухая, уже в калевийское время, "размывая" намеченную возрастную границу людиковий-калевий. Для оценки возрастных интервалов магматических событий в постлюдиковии нами были проведены геолого-геохронологические и изотопные исследования калевийско-вепсийских пород Южнопеченгской зоны, которые в значительной степени базируются на результатах выполненных ранее геолого-геохимических исследований, установивших, что в пределах данного региона развиты различные по своему происхождению и вещественному составу вулканогенно-осадочные толщи, формирующие четко локализованные вулканогенные и туфогенно-осадочные свиты, которые могут рассматриваться в качестве реперных геологических образований для реконструкции истории тектоно-магматических событий в Южнопеченгской зоне. Проведенные исследования были направлены, прежде всего, на изучение вулканитов менельской свиты, датирование которых выполнено Sm-Nd и Rb-Sr изохронными методами по породам в целом.

4. Полученная Sm-Nd изохрона для вулканитов менельской свиты (1894 ± 40 млн лет) подтверждает полученный ранее Rb-Sr методом изохронный возраст этих пород. Установленные возрастные датировки вулканитов позволяют отнести эти породы к вепсию и коррелировать их возраст с возрастными орогенными гранитами из обрамления Печенгской структуры.

5. Полученная Rb-Sr изохрона с возрастом 1260 ± 73 млн лет датирует возраст наложенных термальных процессов среднерифейского (гренильского) возраста, локально проявившихся в Южнопеченгской структурно-формационной зоне. Впервые установленные в Кольском геоблоке проявления тектоно-термальных событий среднерифейского возраста соотносятся с возрастом лампроитового магматизма на юге полуострова.

Литература

- Balashov Yu.A., Mitrofanov F.P., Balagansky V.V.** New geochronological data on Archaean rocks of the Kola Peninsula. Correlations of the Kola-Karelian Region and Finland. *Apatity, KSC RAN*, p.13-34, 1992.
- Bea F., Arzamastsev A., Montero P., Arzamastseva L.** Anomalous alkaline rocks of Soustov, Kola: Evidence of mantle-derived metasomatic fluids affecting crustal materials. *Contrib. Mineral. Petrol.*, v.140, p.554-566, 2001.
- Cox K.G., Bell I.D., Pankhurst R.I.** The interpretation of igneous rocks. *London, Allen and Unwin*, Ch.2, 1979.
- Jensen L.S.** A new cation plot for classifying subalkalic volcanic rocks. *Ontario Div. Mines. Misk.*, Pap. 66, p.22, 1976.
- Ludwig K.R.** ISOPLOT - A plotting and regression program for isotope data, version 2.56. *USGS Open-File Report 91-445*, 40 p., 1991.
- Ludwig K.R.** Using ISOPLOT/Ex. Version 2.05: A geochronological toolkit for Microsoft Excel. *Berkeley Geochronology Center, Special Publication*, N 1a, 43 p., 1999.
- Melezhik V.A., Hudson-Edwards K.A., Skuf'in P.K., Nilson L.-P.** Pechenga area, Russia - Part 1: Geological setting and comparison with Pasvik, Norway. *Trans. Instn. Min. Metall. (Sect. B: Appl. Earth sci.)*, v.103, p.129-145, 1994.
- Mullen E.D.** MnO-TiO₂-P₂O₃: A minor element discriminant for basaltic rocks of oceanic environments and its implications for petrogenesis. *Earth. Planet. Sci. Lett.*, v.62, N 1, p.53-62, 1983.
- Pearce T.H., Gorman B.E., Birkett T.C.** The relationship between major element chemistry and tectonic environment of basic and intermediate volcanic rocks. *Earth Planet. Sci. Lett.*, v.36, p.121-132, 1977.
- Steiger R.H., Jager E.** Subcommittee on geochronology: Convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology. *Earth Planet. Sci. Lett.*, v.36, N 3, p.359-362, 1977.
- Балашов Ю.А.** Геохронология раннепротерозойских пород Печенгско-Варзугской структуры Кольского полуострова. *Петрология*, т.4, № 1, с.3-25, 1996.

- Бибикова Е.В., Мельников В.Ф., Авакян К.Х.** Лапландские гранулиты: петрология, геохимия и изотопный возраст. *Петрология*, т.1, № 2, с.215-234, 1993.
- Ветрин В.Р.** Петрология гранитоидов южного обрамления Печенги (Кольский полуостров). *Изв. АН СССР, сер. геол.*, № 6, с.20-33, 1988.
- Гилярова М.А.** Стратиграфия и структура Печенги. *Л., ЛГУ*, 95 с., 1967.
- Загородный В.Г., Мирская Д.Д., Суслова С.Н.** Геологическое строение Печенгской осадочно-вулканогенной серии. *М.-Л., Наука*, 207 с., 1964.
- Загородный В.Г., Радченко А.Т.** Тектоника карелид северо-восточной части Балтийского щита. *Л., Наука*, 111 с., 1988.
- Курылева Н.А.** Новые данные о стратиграфии Печенгской формации на Кольском полуострове. *ДАН СССР*, т.60, № 2, с.267-268, 1948.
- Марченко А.Г.** Геохимические характеристики и диагностические признаки лампроитов Костомукшского района Карелии. *Докембрий Северной Евразии. Тр. Межд. сов. 15-18 апр. 1997 г., СПб., ИГГД РАН*, с.59, 1997.
- Митрофанов Ф.П., Баянова Т.Б.** Новая геохронология процессов формирования Кольской рифт-обдукционной системы. *Докембрий Северной Евразии. Тр. Межд. сов. 15-18 апр. 1997 г., СПб., ИГГД РАН*, с.66-67, 1997.
- Митрофанов Ф.П., Скуфьин П.К., Баянова Т.Б., Смирнов Ю.П., Левкович Н.В.** Интрузивное тело риодацитовых порфиров в разрезе пород раннепротерозойского Печенгского комплекса Кольской сверхглубокой скважины. *ДАН*, т.380, № 4, с.540-544, 2001.
- Нерович Л.И.** Две группы анортозитов Лапландского гранулитового пояса. *Тезисы Межд. конф. "Рифтогенез, магматизм, металлогения докембрия". Петрозаводск*, с.107-108, 1999.
- Никитина Л.П., Левский Л.К., Беляцкий Б.В.** Лампроитовый магматизм Балтийского щита. *Докембрий Северной Евразии. Тр. Межд. сов. 15-18 апр. 1997 г., СПб., ИГГД РАН*, с.77-78, 1997.
- Новое в геологии, геофизике и геохимии Кольского полуострова. *Отв. ред. Ф.П. Митрофанов. Апатиты, КНЦ РАН*, 117 с., 1996.
- Поляк Э.А.** Геологическое строение Печенгской структурной зоны. Геология и глубинное строение восточной части Балтийского щита. *Л., Наука*, с.111-119, 1968.
- Предовский А.А., Федотов Ж.А., Ахмедов А.М.** Геохимия Печенгского комплекса (метаморфизованные осадки и вулканиты). *Л., Наука*, 139 с., 1974.
- Сейсмогеологическая модель литосферы Северной Европы: Лапландско-Печенгский район. *Отв. ред. Н.В. Шаров. Апатиты, КНЦ РАН*, 226 с., 1997.
- Скуфьин П.К.** Раннепротерозойские вулканогенные формации Печенгско-Варзугского пояса как индикаторы геодинамических режимов (Северо-Восток Балтийского щита). *Автореферат дис. ... докт. геол.-мин. наук, М., МГУ*, 66 с., 1998.
- Скуфьин П.К.** Эволюция вулканизма рудоносной Печенгской структуры (Кольский полуостров). *Геология рудн. месторождений*, т.35, № 3, с.271-283, 1993.
- Скуфьин П.К., Баянова Т.Б.** Раннепротерозойский вулкан центрального типа в Печенгской структуре и его связь с рудоносным габбро-верлитовым комплексом (Кольский полуостров). *Петрология*, т.14, № 6, с.649-669, 2006.
- Скуфьин П.К., Баянова Т.Б., Левкович Н.В.** Лампрофиры в вулканогенном комплексе раннепротерозойской Печенгской структуры (Кольский полуостров). *Петрология*, № 3, с.299-315, 1999.
- Скуфьин П.К., Баянова Т.Б., Митрофанов Ф.П., Апанасевич Е.А., Левкович Н.В.** Абсолютный возраст гранитоидов Шуонияврского массива из южного обрамления Печенгской структуры (Кольский полуостров). *ДАН*, т.370, № 2, с.227-230, 2000.
- Смолькин В.Ф.** Магматизм раннепротерозойской (2.5-1.7 млрд лет) палеорифтогенной системы, северо-запад Балтийского щита. *Петрология*, т.5, № 4, с.394-411, 1997.
- Шарков Е.В., Смолькин В.Ф.** 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*, с.277-284, 2002.