

УДК 552.11

ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКИЕ (2.51–2.40 МЛРД ЛЕТ) МАГМАТИЧЕСКИЕ ПРОВИНЦИИ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ФЕННОСКАНДИИ: ГЕОХИМИЯ ВУЛКАНИТОВ И КОРРЕЛЯЦИЯ С ИНТРУЗИВНЫМИ КОМПЛЕКСАМИ

© 2020 г. А. А. Арзамасцев^{1, 2, *}, С. В. Егорова³, К. Г. Ерофеева⁴, А. В. Самсонов⁴,
А. В. Степанова³, П. К. Скуфьин⁵, В. В. Чашин⁵, Р. В. Веселовский^{6, 7}

¹Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, Россия

²Институт наук о Земле, Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия

³Институт геологии Карельского научного центра РАН, Петрозаводск, Россия

⁴Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва, Россия

⁵Геологический институт Кольского научного центра РАН, Апатиты, Россия

⁶Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия

⁷Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва, Россия

*e-mail: arzamas@ipgg.ru

Поступила в редакцию 23.01.2020 г.

После доработки 24.02.2020 г.

Принята к публикации 26.06.2020 г.

Представлены результаты геохимических исследований палеопротерозойских вулканогенных образований в составе Полмак-Печенгско-Имандра-Варзугского пояса северо-восточной части Фенноскандинавского щита и, с учетом новых геохронологических данных, выполнена корреляция вулканогенных серий с субвулканическими и интрузивными образованиями Мурманского и Кольско-Норвежского террейнов. Сравнительный анализ разрезов вулканитов Имандра-Варзугской и Печенгской структур свидетельствует об асинхронном развитии этих фрагментов пояса в интервале 2.51–2.40 млрд лет назад и о существовании значительного временного перерыва в развитии как Имандра-Варзугской, так и Печенгской структур, длительность которого могла составлять более 300 млн лет. Приведены геохимические доказательства циклического проявления плюм-литосферного взаимодействия при формировании магматизма сумийско-сариолийского периода, показывающие, что базитовые расплавы, генерация основных объемов которых происходила из уровней фации шпинелевых лерцолитов, имеют признаки значительной коровой контаминации в результате их взаимодействия с породами архейского фундамента.

Ключевые слова: докембрий, протерозой, вулканиты, дайки, интрузии, Кольский полуостров, Имандра-Варзугская структура, Печенгская структура

DOI: 10.31857/S0869592X20060034

ВВЕДЕНИЕ

Результаты изучения палеопротерозойских осадочных и магматических комплексов, сохранившихся в крупных архейских блоках континентальной коры, свидетельствуют о том, что переход от архея к протерозою сопровождался радикальной сменой геодинамических режимов и характера эндогенной магматической активности. Выполненное за последние 20 лет U–Pb изотопное ID-TIMS датирование бадделеита из палеопротерозойских мафических даек, силлов и интрузивов в разных кратонах позволило принципиально детализировать историю внутриплитного магма-

тизма этого этапа в истории Земли. Геохронологические исследования многих архейских блоков показали дискретность эпизодов магматической активности на протяжении палеопротерозоя; возрастная корреляция этих эпизодов служит сегодня основой для палеоконтинентальных реконструкций (Ernst, Buchan, 1997; Ernst, 2014; Bleeker, 2003; Bleeker et al., 2008; Sandeman et al., 2013; Condie et al., 2015). Кроме того, детальные геохронологические исследования позволили обосновать специфику петрогенетических и геодинамических режимов формирования отдельных магматических провинций в раннедокембрийской истории (Nilsson et al., 2010).

Наряду с интрузивными базитами, в раннедокембрийских магматических провинциях также известны мафические вулканиды, которые входят в состав вулканогенно-осадочных комплексов и представляют значительный интерес не только для петрологических и палеотектонических реконструкций, но и для расшифровки экзогенных (палеогеографических) условий (Aspler et al., 1998; Eriksson, Condie, 2014). Однако информативность основных вулканидов для разных реконструкций существенно ограничивается сложностью получения надежных данных об их возрасте. Эффузивные образования, по сравнению с субвулканическими телами близкого состава, менее устойчивы к метаморфическим преобразованиям и редко сохраняют магматические минералы, которые позволили бы проводить прямое изотопное датирование. Кроме того, быстрая кристаллизация не дает возможности их дифференциации *in situ* с накоплением циркония и кристаллизацией из остаточных расплавов циркона, который является минералом-геохронометром, устойчивым к метаморфическим преобразованиям. При отсутствии путей получения прямой информации о возрасте вулканидов, одним из возможных методов оценки возраста этих образований является корреляция их петрогеохимических и изотопных характеристик с надежно датированными комагматичными мафическими дайками и силлами. Применимость и сложность такого подхода была продемонстрирована для нескольких палеопротерозойских магматических провинций в ряде кратонов (Söderlund et al., 2010; Sandeman et al., 2013; Ernst, 2014), в том числе для магматических провинций, которые формировались в интервале 1860–2060 млн лет в архейских блоках Северо-Восточной Фенноскандии (Арзамасцев и др., 2020).

В настоящей статье проводится сопоставление геохимических и изотопных данных для вулканических и интрузивных пород с возрастными от 2.5 до 2.4 млрд лет Северо-Восточной Фенноскандии. Основные вулканиды этого этапа слагают нижние части разрезов вулканогенно-осадочных Имандра-Варзугской и Печенгской структур, относимых в региональной стратиграфической схеме к сумийскому и сариолийскому времени (Melezhik et al., 2012) (рис. 1). Мафические интрузивные породы представлены дайками, силлами и расслоенными массивами, которые широко развиты в Кольско-Норвежском, Центральном-Кольском и Мурманском блоках и датированы 2.51, 2.43 и 2.40 млрд лет (Смолькин, 1997; Расслоенные..., 2004; Чашин и др., 2008, 2012; Федотов и др., 2009, 2012; Нерович и др., 2014). Основой статьи служат новые геохимические данные по вулканидам кук-

шинской, сейдореченской, полисарской свит Имандра-Варзугской структуры и ахмалахтинской свиты Печенгской структуры. Для сравнительного анализа привлечены данные по плутоническим комплексам с возрастными 2.50 и 2.43 млрд лет (Латыпов, Чистякова, 2000; Расслоенные..., 2004; Чашин и др., 2015; Смолькин и др., 2018) и по мафическим дайкам и силлам с возрастными 2.51 и 2.40 млрд лет (Степанова и др., 2018, 2019; Ерофеева и др., 2019).

ГЕОЛОГИЯ

Вулканогенные образования

Согласно стратиграфическим реконструкциям (Имандра-Варзугская..., 1982; Федотов, 1985; Предовский и др., 1987; Melezhik et al., 2012) и геохронологическим данным (Amelin et al., 1995; Балашов, 1996; Баянова, 2004; Чашин и др., 2008; Вревский, 2011), наиболее древние вулканогенные образования, относящиеся к инициальной фазе развития рифта, формируют северный лежащий бок Имандра-Варзугской структуры (рис. 2). В течение сумийско-сариолийского периода выделяются крупные циклы магматической активности, представленные в разной степени метаморфизованными вулканидами в составе пурначской, кукшинской, сейдореченской и полисарской вулканогенно-осадочных свит. Помимо пурначской свиты, в которой наблюдается чередование горизонтов вулканидов и осадков, каждая из вышележащих свит имеет двучленное строение: в основании залегают осадочные образования, сменяющиеся вверх по разрезу вулканидами, доля которых составляет более 80% мощности свиты (Скуфьин, 2014).

Пурначская свита. Метаосадочные породы, образующие среди вулканидов три горизонта в основании свиты, залегают на эродированной поверхности архейского фундамента. Метаосадки в основании свиты представлены граувакками, реже аркозовыми метапесчаниками, сохранившими горизонтально-слоистые или волнистые текстуры. Верхний горизонт осадков представлен метапесчаниками со значительной долей карбонатного цемента. Состав пород и их текстурные особенности свидетельствуют об их образовании в мелководных бассейнах со спокойной гидродинамикой (Предовский и др., 1987). Вулканогенная часть разреза представлена амфиболитами, в которых отмечены реликтовые текстуры миндалекаменных и массивных лав (Федотов, 1985). Оценки времени формирования пород свиты основаны на геологических соотношениях с перекрывающими ее вулканидами кукшинской свиты; нижняя возрастная граница определена на основе интрузив-

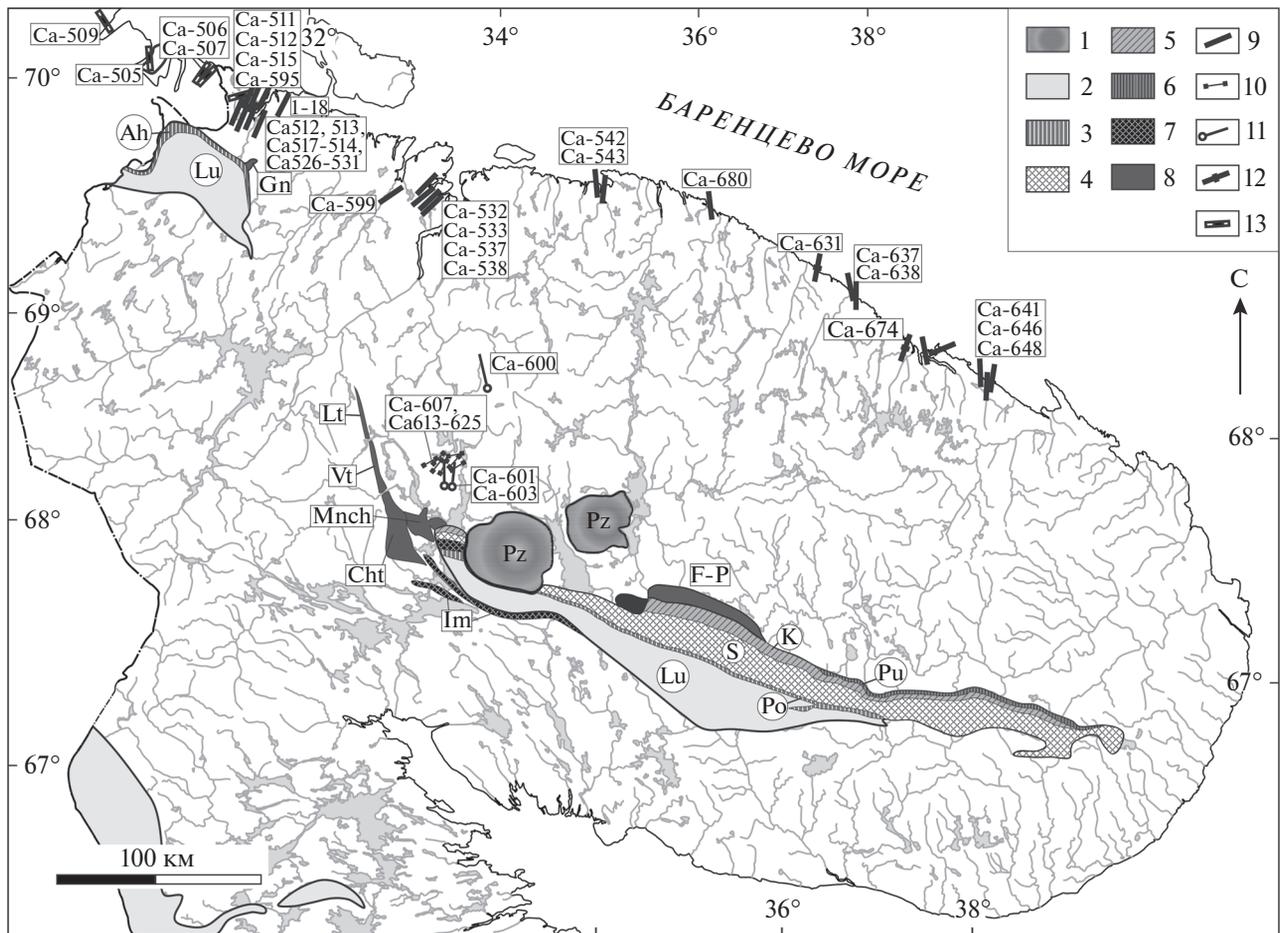


Рис. 1. Проявления палеопротерозойского магматизма в северо-восточной части Фенноскандинавского щита. 1 – палеозойские щелочные массивы (Pz); 2–6 – вулканогенно-осадочные породы Полмак-Печенгско-Имандра-Варзугского пояса (буквы в кружках): 2 – вулканиты и осадки ятулия, людиковия, калевия (Lu); 3–6 – сумийско-саролийские образования: 3 – полисарская (Po) и ахмалахтинская (Ah) свиты, 4 – сейдореченская свита (S), 5 – кукшинская свита (K); 6 – пурначская свита (Pu); 7 – базитовые интрузии (буквы в рамках) возраста 2.5 млрд лет: горы Генеральской (Gn), Лосевых и Медвежьих тундр (Lt), Волчьих тундр (Vt), Мончегорского магматического узла (Mnch), Чуна-тундры (Cht), Федорово-Панского массива (F-P); 8 – базитовые интрузии возраста 2.44 млрд лет (8): Имандровский комплекс (Im); 9–12 – рои даек возраста 2.51 млрд лет: 9 – кварцевых долеритов, 10 – клинопироксен-плагиоклазовых порфиритов, 11 – оливиновых габбро-норитов, 12 – оливиновых габбро; 13 – силлы и дайки возраста 2.40 млрд лет. Цифры в рамках – номера обнажений.

ных пород, которые перекрываются вулканитами и датированы 2502 ± 2 млн лет (Amelin et al., 1995).

Кукшинская свита. Согласно залегание нижней части свиты на пурначских амфиболитах установлено в восточной части структуры (Melezhik et al., 2012; Скуфьин, 2014). Осадки, мощность которых достигает 400 м, в нижней части представлены метаграувакками, сменяющимися в верхах осадочной толщи аркозовыми метапесчаниками с линзами гравелитов и конгломератов. Как в граувакках, так и в песчаниках обнаруживаются следы косо́й слоистости, в последних также установлено присутствие материала нижележащих интрузивных базитов, имеющих возраст 2504 ± 2 млн лет (Amelin et al., 1995; Melezhik et al., 2012). В запад-

ной части Имандра-Варзугской структуры полимиктовые конгломераты и брекчии в основании свиты несогласно залегают на поверхностях выветривания не только архейских гнейсов и гранитов, но и интрузивных пород Мончегорского плутона. Вулканиты из верхов свиты прослежены вдоль северной границы структуры в виде полосы шириной от 200 до 1200 м, где согласно залегают на метаосадках. Разрез сложен многочисленными покровами, варьирующими по составу от афировых метабазитов, частично сохранивших первичные текстуры эффузивов, в частности пиллоу-лав, до полнокристаллических метадолеритов (Федотов, 1985). Указанные особенности строения свиты

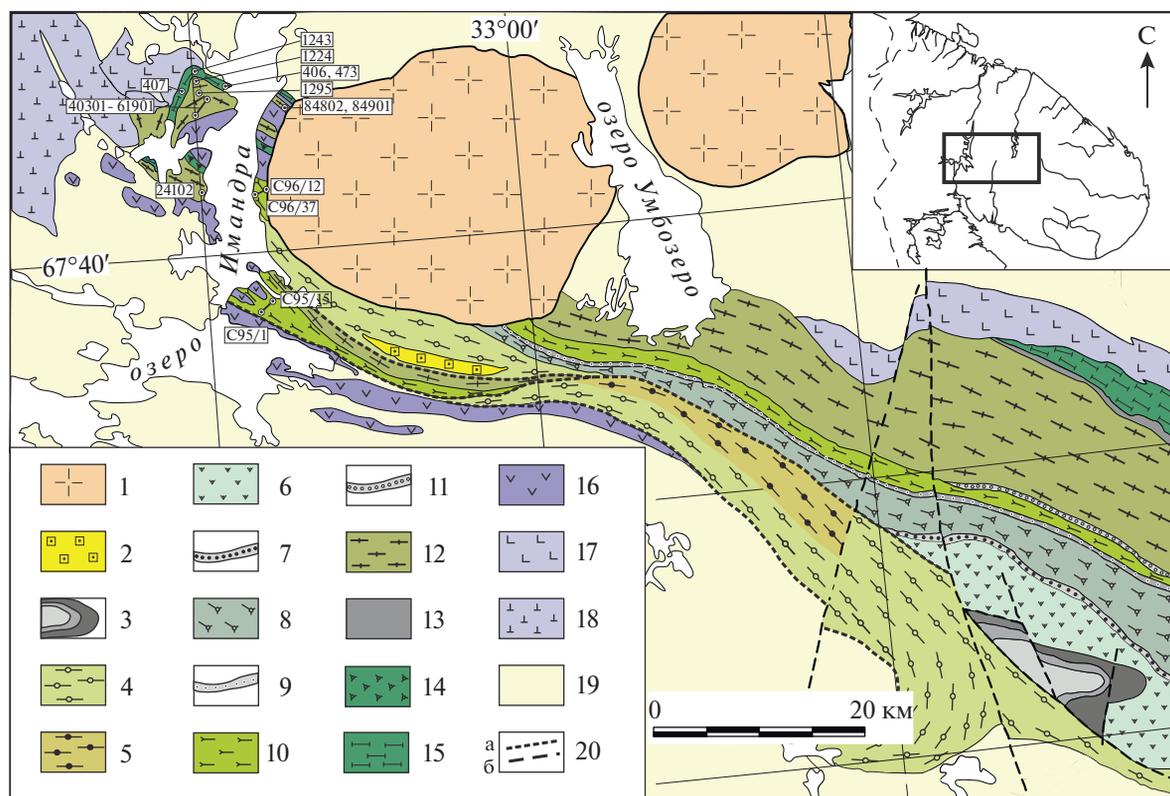


Рис. 2. Схема геологического строения западной части Имандра-Варзугской структуры (по Имандра-Варзугская..., 1982; Федотов, 1985; Melezhik et al., 2012, с дополнениями и изменениями).

1 – палеозой: нефелиновые сиениты, фойдолиты Хибинского и Ловозерского массивов; 2–18 – протерозой: 2 – щелочные сиениты Соустовского массива; 3 – панареченская свита; 4, 5 – томингская свита нерасчлененная (4) и вулканогенная (5); 6, 7 – ильмозерская свита вулканогенная (6) и осадочная (7); 8, 9 – умбинская свита вулканогенная (8) и осадочная (9); 10, 11 – полисарская свита вулканогенная (10) и осадочная (11); 12, 13 – сейдореченская свита вулканогенная (12) и осадочная (13); 14, 15 – кукшинская свита: гранофир (имандрит) (14) и осадочная (15); 16 – перидотит, пироксенит, габбро Имандровского интрузивного комплекса; 17 – перидотит, пироксенит, габбро Мончегорского и Федорова-Панского массивов; 18 – габбро-анортозиты Мончегорского массива; 19 – гнейсы верхнеархейского комплекса; 20 – несогласное залегание (а), тектонические нарушения (б). Цифры в рамках – номера обнажений и отобранных образцов.

свидетельствуют о субэаральных условиях формирования пород (Melezhik et al., 2012).

Сейдореченская свита. Метаосадки, формирующие основание свиты, залегают на эродированной поверхности кукшинских метавулканитов. Особенностью внутреннего строения осадочной части разреза является выдержанность маркирующих горизонтов. Среди осадков доминируют метапелиты и кварцевые метапсаммиты, линзы карбонатных пород и метаграувакки. Согласно представлениям В.А. Мележика с соавторами (Melezhik et al., 2012), данный разрез характеризует постепенную смену стабильного мелководного платформенного режима, существовавшего на границе континентальной шельфовой зоны, на режим интенсивного погружения.

В строении разреза вулканогенной части выделяют три группы покровов (Федотов, 1985; Пре-

довский и др., 1987). Нижняя группа мощностью до 800 м сложена переслаивающимися покровами Mg-базальтов и андезибазальтов. Средняя часть разреза мощностью до 1600 м сложена однородными андезибазальтами с редкими покровами андезидацитов и дацитов. В нижней части свиты и в подстилающих породах распространены силлоподобные дифференцированные гипабиссальные тела габбро-пироксенитов, комагматичные Mg-базальтам. Верхняя группа сложена однородными риодацитами, возраст которых составляет 2448 ± 8 млн лет (U–Pb метод, циркон; Чашин и др., 2008). Аналогами вулканитов сейдореченской свиты могут являться коматиитовые базальты, андезибазальты, дациты и риолиты в составе изолированного Арваренчского блока, располагающегося в западной части Имандра-Варзугской структуры и имеющего возраст 2424–2430 млн лет (Вревский, 2011).

Полисарская свита. Присутствие метаморфизованных кор выветривания нижележащих вулканитов, выше которых располагается слой полимиктовых конгломератов, свидетельствует о значительном перерыве в формировании сейдореченской и полисарской свит (Melezhik et al., 2012). Главной чертой стратиграфического разреза свиты, осложненного тектоническими нарушениями, является крайняя невыдержанность. Среди осадков полимиктовые, плохо сортированные конгломераты, перекрываемые массивными и слоистыми граувакками, составляют около 20% осадочной части разреза. В восточной части структуры в разрезе присутствуют коматиитовые и базальтовые туфы (Мележик, Предовский, 1982). Маркером континентальных геодинамических обстановок этого периода, существовавших на границе зоны рифтогенеза, является присутствие в составе свиты диамиктитов ледникового происхождения, возраст которых оценивается в 2411 ± 11 млн лет и отвечает времени Гуронского оледенения (Gärtner et al., 2014). Вместе с тем наличие в разрезе пиллоу-лав и особенности смены типа осадков в западной части свиты указывают на постепенный переход к морским условиям осадконакопления (Melezhik et al., 2012). Мощность вышележащих вулканитов, среди которых широко распространены шаровые лавы и лавобрекчии, достигает 2000 м. Признаком высокой проницаемости континентальной коры в этот период является преобладание среди вулканитов слабодифференцированных примитивных Mg-базальтов коматиитовой серии. Верхнюю часть разреза слагают вулканические и эруптивные брекчии среднекислого состава и дифференцированные продукты серии – андезит-базальты, андезиты и дациты (Скуфьин, 2014).

Наиболее древние образования Печенгской структуры, которые могут быть сопоставлены с вулканогенно-осадочными сериями Имандра-Варзугской структуры, представлены ахмалатинской свитой. Осадки в основании свиты, выделяемые в самостоятельную свиту неверскрук, залегают на архейском фундаменте, несущем следы длительного выветривания (Melezhik et al., 2012). В основании свиты преобладают плохо сортированные конгломераты и крупнозернистые песчаники, в составе которых присутствуют фрагменты архейских пород, непосредственно подстилающие осадки. Залегающие выше покровы, сложенные низкотитанистыми магнезиальными базальтами и ферробазальтами, чередуются с мелкими телами габбро-долеритов. Наиболее мафические члены серии, представленные пикробазальтами, вверх по разрезу сменяются андезит-базальтами и дацитами (Melezhik, Sturt, 1994; Магматизм..., 1995; Минц

и др., 1996). Наличие осадочных горизонтов, приближающихся по строению и составу к диамиктитам, может указывать на ледниковое происхождение толщи (Gärtner et al., 2014); особенности строения лавовых покровов базальтоидов свидетельствуют о субаэральном характере магматизма, происходившего в континентальных условиях (Melezhik et al., 2012).

Субвулканические образования

Палеопротерозойские дайки и силлы распространены в пределах всей северо-восточной части Фенноскандинавского щита и весьма разнообразны по составу. Крупные рои даек, приуроченные к границе архея и протерозоя, прослежены нами вдоль Баренцевоморского побережья, от российской до норвежской границы до губы Савиха, а также в центральной части Кольского полуострова, в районе Оленегорска и Мончегорского рудного узла (рис. 1). Имеются свидетельства присутствия роев раннедокембрийских базитовых даек в центральной части Кольского полуострова в районе Кейвской структуры (Федотов и др., 2012). Согласно полученным геохронологическим данным (Степанова и др., 2018, 2019), среди палеопротерозойских даек и силлов присутствуют две возрастные группы: 2.51 и 2.40 млрд лет.

Дайки возраста 2.51 млрд лет представлены кварцевыми долеритами, пироксен-плагиоклазовыми порфиридами и оливиновыми габбро-норитами, которые являются, по нашим данным (Егорова и др., 2019), производными кристаллизации единого первичного расплава. Тела кварцевых долеритов образуют несколько крупных роев, распространенных на всей территории Кольско-Мурманского блока (рис. 1). Дайки этого состава однородны по структуре, имеют слабо выраженные зоны закалки и не образуют крупнозернистых разновидностей. Основной мотив структуры долерита формирует плагиоклаз, центральные зоны которого имеют состав An_{45-55} . Интерстиции плагиоклаза выполнены авгитом и микрогранофировым агрегатом кварца и микроклина. Установленные по бадделеиту возрасты двух даек кварцевых долеритов из районов Лиинахамари и губы Волоковая составляют соответственно 2508 ± 6 и 2513 ± 16 млн лет (Степанова и др., 2019). Дайки пироксен-плагиоклазовых порфиритов закартированы только в центральной части Кольского полуострова, в районе Оленегорска, где они образуют компактный рой субпараллельных тел меридионального простирания. Помимо плагиоклаза, формирующего основной структурный мотив породы, для порфиритов характерно присутствие орто- и клинопироксена, а также магнетита. Оливиновые

габбро-нориты, также закартированные в районе Оленегорска, образуют серию субвертикальных тел мощностью до 30 м. Согласно данным Ж.А. Федотова (Федотов и др., 2012), дайки этого состава присутствуют в Кейвском блоке и примыкающих к нему областях Мурманского блока. Помимо идиоморфных зерен оливина, в породе присутствуют плагиоклаз состава An_{80} , ортопироксен и клинопироксен (авгит). Возраст бадделеита из дайки оливинового габбро-норита, определенный U–Pb методом, составляет 2503 ± 2 млн лет (Степанова и др., 2019).

Отдельную группу даек близкого возраста, но имеющих отличные от описанных выше субвулканических пород геохимические характеристики, образуют единичные тела, сложенные оливиновым габбро (рис. 1). Для пород характерна микропорфировая структура, наиболее четко проявленная в зонах эндоконтактов и образованная фенокристами оливина (Fo_{74-76}), располагающимися в матриксе, состоящем из зонального плагиоклаза (An_{45-22}), авгита и оливина (Fo_{25-41}). Возраст даек, установленный по бадделеиту U–Pb методом, составляет 2505 ± 6 млн лет (Степанова и др., 2019).

Силлы и дайки возраста 2.40 млрд лет закартированы в северном обрамлении Печенгской структуры. Среди даек пикродолеритов, образующих рой северо-восточного простирания (40°), преобладают порфировые разновидности, содержащие во вкрапленниках фенокристы оливина Fo_{75-80} (10%) и пижонита (30%). Маломощные силлы (до 30 м) пикродолеритов, формирующие пологие кулисообразные тела протяженностью до 4–5 км (Морозов и др., 2017; Ерофеева и др., 2019), имеют признаки дифференциации. Подошва и нижние части тел сложены меланократовым оливиновым габбро-норитом, который вверх по разрезу сменяется среднезернистым оливиновым габбро, а затем мелкозернистым кварцсодержащим габбро-долеритом и долеритом. Верхняя зона закалки сложена порфировидным пикродолеритом, вкрапленники в котором образованы фенокристами оливина Fo_{81-92} и авгита. Возраст бадделеита из пород силла, установленный U–Pb методом, составляет 2399 ± 2 млн лет (Stepanova et al., 2017). Пространственно и генетически связанные с силлами дайки долеритов формируют рой северо-восточного простирания, обнажающийся на южном берегу Варангер-фьорда (рис. 1). Дайки имеют простое внутреннее строение и сложены кварцевыми долеритами, сходными по минеральному и химическому составу с верхними частями дифференцированных пикродолеритовых силлов. Возраст одной из даек, установленный по бадделеиту U–Pb методом, составляет 2401 ± 5 млн лет (Stepanova et al., 2017).

Плутонические образования

Согласно геохронологическим данным, расчлененные интрузии основного-ультраосновного состава подразделяются на две возрастные группы (Amelin et al., 1995; Баянова, 2004). К более древней группе, формирование которой началось 2505 (2515) млн лет назад и продолжалось, по разным оценкам, на протяжении нескольких миллионов лет (Balashov et al., 1993; Баянова, 2004; Баянова и др., 2017; Bayanova et al., 2019; Борисенко и др., 2015), относятся массивы Мончегорского рудного района, Федорово-Панский массив, массив горы Генеральской и др. Более молодая группа расчлененных интрузий базитов, возраст которой составляет 2440–2450 млн лет, объединяет Имандровский комплекс на Кольском полуострове (рис. 1) с массивами Северной Карелии (Бураковско-Аганозерский массив, массив Кивакка; Amelin et al., 1995; Байи и др., 2009) и Северной Финляндии (Пеникат, Кеми, Аканваара и др.; Hanski et al., 2001; Pijina, Hanski, 2005). Подробная информация о вещественном составе плутонических пород, представленная в публикациях (Чашин, 1999; Чашин и др., 2012, 2015; Латыпов и др., 2001; Расслоенные..., 2004), позволяет провести их корректный сравнительный анализ с одновозрастными вулканическими и дайковыми сериями.

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Содержания петрогенных элементов в породах определены на энергодисперсионном рентгенофлуоресцентном спектрометре последовательно действия ARL ADVANT'X (Thermo-Scientific) в Центре коллективного пользования Карельского научного центра (КНЦ) РАН. Подготовка препаратов для анализа выполнена путем сплавления 0.3 г порошка пробы с 3 г тетрабората лития в индукционной печи Katanax K1 с последующим отливом гомогенного стеклообразного диска. Потери при прокаливании определяли гравиметрическим методом. Точность анализа составляла 1–5 отн. % для элементов с концентрациями выше 0.5 мас. % и до 12 отн. % для элементов с концентрациями ниже 0.5 мас. %. В отдельных образцах вулканитов Печенгской структуры концентрации порообразующих оксидов определяли из одной навески породы атомно-абсорбционным (Si, Al, Fe, Mg, Ca, Mn), эмиссионным пламенным (Na, K), фотоколориметрическим (Ti), весовым (П.п.п., H_2O -) и объемным (CO_2 , FeO) методами в Геологическом институте КНЦ РАН. Точность определений составляет не ниже $\pm 1.5\%$ для концентраций >10 мас. % и $\pm 3.5\%$ для концентраций >1 мас. %.

Концентрации редких и редкоземельных элементов определены методом ICP-MS на приборе Thermo Scientific XSeries 2 в Центре коллективного пользования Карельского НЦ по стандартной методике (Светов и др., 2015). Разложение образцов проводили путем кислотного вскрытия в открытой системе. Правильность анализа контролировали путем измерения стандартных образцов BHVO-2, AGV-2, СГД-2А и внутрिलाбораторного стандарта 1412. Относительное стандартное отклонение по результатам измерений стандартных образцов для большинства элементов не превышало 5%, для Sc, V, Cr, Co, Ni, Cu, Zn, Rb составило 5.1–6.5%, для Ti – 8.1%.

ПЕТРОГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД

Основу петрогеохимических построений и корреляции составляют оригинальные данные по петрогенным и редким элементам, полученные для вулканитов кукшинской (8 анализов), сейдореченской (19 анализов) и полисарской (20 анализов) свит Имандра-Варзугской структуры, а также для вулканитов ахмалахтинской свиты Печенгской структуры (17 анализов). Кроме того, для сравнительного анализа вулканитов и расслоенных базитовых интрузий Кольского региона использована база данных, насчитывающая более 1300 опубликованных определений петрогенных элементов. Субвулканические образования охарактеризованы на основе 97 анализов. В статье приведены данные только для представительных образцов, полная база петрогеохимических данных может быть предоставлена авторами по запросу.

Вулканогенные образования

Вулканиды пурначской и кукшинской свит. Наиболее ранние вулканиды, залегающие в основании Имандра-Варзугской структуры, метаморфизованные в условиях амфиболитовой фации и характеризующиеся крайне малым разнообразием, относятся к недифференцированному толеит-базальтовому типу и содержат в нормативном составе кварц и гиперстен. Среди пород пурначской свиты, наиболее раскристаллизованные разности которых сохранили первичные офитовые и пойкилоофитовые структуры, преобладают железистые метабазальты и метадолериты, отличающиеся невысокой магнезиальностью ($\#Mg = Mg/(Mg + Fe) = 0.38–0.55$) и повышенными содержаниями TiO_2 , $Fe_2O_{3\text{общ}}$ и P_2O_5 (рис. 3) (Федотов, 1985; Минц и др., 1996). Метабазальты и долериты в составе кукшинской свиты имеют близкие петрохимические характеристики ($\#Mg = 0.45–0.55$; табл. 1). Для

пород обеих свит характерны широкие вариации крупноионных литофильных элементов (LILE), обусловленные влиянием метаморфических преобразований, и наличие отрицательной аномалии Nb ($Nb/Nb^* = 0.36–0.61$; рис. 4а). Содержания Ni и Co варьируют в пределах 30–190 мкг/г. От вышележащих вулканитов породы отличаются низкими отношениями $(La/Sm)_N = 1.7–2.6$ при значениях $(Gd/Yb)_N = 1.0–1.6$, а также отсутствием Eu-аномалии ($Eu/Eu^* = 0.90–0.97$). На диаграмме Ti–V, основанной на изменении коэффициента распределения V в зависимости от фугитивности кислорода в расплаве и характеризующей степень его окисленности при формировании в разных геодинамических обстановках (Shervais, 1982), вулканиты обеих свит попадают в поле типичных толеитовых расплавов (рис. 3е).

Вулканиды сейдореченской свиты представлены полным рядом дифференциатов, варьирующих по составу от высокомагнезиальных коматиитов и коматиитовых базальтов до андезитов и риолитов (рис. 3). В разрезе свиты условно выделяют три пачки (Федотов, 1985), сложенные (снизу вверх) меланократовыми метабазитами, метаандезибазальтами и метариодацитами. В отличие от описанных выше вулканитов, доминирующие в объеме свиты андезибазальты принадлежат высокомагнезиальной серии ($\#Mg = 0.80–0.95$) и имеют более низкие содержания TiO_2 , составляющие в среднем 0.79 мас. %. Концентрации Ni и Cr, достигающие максимальных значений в коматиитах, в андезибазальтах в среднем составляют 158 и 213 мкг/г соответственно (табл. 1). На графиках распределения элементов-примесей (рис. 4б) обнаруживаются отрицательные аномалии Nb ($Nb/Nb^* = 0.22–0.34$), Ti, а также Sr. Для этих пород характерно значимое обогащение легкими редкоземельными элементами (REE) ($(La/Sm)_N = 2.2–3.6$), незначительные вариации отношения $Eu/Eu^* = 0.8–1.1$ и слабофракционированный характер распределения тяжелых REE ($(Gd/Yb)_N = 1.5–2.3$).

Вулканиды полисарской свиты представлены низкотитанистыми (0.4–0.8 мас. % TiO_2) и умеренно-железистыми ($Fe_2O_{3\text{общ}} < 12$ мас. %) гиперстеннормативными разностями, которые могут быть отнесены к толеитовой серии (табл. 2). В отличие от вулканитов нижележащей сейдореченской свиты, в составе полисарской свиты доминируют меланократовые разновидности базальтов с содержанием $MgO > 10$ мас. % (рис. 3). Концентрации Cr и Ni, достигающие максимальных значений в пикродолеритах, в базальтах свиты варьируют в пределах 350–670 и 90–280 мкг/г соответственно. Повышенные содержания ванадия в

Таблица 1. Содержания петрогенных (мас. %) и малых (мкг/г) элементов в представительных образцах вулканитов кукшинской (KUK) и сейдореченской (SEID) свит Имандра-Варзугской структуры

Компо- ненты	Свита										
	KUK	KUK	KUK	SEID							
	Порода										
	Bas	Bas	Bas	And	And	GbDlr	Mand	Bas	Dlr	Dlr	Bas
	Номер образца										
	469	473	473/1	24102	40301	40401	60200	61300	61900	61901	84802
SiO ₂	53.91	50.85	48.00	57.36	55.30	52.84	54.89	56.92	55.19	52.60	51.38
TiO ₂	0.98	0.80	0.90	0.79	1.02	0.75	0.80	0.94	0.67	0.29	1.48
Al ₂ O ₃	14.58	12.41	14.98	13.54	14.08	14.51	14.35	14.32	14.26	15.74	14.94
Fe ₂ O ₃	10.96	11.58	12.06	9.78	11.10	10.01	9.97	10.72	9.70	8.13	13.49
MnO	0.16	0.18	0.17	0.15	0.14	0.15	0.15	0.16	0.15	0.15	0.25
MgO	5.38	9.68	6.92	5.13	4.40	6.36	5.47	3.60	6.19	8.12	4.81
CaO	8.03	8.33	8.50	5.85	6.97	9.05	7.23	6.41	8.30	10.2	7.28
Na ₂ O	2.31	2.38	1.96	4.55	2.47	2.29	2.97	2.80	2.43	2.33	3.93
K ₂ O	0.79	0.12	0.22	1.28	1.99	1.17	1.22	1.88	1.15	0.45	0.77
P ₂ O ₅	0.11	0.07	0.07	0.10	0.15	0.09	0.10	0.14	0.09	0.02	0.23
S _{общ.}	0.02	0.03	0.04	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02
П.п.п.	2.50	3.29	5.80	1.21	2.07	2.28	2.40	1.75	1.51	1.59	1.06
Сумма	99.73	99.72	99.62	99.76	99.71	99.52	99.57	99.66	99.66	99.67	99.64
Li	10.5	16.5	21.3	3.29	13.0	9.06	13.6	13.0	10.6	6.06	8.37
Sc	31.7	36.4	41.0	29.8	27.1	28.5	31.1	28.3	31.6	32.3	25.9
V	246	252	262	188	205	188	198	205	189	170	231
Cr	107	845	231	190	123	255	231	81	329	278	190
Co	41.1	55.6	52.8	37.1	40.5	39.6	36.1	35.3	37.9	39.0	51.5
Ni	83.4	193	124	57.6	92.3	99.4	59.3	40.6	62.2	72.7	84.4
Cu	126	102	124	445	75.8	71.7	97.6	90.8	80.0	29.3	187
Zn	91.6	98.8	96.4	92.8	75.1	71.4	85.9	138	73.3	42.7	109
Ga	19.7	15.2	17.1	11.8	22.3	16.7	17.2	18.5	15.6	15.0	22.6
Rb	27.9	0.95	5.73	40.0	61.5	40.4	37.8	68.4	43.9	12.4	19.5
Sr	292	244	196	143	414	317	291	332	295	358	567
Y	20.6	16.7	17.9	16.7	25.3	14.5	17.0	20.3	13.8	5.81	26.6
Zr	144	74.0	39.1	158	236	73.2	179	189	93.8	31.4	167
Nb	6.42	4.07	3.42	6.59	9.81	4.69	5.66	8.12	4.98	1.56	14.8
Cs	0.57	0.28	0.51	0.41	0.78	0.56	0.49	0.71	4.79	0.82	0.80
Ba	226	19.6	60.6	347	706	288	435	656	347	149	237
La	16.2	10.9	6.70	18.5	28.3	11.1	17.2	23.0	15.2	5.3	37.5
Ce	33.5	21.7	14.5	40.6	61.6	27.4	35.8	46.7	33.3	10.5	73.2
Pr	4.19	2.89	1.94	4.86	7.54	3.44	4.52	5.86	4.12	1.38	9.88
Nd	17.3	12.5	9.00	18.8	29.1	13.9	17.9	23.1	16.2	0.00	39.3
Sm	3.89	3.05	2.49	3.89	6.64	3.10	3.92	4.83	3.09	1.21	7.75

Таблица 1. Окончание

Компо- ненты	Свита										
	KUK	KUK	KUK	SEID							
	Порода										
	Bas	Bas	Bas	And	And	GbDlr	Mand	Bas	Dlr	Dlr	Bas
	Номер образца										
	469	473	473/1	24102	40301	40401	60200	61300	61900	61901	84802
Eu	1.10	0.96	0.83	0.86	1.78	0.96	1.04	1.23	0.90	0.52	1.94
Gd	3.86	3.03	2.85	3.56	6.01	2.94	3.21	4.34	3.10	1.17	6.46
Tb	0.63	0.50	0.48	0.58	0.96	0.49	0.55	0.70	0.52	0.23	0.97
Dy	3.72	3.05	3.14	3.33	5.30	2.81	3.38	4.08	2.73	1.23	5.49
Ho	0.73	0.59	0.66	0.65	1.06	0.60	0.67	0.82	0.55	0.25	1.05
Er	2.13	1.74	1.90	1.87	2.90	1.67	1.93	2.46	1.64	0.70	2.74
Tm	0.31	0.22	0.29	0.27	0.41	0.24	0.27	0.34	0.24	0.09	0.39
Yb	1.92	1.52	1.78	1.81	2.46	1.52	1.72	2.07	1.36	0.59	2.21
Lu	0.27	0.22	0.25	0.24	0.37	0.21	0.25	0.33	0.21	0.11	0.31
Hf	3.67	1.84	1.23	4.19	6.08	2.30	4.50	5.46	2.84	1.07	4.36
Ta	1.02	0.73	0.55	0.46	0.83	0.54	0.52	0.61	0.81	0.24	1.32
Pb	4.68	3.00	2.41	5.79	3.31	2.47	6.60	22.0	4.38	3.59	7.30
Th	2.57	1.36	0.61	4.01	5.36	2.54	3.62	5.80	3.69	0.81	5.11
U	0.70	0.34	0.12	0.97	1.38	0.54	0.84	1.35	0.73	0.21	1.07

Примечание. Здесь и в табл. 2: Bas – базальт, And – андезит, AndBa – андезибазальт, Dlr – долерит, GbDlr – габбро-долерит, Mand – мандельштейн, PicBa – пикробазальт. Все железо в форме Fe₂O₃. Прочерк – не анализировалось. Местоположение отобранных образцов показано на рис. 2.

сочетании с низкими концентрациями Ti (рис. 3е) смещают фигуративные точки составов полисарской серии толеитов на диаграмме Ti–V в область более окислительных условий консолидации расплавов. Спектры REE этой серии фракционированы в легкой части ((La/Sm)_N = 2.0–3.8) и слабо фракционированы в тяжелой части ((Gd/Yb)_N = 1.3–1.9) (рис. 4в). Порода также характеризуется значительной отрицательной аномалией Nb (Nb/Nb* = 0.15–0.34) и незакономерными вариациями содержания стронция.

Вулканыты ахмалахтинской свиты, относящиеся к наиболее ранним образованиям в составе Печенгской структуры, представлены умеренно-магнезиальными (#Mg = 0.29–0.69) гиперстен-нормативными пикробазальтами, базальтами, андезибазальтами и дацитами (табл. 3) с содержаниями TiO₂ в пределах 0.69–1.62 мас. %. Концентрации Ni и Cr, коррелируемые с магнезиальностью пород, в пикробазальтах не превышают 150 и 700 мкг/г соответственно. Отношение Ti–V (рис. 3е) близко к средним значениям для окис-

лительных условий, типичным для толеитовых расплавов. От вышележащих вулканитов куэтсарвинской свиты (Арзамасцев и др., 2020) породы ахмалахтинской свиты отличаются наличием отрицательной аномалии Nb (Nb/Nb* = 0.20–0.22) и отсутствием положительной аномалии Ti (рис. 4г). Распределение REE в породах свиты показывает значимое фракционирование в области легких REE ((La/Sm)_N = 3.0–3.6), слабое фракционирование в области тяжелых REE ((Gd/Yb)_N = 1.8–1.9) и наличие отрицательной Eu-аномалии (Eu/Eu* = 0.75–0.90).

Субвулканические и интрузивные образования

Дайки возраста 2.51 млрд лет варьируют по составу от высокомагнезиальных оливиновых габбро-норитов (#Mg = 0.51–0.86) до пироксен-плагиоклазовых порфиритов и кварцевых долеритов (#Mg = 0.27–0.64; табл. 4, 5) (Егорова и др., 2019). Все породы характеризуются умеренными содержаниями TiO₂ (рис. 5), наличием отрицательной аномалии Nb (Nb/Nb* < 0.40) (рис. 6а–6в), а так-

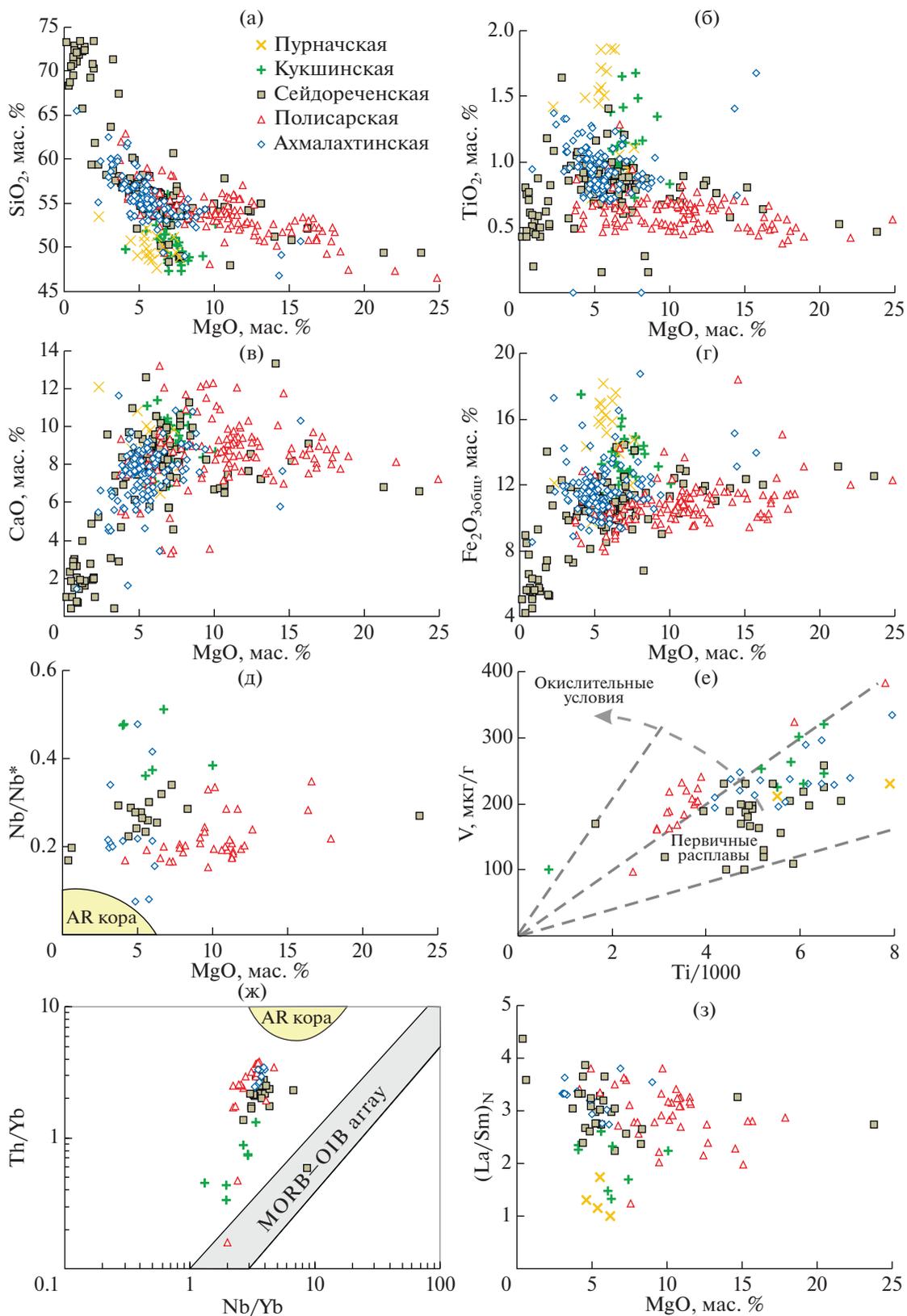


Рис. 3. Диаграммы составов палеопротерозойских вулканитов пурначской ($n = 28$), кукушинской ($n = 59$), сейдороченской ($n = 141$), полисарской ($n = 119$) свит Имандра-Варзугской структуры, а также ахмалахтинской свиты ($n = 112$) Печенгской структуры. Составлено на основе оригинальных и опубликованных данных (Федотов, 1985; Предовский и др., 1987; Смолькин, 1992; Чашин и др., 2008). Здесь и далее n – число анализов петрогенных элементов.

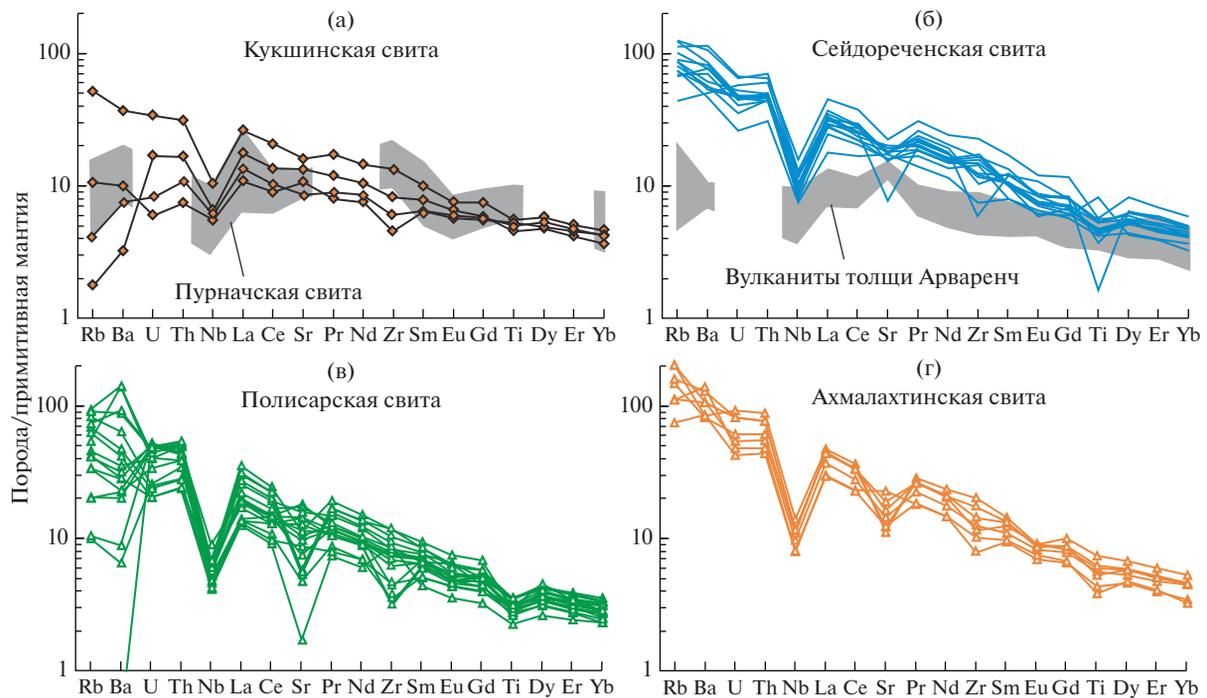


Рис. 4. Нормализованные к примитивной мантии содержания элементов-примесей в вулканитах кукшинской и пурначской свит (а), сейдореченской свиты (б), полисарской свиты (в) Имандра-Варзугской структуры и ахмалахтинской свиты Печенгской структуры (г). Данные по вулканитам пурначской свиты из работы (Минц и др., 1996). Здесь и далее на диаграммах нормализующие факторы по (McDonough, Sun, 1995).

же вариациями Sr/Sr^* отношения, связанными с неравномерным распределением в породах плагиоклаза. Последнее подтверждается положительной корреляцией Sr/Sr^* и Eu/Eu^* отношений. Спектры REE этих пород фракционированы в легкой области ($(La/Sm)_N = 2.8-3.5$) и слабо фракционированы в тяжелой области ($(Gd/Yb)_N = 1.2-1.7$), отношение Eu/Eu^* варьирует в пределах 0.88–1.12. Распределение редкоземельных элементов в кварцевых долеритах и пироксен-плагиоклазовых порфиритах также отличается повышенным коэффициентом разделения легких REE ($(La/Sm)_N = 2.1-4.1$), слабым фракционированием тяжелых REE ($(Gd/Yb)_N = 1.3-2.2$) и вариациями отношения Eu/Eu^* (0.63–1.23). В отличие от описанных выше пород, оливковые габбро, образующие пространственно изолированный рой даек, характеризуются низкой магнезиальностью ($\#Mg = 0.48-0.57$) и повышенными содержаниями TiO_2 , Fe_2O_3 общ. и Na_2O (рис. 5). На графиках распределения элементов-примесей присутствует отрицательная аномалия Nb ($Nb/Nb^* = 0.31-0.46$; рис. 6в). Высокая вариативность концентраций Rb, Ba, Sr связана, по-видимому, с метаморфическими преобразованиями свекофеннского периода, а аномальное распределение U и Th, также наблюдаемое и в других разновидностях даек, связано с влиянием позднепротерозой-

ских жил с урановой минерализацией (Каулина и др., 2017). Распределение редких земель характеризуется умеренным фракционированием легких REE ($(La/Sm)_N = 1.9-2.6$) и отсутствием Eu-аномалии. От всех субвулканических пород оливковое габбро отличается высоким коэффициентом фракционирования тяжелых REE ($(Gd/Yb)_N = 2.4-2.7$).

В плутонических комплексах возраста 2.50 млрд лет представлен полный спектр дифференциатов, варьирующих по составу от дунитов и перидотитов ($\#Mg = 0.80-0.90$), содержание TiO_2 в которых не превышает 0.4 мас. % (рис. 5), до лейкогаббро и анортозитов. Для пород характерны повышенные концентрации Cr и Ni, приближающиеся в отдельных горизонтах расслоенной серии к промышленным значениям. По данным (Расслоенные..., 2004; Чашин и др., 2008, 2012), базиты Мончеплутона и Мончетундровского массива характеризуются наличием отрицательной аномалии ниобия ($Nb/Nb^* = 0.16-0.24$; рис. 6д). Сходное распределение примесных элементов, по данным (Криволюцкая и др., 2010), демонстрируют породы Федорово-Панского массива (рис. 6ж). Стронциевые аномалии ($Sr/Sr^* = 2.2-9.4$), преимущественно проявленные в лейкогаббро, обнаруживают положительную корреляцию с величиной Eu/Eu^* ,

Таблица 2. Содержания петрогенных (мас. %) и малых (мкг/г) элементов в представительных образцах вулканитов полисарской свиты Имандра-Варзугской структуры

Компо- ненты	Порода											
	PicBa	Bas	Bas	Bas	Bas	Bas	Bas	Bas	Bas	AndBa	AndBa	Bas
	Номер образца											
	95/1	95/3	95/4	95/11	95/13	95/15	96/12	96/12A	96/14	96/15	96/26	96/36A
SiO ₂	49.54	50.35	52.90	53.83	54.73	50.96	51.30	52.71	52.38	58.28	56.80	45.62
TiO ₂	0.38	0.54	0.47	0.54	0.60	0.60	0.51	0.52	0.50	0.46	0.52	0.50
Al ₂ O ₃	8.32	12.18	9.78	10.94	12.07	12.26	12.02	11.90	11.57	12.50	14.73	17.70
Fe ₂ O ₃	10.03	9.08	9.38	10.16	9.65	10.33	10.11	9.43	9.71	8.17	9.04	13.29
MnO	0.17	0.15	0.15	0.20	0.15	0.17	0.14	0.14	0.13	0.13	0.14	0.19
MgO	16.96	11.08	12.20	7.95	7.60	10.46	9.26	9.27	9.85	5.48	6.30	9.18
CaO	7.97	9.02	8.13	10.64	8.62	7.73	12.01	11.30	10.80	7.94	3.38	3.38
Na ₂ O	1.20	2.24	1.89	2.86	3.72	2.98	1.72	1.62	1.75	3.81	3.80	2.97
K ₂ O	0.23	0.71	1.43	0.56	0.22	0.04	0.85	0.97	0.64	1.87	1.87	1.88
P ₂ O ₅	0.04	0.07	0.06	0.10	0.06	0.06	0.08	0.08	0.07	0.07	0.10	0.10
S _{общ.}	0.16	0.10	0.13	0.13	0.13	0.12	—	—	—	—	—	—
П.п.п.	5.67	3.99	3.81	2.55	2.91	4.34	2.58	2.58	3.10	1.70	3.81	5.85
Сумма	100.67	99.51	100.33	100.46	100.46	100.05	100.58	100.52	100.50	100.41	100.49	100.66
Li	29.8	15.9	15.1	4.76	10.8	23.9	8.18	7.38	9.94	0.91	23.3	42.1
Sc	22.2	28.6	25.8	30.2	35.3	33.5	38.8	34.7	34.7	25.7	31.1	31.5
V	97.7	168	163	219	223	203	220	189	188	162	185	232
Cr	1914	1072	1202	359	619	922	725	654	670	115	140	135
Co	75.8	59.9	55.0	41.0	45.2	53.7	50.0	44.4	43.7	34.3	42.2	61.6
Ni	633	329	337	79.7	124	277	173	156	151	72.0	82.2	101
Cu	6.15	66.8	65.9	39.5	63.1	61.1	55.9	65.6	25.9	19.4	41.6	43.0
Zn	77.2	81.4	72.7	79.3	72.8	80.4	71.3	64.7	65.9	56.2	79.1	119
Ga	9.27	12.8	11.7	12.2	13.3	12.1	14.2	12.5	11.8	13.0	12.8	19.6
Rb	5.35	24.7	44.9	10.8	5.59	0.22	37.0	33.9	22.9	28.9	48.5	39.3
Sr	30.6	136	85.4	157	259	176	328	258	231	313	97.3	204
Y	9.08	12.7	10.6	12.2	15.0	15.2	12.0	11.6	11.6	10.4	12.3	14.9
Zr	89.6	67.5	56.3	42.5	62.5	57.7	41.6	35.2	36.3	78.7	117	112
Nb	2.54	5.53	3.20	2.80	3.70	3.37	2.94	2.59	4.20	3.48	4.03	4.01
Cs	0.29	0.70	1.40	0.34	0.28	0.05	1.13	0.97	0.78	0.32	0.65	0.58
Ba	39.0	213	390	135	52.9	2.33	284	255	174	853	534	558
La	7.67	12.29	8.47	8.00	11.8	11.6	8.49	8.34	10.4	13.6	16.9	21.8
Ce	14.6	23.7	17.3	15.4	23.3	21.5	23.3	20.6	20.7	26.9	32.0	39.3
Pr	1.76	2.86	2.10	1.90	2.78	2.79	2.97	2.52	2.53	3.18	3.78	4.65
Nd	7.18	11.1	8.19	8.21	11.1	11.3	12.0	10.4	10.5	12.2	14.6	17.8
Sm	1.67	2.46	1.93	1.94	2.65	2.68	2.62	2.36	2.29	2.55	3.01	3.59
Eu	0.51	0.68	0.64	0.62	0.69	0.68	0.79	0.69	0.66	0.93	0.79	1.08
Gd	1.64	2.41	2.02	2.00	2.56	2.69	2.53	2.20	2.20	2.26	2.55	3.46
Tb	0.28	0.41	0.34	0.36	0.44	0.45	0.41	0.35	0.36	0.35	0.40	0.55
Dy	1.66	2.34	1.94	2.21	2.67	2.77	2.45	2.10	2.16	1.98	2.29	2.84
Ho	0.33	0.48	0.40	0.46	0.55	0.55	0.50	0.44	0.44	0.41	0.43	0.52
Er	1.00	1.35	1.13	1.36	1.60	1.53	1.44	1.23	1.26	1.14	1.29	1.42
Tm	0.14	0.19	0.16	0.20	0.23	0.22	0.19	0.17	0.17	0.16	0.18	0.19
Yb	0.95	1.16	0.95	1.26	1.45	1.36	1.32	1.12	1.03	1.00	1.16	1.29
Lu	0.15	0.16	0.14	0.16	0.19	0.18	0.16	0.14	0.15	0.13	0.16	0.19
Hf	2.42	2.05	1.68	1.42	1.87	1.66	1.53	1.37	1.72	2.06	3.02	3.01
Ta	0.33	0.20	1.26	0.37	0.41	0.41	0.26	0.26	0.20	0.86	0.53	0.59
Pb	0.88	13.29	1.45	5.08	4.15	4.92	3.55	2.85	3.14	5.11	2.56	3.57
Th	2.30	4.02	2.80	3.15	3.62	3.50	2.25	1.95	1.97	3.16	4.23	4.15
U	0.51	0.81	0.52	0.69	1.06	1.01	0.48	0.42	0.41	0.82	0.96	0.98

Таблица 3. Содержания петрогенных (мас. %) и малых (мкг/г) элементов в представительных образцах из базальтов параметрической скважины X ахмалахтинской свиты Печенгской структуры

Компоненты	Номер образца							
	X-412.6	X-420.8	X-453.4	X-487.9	X-537.0	X-560.2	X-565.2	X-663.0
SiO ₂	54.66	55.38	58.52	56.68	57.41	58.13	56.14	53.36
TiO ₂	0.77	0.99	1.05	1.30	1.10	0.93	0.66	0.68
Al ₂ O ₃	13.91	13.30	12.42	12.60	13.36	13.34	13.80	14.89
Fe ₂ O ₃	11.24	11.80	11.66	13.92	11.31	10.79	11.10	9.67
MnO	0.15	0.15	0.17	0.14	0.14	0.14	0.13	0.17
MgO	4.90	3.85	3.06	2.92	3.04	3.26	3.11	5.85
CaO	6.66	5.53	4.41	4.39	6.47	5.50	5.52	6.35
Na ₂ O	3.61	2.81	4.05	3.15	2.51	2.86	3.64	4.00
K ₂ O	2.01	3.03	1.96	2.41	2.40	2.72	1.87	2.30
P ₂ O ₅	0.11	0.16	0.22	0.25	0.22	0.22	0.18	0.24
CO ₂	0.30	1.48	0.61	0.09	0.41	0.33	0.20	2.29
S _{общ.}	0.16	0.15	0.11	0.12	0.12	0.10	0.10	0.15
П.п.п.	2.00	1.94	2.29	2.55	1.84	1.98	3.20	0.17
Сумма	100.48	100.57	100.53	100.52	100.33	100.30	99.65	100.12
Li	18.5	21.5	19.2	17.9	19.0	19.9	15.6	14.9
Sc	30.4	28.1	26.2	25.4	24.3	23.9	24.0	26.8
V	248	289	296	334	229	204	177	194
Cr	60.4	24.7	14.8	5.66	9.64	14.1	16.6	169
Co	39.9	38.4	37.7	40.8	35.0	33.7	34.6	34.4
Ni	34.1	26.4	21.3	15.7	23.0	26.7	32.2	44.5
Cu	104	147	230	141	111	98.8	103	71.4
Zn	87.5	104	102	115	98.7	88.4	87.8	86.3
Ga	18.1	16.4	16.8	16.9	18.1	17.1	17.2	18.0
Rb	40.4	111	80.8	112	61.8	87.8	75.9	60.1
Sr	417	266	224	203	299	347	353	228
Y	15.1	18.6	20.6	23.5	19.7	18.7	16.5	16.6
Zr	76.4	133	121	205	156	175	108	82.6
Nb	4.91	6.03	6.83	8.70	7.17	7.27	6.00	4.98
Cs	0.87	2.27	2.88	4.29	1.06	1.13	0.51	0.17
Ba	527	666	502	516	654	793	881	866
La	18.7	22.9	28.0	29.6	27.4	27.3	23.3	18.3
Ce	37.4	45.0	54.3	59.5	54.5	54.0	47.3	36.9
Pr	4.41	5.46	6.52	7.00	6.43	6.35	5.63	4.45
Nd	17.4	21.1	24.7	28.0	25.5	24.9	21.9	17.6
Sm	3.64	4.24	4.81	5.57	5.15	5.16	4.51	3.78
Eu	1.01	1.21	1.33	1.30	1.29	1.26	1.20	1.10
Gd	3.35	4.00	4.25	5.15	4.51	4.47	3.87	3.45
Tb	0.53	0.63	0.67	0.80	0.68	0.69	0.58	0.52
Dy	2.92	3.37	3.68	4.31	3.74	3.70	3.40	3.02
Ho	0.58	0.69	0.73	0.86	0.76	0.75	0.69	0.62
Er	1.64	1.96	2.09	2.48	2.15	2.11	1.89	1.68
Tm	0.22	0.27	0.28	0.33	0.29	0.30	0.26	0.22
Yb	1.42	1.84	1.91	2.17	1.91	1.86	1.71	1.33
Lu	0.20	0.24	0.27	0.30	0.27	0.26	0.22	0.17
Hf	1.99	3.09	3.16	4.00	3.75	4.10	3.10	2.27
Ta	0.38	0.40	0.46	0.78	0.62	0.60	0.52	0.55
Pb	8.32	9.54	7.72	7.92	11.2	9.27	7.46	4.75
Th	3.59	4.55	5.09	7.25	6.34	6.38	5.64	3.95
U	0.88	1.11	1.26	1.90	1.69	1.68	1.52	0.99

Таблица 4. Содержания петрогенных (мас. %) и малых (мкг/г) элементов в представительных образцах из даек кварцевых долеритов с возрастом 2.51 млрд лет

Компо- ненты	Район									
	Liin	MVol	Ura	Sneg	Olen	Terib	Cheg	Mert	Drozd	Savi
	Номер образца									
	Ca-529-3	2-18	Ca-599-2	Ca-532-1	Ca-605-1	Ca-543-1	Ca-680-2	Ca-638-5	Ca-667-1	Ca-648-1
SiO ₂	54.07	52.1428	55.94	55.20	55.70	53.81	54.06	55.07	53.88	54.99
TiO ₂	0.77	0.82	0.98	0.73	1.06	0.75	0.85	1.10	1.60	0.73
Al ₂ O ₃	14.15	14.42	13.86	14.51	14.53	14.51	13.78	13.50	12.93	13.71
Fe ₂ O ₃ общ.	11.18	11.49	11.26	10.83	11.60	9.89	11.04	13.33	14.68	9.78
MnO	0.17	0.17	0.15	0.16	0.16	0.18	0.16	0.16	0.22	0.16
MgO	6.07	6.41	4.36	5.06	4.33	6.21	4.92	3.49	3.67	6.37
CaO	9.81	8.52	7.67	8.55	7.44	7.69	8.48	6.74	6.65	9.15
Na ₂ O	2.68	2.43	3.78	2.97	2.66	3.22	3.00	3.58	3.00	2.60
K ₂ O	0.80	1.43	1.22	1.18	1.16	1.84	1.29	1.91	1.43	1.12
P ₂ O ₅	0.11	0.09	0.15	0.13	0.15	0.11	0.14	0.17	0.38	0.11
S _{общ.}	0.02	—	0.05	0.03	0.09	0.02	0.02	0.13	0.12	0.02
П.п.п.	0.05	1.89	0.33	0.46	0.93	1.54	2.02	0.53	1.20	1.01
Сумма	99.88	99.81	99.75	99.81	99.81	99.77	99.76	99.71	99.76	99.75
Li	4.94	15.2	3.74	13.5	17.8	10.8	16.7	10.3	17.2	24.2
Sc	34.1	37.7	25.3	29.6	31.9	25.0	28.8	32.5	33.3	23.9
V	231	297	229	210	256	181	205	306	273	187
Cr	27.3	24.7	85.0	17.0	20.3	141	65.1	10.4	11.9	259
Co	44.6	52.8	47.7	43.2	44.8	34.1	34.7	47.7	44.0	34.0
Ni	97.8	116	89.0	64.0	28.3	57.2	39.4	31.5	29.5	49.1
Cu	95.9	129	63.8	85.7	25.8	64.7	93.8	65.4	83.3	52.4
Zn	87.3	92.7	112	92.3	111	105	82.1	112	120	72.2
Ga	13.3	15.1	20.2	11.9	21.2	8.0	15.1	22.4	19.4	14.0
Rb	22.1	65.0	25.9	35.5	24.7	83.2	40.3	55.6	47.8	35.8
Sr	253	386	386	296	286	237	297	382	221	286
Y	14.4	15.1	16.5	13.5	18.4	14.5	14.3	16.8	24.5	12.0
Zr	77.1	71.2	110	92.1	46.3	62.2	102.9	157	87.1	63.3
Nb	3.32	3.00	6.47	3.62	5.63	4.73	4.48	4.85	6.65	4.31
Cs	0.58	0.64	0.53	0.78	0.45	0.28	1.00	1.32	0.93	0.99
Ba	266	318	420	404	359	321	428	673	446	314
La	13.2	11.1	21.4	16.8	19.6	15.3	17.9	28.5	26.0	15.38
Ce	25.7	22.0	42.6	31.4	39.9	27.5	36.7	56.1	55.6	30.8
Pr	3.47	2.89	5.36	4.01	4.83	3.78	4.27	6.12	6.57	3.65
Nd	14.4	12.2	20.5	17.7	18.4	13.6	17.6	25.0	27.7	15.2
Sm	2.38	2.84	4.23	3.38	3.85	2.34	3.74	4.98	5.88	3.08
Eu	0.98	0.90	1.34	1.00	1.22	0.89	1.04	1.30	1.67	0.82
Gd	3.18	2.82	3.89	3.33	3.47	2.91	3.79	4.65	5.78	3.04
Tb	0.43	0.47	0.62	0.46	0.60	0.50	0.53	0.56	0.88	0.45
Dy	2.95	2.74	3.24	2.85	3.39	2.86	3.14	3.52	5.08	2.63

Таблица 4. Окончание

Компо- ненты	Район									
	Liin	MVol	Ura	Sneg	Olen	Terib	Cheg	Mert	Drozd	Savi
	Номер образца									
	Ca-529-3	2-18	Ca-599-2	Ca-532-1	Ca-605-1	Ca-543-1	Ca-680-2	Ca-638-5	Ca-667-1	Ca-648-1
Ho	0.59	0.60	0.63	0.55	0.72	0.57	0.58	0.66	1.01	0.49
Er	1.78	1.64	1.74	1.66	2.09	1.65	1.84	1.99	2.98	1.54
Tm	0.26	0.25	0.23	0.22	0.28	0.24	0.26	0.27	0.40	0.21
Yb	1.61	1.68	1.59	1.58	2.01	1.50	1.74	1.70	2.63	1.46
Lu	0.25	0.22	0.21	0.23	0.28	0.20	0.26	0.24	0.38	0.20
Hf	2.03	1.86	2.85	2.41	1.19	1.81	2.60	3.29	1.92	1.48
Ta	0.23	0.22	0.41	0.25	0.37	0.35	0.30	0.39	0.41	0.35
Pb	4.08	3.54	6.61	5.13	6.74	11.12	6.92	8.65	9.67	5.77
Th	1.97	1.62	2.38	2.39	2.52	2.86	3.53	5.00	4.67	3.18
U	0.38	0.32	0.43	0.56	0.38	0.83	0.90	1.12	1.22	0.87

Примечание. Районы размещения даек: Liin – пос. Лиинахамари, MVol – губа Мал. Волоковая, Ura – Ура-Губа, Sneg – г. Снежногорск, Olen – г. Оленегорск, Terib – пос. Териберка, Cheg – губа Чегодаевка, Mert – губа Мертвецкая, Drozd – губа Дроздовка, Savi – губа Савиха.

варьирующей в пределах 0.8–2.1. Распределение редкоземельных элементов характеризуется повышенными значениями $(La/Sm)_N = 2.1–4.6$ и низким коэффициентом разделения тяжелых REE $(Gd/Yb)_N = 1.2–1.8$.

Плутонические комплексы возраста 2.44–2.45 млрд лет сложены породами, по основным петрохимическим характеристикам сходными с основными телами возраста 2.50 млрд лет (Федотов, 1985; Чашин и др., 2015). Вместе с тем следует отметить отсутствие ультрамафитов в Имандровском комплексе, в составе которого присутствуют плагиопироксениты, содержащие Sr-минерализацию, и феррогаббро с Ti-магнетитовой минерализацией. Содержания большинства некогерентных элементов в породах Имандровского комплекса значительно превышают таковые в ультрамафитах Мончегорского района (рис. 6е) и породах близких по возрасту северокарельских массивов Кивакка и Бураковка (рис. 6з).

Силлы и дайки возраста 2.40 млрд лет на диаграммах MgO–оксид образуют единые тренды с закономерным изменением содержаний большинства петрогенных и редких элементов на фоне широких вариаций магнезиальности пород (MgO от 24 до 5 мас. %; рис. 5, табл. 5). Содержания $Fe_2O_{3\text{общ}}$ варьируют в пределах 10.3–13.5 мас. %, $TiO_2 = 0.44–1.18$ мас. %. Переход от ультрабазитов подошвы силлов к габбро и долеритам, слагающим верхние части тел, сопровождается изменением

тренда дифференциации и сменой минерального парагенезиса в интервале MgO ~ 7.0–7.5 мас. % (Ерофеева и др., 2019). Распределение Zr, Nb, REE и других несовместимых элементов также обусловлено положением в разрезе силлов. Мультиэлементные спектры для пикродолеритов и их дифференциатов в составе силлов имеют близкую форму с обогащением LREE ($(La/Sm)_N = 1.9–3.3$), слабым фракционированием HREE ($(Gd/Yb)_N = 1.2–1.5$), небольшой отрицательной аномалией Ti и отчетливо выраженным Nb-минимумом ($Nb/Nb^* = 0.3–0.5$; рис. 6г).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

До настоящего времени задача оценки возраста вулканитов Печенгской и Имандра-Варзугской структур решалась на основе анализа геологических соотношений с плутоническими комплексами Кольской магматической провинции, для которых были получены геохронологические данные. Имеющиеся прямые результаты датирования вулканогенно-осадочных толщ по выделенным из метаосадков цирконам часто позволяют лишь приближенно определить возраст образований либо оказываются неоднозначными. Для палеопротерозойских вулканогенных образований Имандра-Варзугской структуры имеется лишь несколько определений возраста пород сейдореченской свиты (Amelin et al., 1995; Баянова, 2004; Чашин и др., 2008) и арваренчской толщи (Врев-

Таблица 5. Содержания петрогенных (мас. %) и малых (мкг/г) элементов в представительных образцах из даек пироксен-плаггиоклазовых порфиров (2.51 млрд лет), оливиновых габбро-норитов, оливиновых габбро (2.51 млрд лет) и силлов пикродолеритов (2.40 млрд лет)

Компо- ненты	Район									
	Olen	Olen	Olen	Lap	Olen	Lits	Varz	Liin	Liin	Kirk
	Порода									
	Px-Pl	Px-Pl	Px-Pl	Ol-Gn	Ol-Gn	Ol-Gb	Ol-Gb	Pic	Pic	Pic
	Номер образца									
Ca-618-1	Ca-620-2	Ca-622-1	Ca-600-1	Ca-601-4	Ca-631-4	Ca-674-1	511-17/17	Ca-595-4	Ca-506-1	
SiO ₂	52.15	51.59	51.83	48.61	50.13	49.25	53.44	46.09	50.58	48.45
TiO ₂	0.81	0.85	0.86	0.41	0.51	1.20	1.09	0.48	0.89	0.54
Al ₂ O ₃	15.77	16.37	16.07	9.57	12.20	15.77	10.06	8.01	14.97	9.78
Fe ₂ O ₃ общ.	10.50	10.62	10.58	11.18	9.11	12.62	12.80	11.82	11.14	12.19
MnO	0.15	0.14	0.15	0.17	0.13	0.16	0.18	0.18	0.17	0.18
MgO	6.11	6.34	6.40	20.01	14.01	6.46	8.49	23.67	7.01	17.92
CaO	8.74	9.31	9.15	6.80	7.31	8.63	8.73	6.71	10.27	7.90
Na ₂ O	3.13	2.97	2.97	1.60	2.32	3.66	3.36	1.14	2.35	1.42
K ₂ O	0.70	0.66	0.64	0.49	0.98	0.70	0.99	0.24	0.83	0.42
P ₂ O ₅	0.10	0.09	0.09	0.06	0.10	0.15	0.13	0.06	0.11	0.07
S _{общ.}	0.08	0.08	0.09	0.02	0.05	0.09	0.03	—	—	0.02
П.п.п.	1.57	0.77	0.96	0.47	2.56	1.03	0.33	0.84	1.44	0.51
Сумма	99.81	99.79	99.79	99.39	99.41	99.72	99.63	99.24	99.76	99.40
Li	7.66	5.20	6.18	6.48	16.8	11.5	8.27	10.4	5.53	7.79
Sc	28.7	27.7	28.7	28.8	26.0	26.1	23.8	28.3	31.1	31.9
V	170	164	173	185	186	188	154	223	215	201
Cr	144	157	163	2066	1342	64	673	2569	201	2383
Co	43.5	43.4	45.9	81.6	65.5	48.8	55.4	95.6	42.8	83.2
Ni	60.5	68.0	69.2	798	666	153	224	1053	124	635
Cu	31.5	33.6	34.3	69.0	58.6	92.3	155	71.4	111	100
Zn	82.9	80.5	104.0	83.2	65.7	95.4	96.4	83.3	81.9	82.3
Ga	16.6	16.6	16.7	9.62	13.8	19.8	12.9	9.08	15.2	10.0
Rb	8.83	8.01	7.83	14.0	32.9	12.1	23.7	6.13	22.4	12.7
Sr	300	311	314	182	201	517	315	105	191	120
Y	10.8	9.84	10.3	8.44	10.9	12.3	11.7	9.32	16.0	9.19
Zr	32.3	37.2	38.6	41.3	67.0	87.3	101	40.3	64.9	41.7
Nb	2.41	2.07	2.17	2.23	3.26	3.87	7.10	2.32	4.46	2.37
Cs	0.35	0.29	0.34	0.16	1.72	0.61	0.67	0.30	0.69	0.34
Ba	220	221	236	174	282	371	287	101	243	130
La	8.57	7.07	7.42	7.85	13.0	11.8	16.5	5.05	11.7	6.80
Ce	18.2	14.9	15.7	16.1	26.5	25.3	36.1	10.4	25.2	12.9
Pr	2.16	1.77	1.90	2.00	3.19	3.28	4.41	1.37	3.29	1.80
Nd	8.72	7.33	7.85	7.74	11.9	15.1	19.2	5.73	12.8	7.34

Таблица 5. Окончание

Компо- ненты	Район									
	Olen	Olen	Olen	Lap	Olen	Lits	Varz	Liin	Liin	Kirk
	Порода									
	Px-Pl	Px-Pl	Px-Pl	Ol-Gn	Ol-Gn	Ol-Gb	Ol-Gb	Pic	Pic	Pic
	Номер образца									
Ca-618-1	Ca-620-2	Ca-622-1	Ca-600-1	Ca-601-4	Ca-631-4	Ca-674-1	511-17/17	Ca-595-4	Ca-506-1	
Sm	2.05	1.76	1.84	1.63	2.41	3.43	4.14	1.48	2.93	1.37
Eu	0.82	0.81	0.81	0.52	0.67	1.22	1.18	0.49	0.89	0.52
Gd	2.25	2.03	2.05	1.91	2.28	3.52	4.01	1.66	3.01	1.80
Tb	0.34	0.31	0.30	0.26	0.35	0.47	0.55	0.27	0.51	0.29
Dy	2.09	1.93	2.04	1.55	1.87	2.71	3.02	1.71	2.96	1.78
Ho	0.43	0.37	0.39	0.33	0.42	0.52	0.54	0.37	0.64	0.40
Er	1.28	1.14	1.21	0.95	1.18	1.43	1.50	1.06	1.78	1.08
Tm	0.20	0.17	0.18	0.14	0.17	0.19	0.21	0.16	0.25	0.15
Yb	1.18	1.09	1.17	0.99	1.18	1.21	1.29	1.04	1.80	1.04
Lu	0.17	0.17	0.16	0.15	0.17	0.15	0.19	0.16	0.27	0.16
Hf	0.85	1.03	1.06	1.07	1.83	1.87	2.70	0.99	1.72	1.16
Ta	0.20	0.16	0.16	0.21	0.30	0.34	0.55	0.18	0.40	0.37
Pb	3.78	2.52	3.29	2.36	4.90	2.19	4.61	2.14	3.91	2.29
Th	0.73	0.60	0.59	1.00	2.63	1.59	2.78	0.68	2.19	1.02
U	0.10	0.07	0.08	0.15	0.58	0.52	0.64	0.13	0.35	0.17

Примечание. Породы: Px-Pl – пироксен-плагиоклазовые порфириды, Ol-Gn – оливиновые габбро-нориты, Ol-Gb – оливиновые габбро, Pic – пикродолериты. Район: Olen – г. Оленегорск, Lap – ст. Лапландия, Lits – мыс Лицкий, Varz – губа Варзина, Liin – пос. Лиинахамари, Kirk – пос. Киркенес. Данные по силам пикродолеритов из работы (Ерофеева и др., 2019).

ский, 2011). Возраст пород ранних фаз формирования Печенгской структуры, оцененный на основе анализа генераций циркона из осадков свиты неверскрук, варьирует в широком диапазоне 2370–2870 млн лет (Gärtner et al., 2014). Весьма приближенный возраст ахмалахтинской свиты был получен на основании Rb–Sr изохроны, рассчитанной по валовым составам метаморфизованных (!) пород разного состава (Балашов, 1996). Исходя из этого, для корреляции вулканитов возрастного интервала 2.51–2.40 млрд лет нами привлечены как геохимические данные по всем проявлениям магматизма этого интервала, так и новые геохронологические данные по субвулканическим образованиям Кольско-Мурманского блока.

Корреляция проявлений магматизма

Этап 2.51 млрд лет. Геохронологическими реперами, ограничивающими максимальный возраст вулканогенно-осадочных образований Имандра-

Варзугской и Печенгской структур, являются расслоенные интрузии Мончегорского района, Федорово-Панских тундр и горы Генеральской, датируемые 2.51–2.47 млрд лет (Amelin et al., 1995; Hanski et al., 2001; Баянова, 2004; Pijna, Hanski, 2005; Байи и др., 2009; Борисенко и др., 2015). С этими значениями возраста совпадают полученные нами данные изотопного датирования даек кварцевых долеритов, оливиновых габбро-норитов и оливинового габбро (Степанова и др., 2019). Таким образом, базитовый магматизм этапа 2.51 млрд лет в северо-восточной части Фенноскандинавского щита представлен полной триадой эффузивных, субвулканических и интрузивных проявлений. Главными причинами, обусловившими высокую вариативность геохимических характеристик пород этой возрастной группы, очевидно, являются процессы дифференциации, наиболее полно проявленные в интрузивных телах, а также коровой контаминации, имевшей место на разных стадиях подъема расплавов к по-

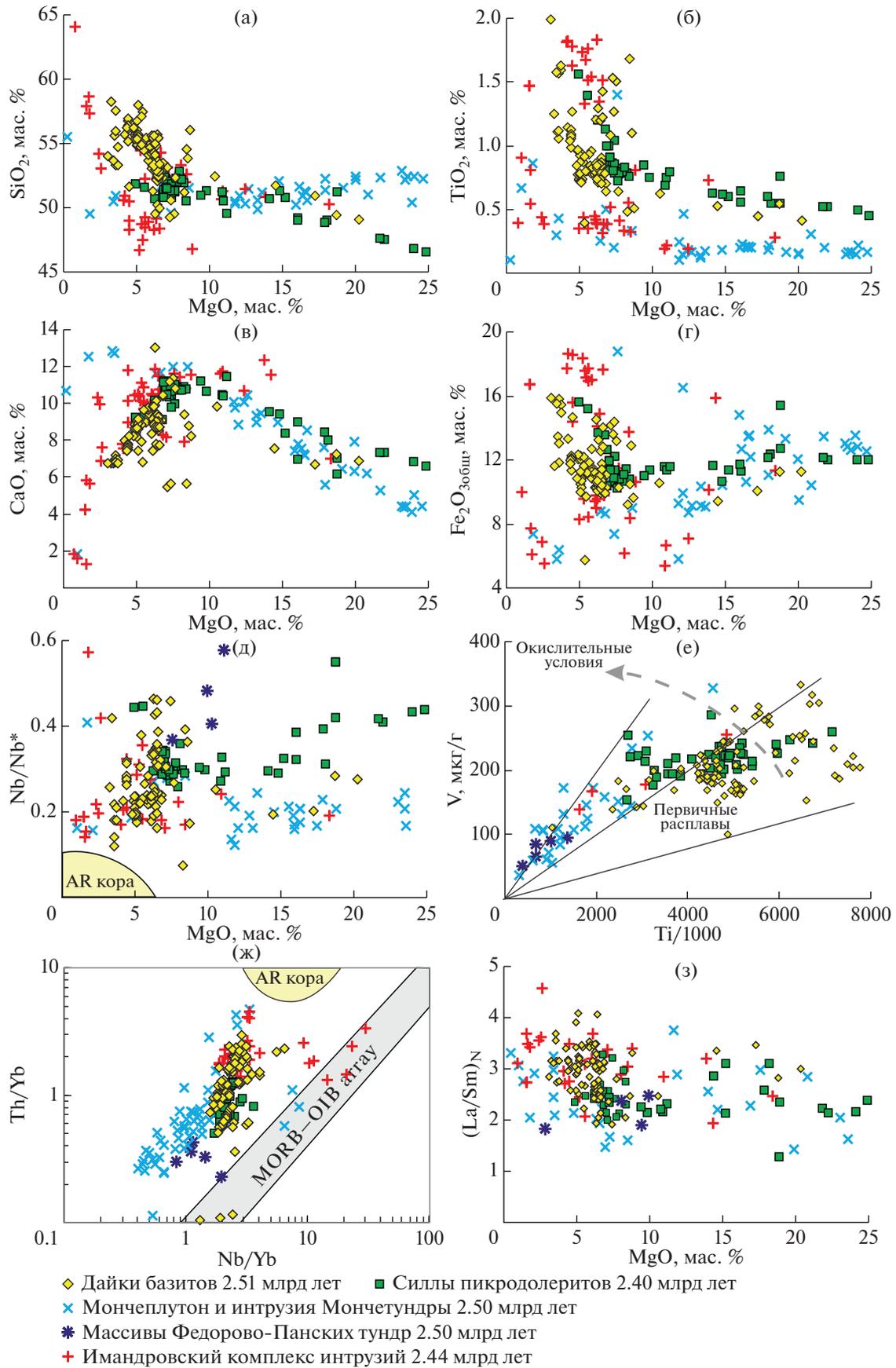
верхности. Дополнительным фактором, повлиявшим на распределение крупноионных литофильных элементов, являются также метаморфические преобразования пород, что отразилось, например, в вариациях составов метавулканитов кукшинской свиты (рис. 4а). Тем не менее сравнительный анализ показывает, что по геохимическим характеристикам к вулканитам кукшинской свиты наиболее близки оливиновые габбро-нориты и пироксен-плагиоклазовые порфириды с возрастом 2503 ± 2 млн лет (Степанова и др., 2019), имеющие, по сравнению с более поздними вулканогенными сериями, наиболее низкие концентрации большинства некогерентных элементов (рис. 7а, 7б). Общими геохимическими чертами этих пород являются наличие резко выраженной отрицательной аномалии Nb и близкие значения отношений $(Gd/Yb)_N$, варьирующие в пределах 1.0–1.7, что указывает на единый источник первичных расплавов. Низкие отношения $(La/Sm)_N$, наблюдаемые в кукшинских и особенно в пурначских вулканитах, совпадают со значениями, зафиксированными в интрузивных сериях Мончеплутона, а также в сингенетичных базитовых дайках, секущих этот комплекс (Расслоенные..., 2004). К этой же группе следует отнести дайки кварцевых долеритов с возрастом 2508 ± 6 и 2513 ± 16 млн лет (Степанова и др., 2019), образующие, согласно результатам моделирования, единую серию с оливиновыми габбро-норитами и пироксен-плагиоклазовыми порфиридами (Егорова и др., 2019) (рис. 7б). Изотопный состав неодима пород этой группы предполагает высокие степени контаминации первичного расплава коровым материалом.

Этап 2.45 млрд лет. Геохронологическим репером, позволяющим выделить автономный этап базитового магматизма в Кольско-Мурманском блоке, являются пространственно разобщенные блоки интрузивных тел, объединяемые в Имандровский комплекс (Расслоенные..., 2004), а также соотносящиеся с ними по возрасту вулканиты сейдореченской свиты, для которых получен возраст 2448 ± 8 млн лет (Чашин и др., 2008), подтверждающий ранее полученную датировку 2442 ± 1.7 млн лет (Amelin et al., 1995). Сравнительный анализ фрагментов этой структуры показывает, что близкие вулканитам сейдореченской свиты петрогеохимические характеристики имеют породы Прихибинской части Имандровского комплекса (рис. 7в). Следует отметить, что в пределах

Кольско-Мурманского блока нами не установлены субвулканические образования с возрастом 2.45 млрд лет.

Этап 2.40 млрд лет. Магматические проявления этого этапа в Кольско-Мурманском блоке ранее не были достоверно установлены и известны только в сопредельных районах Фенноскандинавского щита (Vuollo, Huhma, 2005; Kullerud et al., 2006; Степанова и др., 2017). Полученные свидетельства существования в северной части щита силлов пикробазальтов и даек долеритов с возрастом 2399 ± 2 млн лет (Stepanova et al., 2017) поставили вопрос о присутствии в составе Печенгско-Имандра-Варзугского пояса вулканогенных гомологов, которые могли бы отвечать этому этапу. В соответствии со стратиграфическим разрезом, наиболее вероятными кандидатами являются вулканиты полисарской свиты Имандра-Варзугской структуры. Косвенным указанием на принадлежность базитов в составе этой свиты к этапу 2.40 млрд лет является близость их геохимических характеристик с дифференцированной серией силлов пикродолеритов, расположенных в северном обрамлении Печенгской структуры (Ерофеева и др., 2019). Как вулканиты полисарской свиты, так и субвулканические образования представлены полным рядом дифференциатов, имеющих низкие содержания TiO_2 и умеренную железистость. Для всех пород характерны отрицательная аномалия Nb, широкие вариации концентраций легких REE ($(La/Sm)_N = 1.9–3.8$) и умеренно-фракционированные спектры тяжелых REE ($(Gd/Yb)_N = 1.2–1.9$; рис. 7г). Вместе с тем среди вулканогенно-осадочных образований в разрезе самой Печенгской структуры не установлены породы, сходные по составу с высокомагнезиальной серией полисарской свиты. В частности, корреляция стратиграфических разрезов, проведенная без учета геохимии вулканитов, позволила сопоставить вулканогенно-осадочную серию полисарской свиты с породами ахмалатинской свиты (Смолькин, 1997; Скуфьин, 2014), хотя ранее отмечались существенные различия в геодинамических обстановках формирования этих свит (Melezhik et al., 2012). Наши данные также показывают, что геохимические характеристики вулканитов в составе указанных свит существенно различаются по содержаниям как петрогенных, так и микроэлементов. Так, если среди вулканитов полисарской свиты преобладают магнезиальные разновидности с содержанием TiO_2 в

Рис. 5. Диаграммы составов палеопротерозойских субвулканических и интрузивных комплексов Кольско-Мурманского блока. Составы плутонических серий Мончеплутона и Мончетундровского массива ($n = 128$), Имандровского комплекса ($n = 51$) приведены по данным (Расслоенные..., 2004; Чашин и др., 2008, 2012, 2015; Кривоуцкая и др., 2010; Pripachkin et al., 2016).



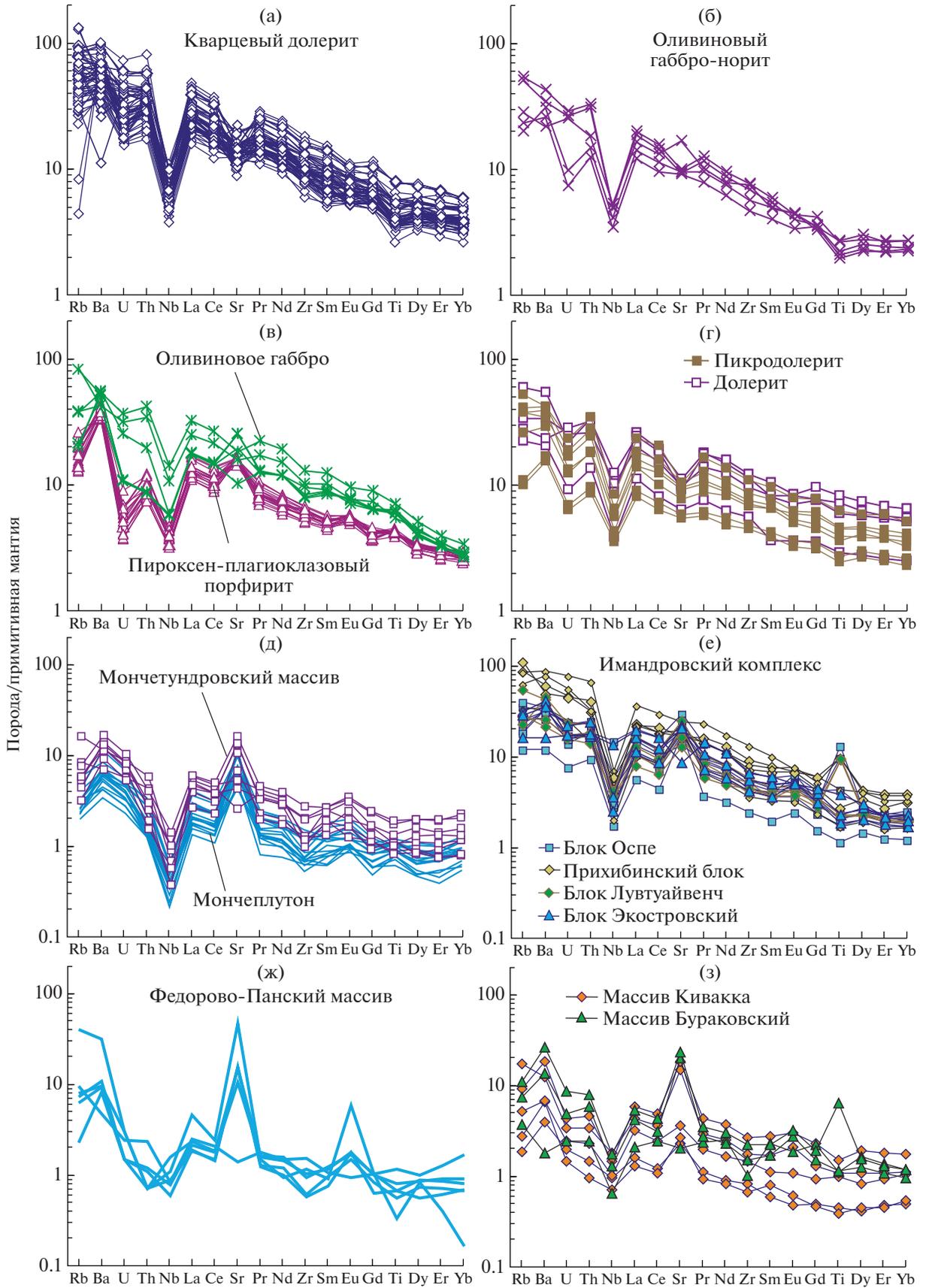


Рис. 6. Нормализованные к примитивной мантии содержания элементов-примесей в породах палеопротерозойских субвулканических и интрузивных комплексов Кольско-Мурманского блока. Данные по интрузивным породам Мончеплутона и Мончетундровского массива (д), Имандровского комплекса (е), Федорово-Панского массива (ж) и массивов Кивакка и Бураковского (з) из работ (Расслоенные..., 2004; Чашин и др., 2008, 2012, 2015; Криволицкая и др., 2010; Pripachkin et al., 2016).

пределах 0.4–0.8 мас. %, то породы ахмалахтинской свиты имеют повышенные концентрации Fe_2O_3 общ. и TiO_2 при более сапическом составе преобладающей массы вулканитов. Значимые различия имеются и в распределении элементов-примесей (рис. 7д).

В отличие от полисарской свиты, вулканиты ахмалахтинской свиты обнаруживают сходство с породами сейдореченской свиты, располагающимися ниже в стратиграфическом разрезе Имандра-Варзугской структуры. Вулканиты обеих свит ха-

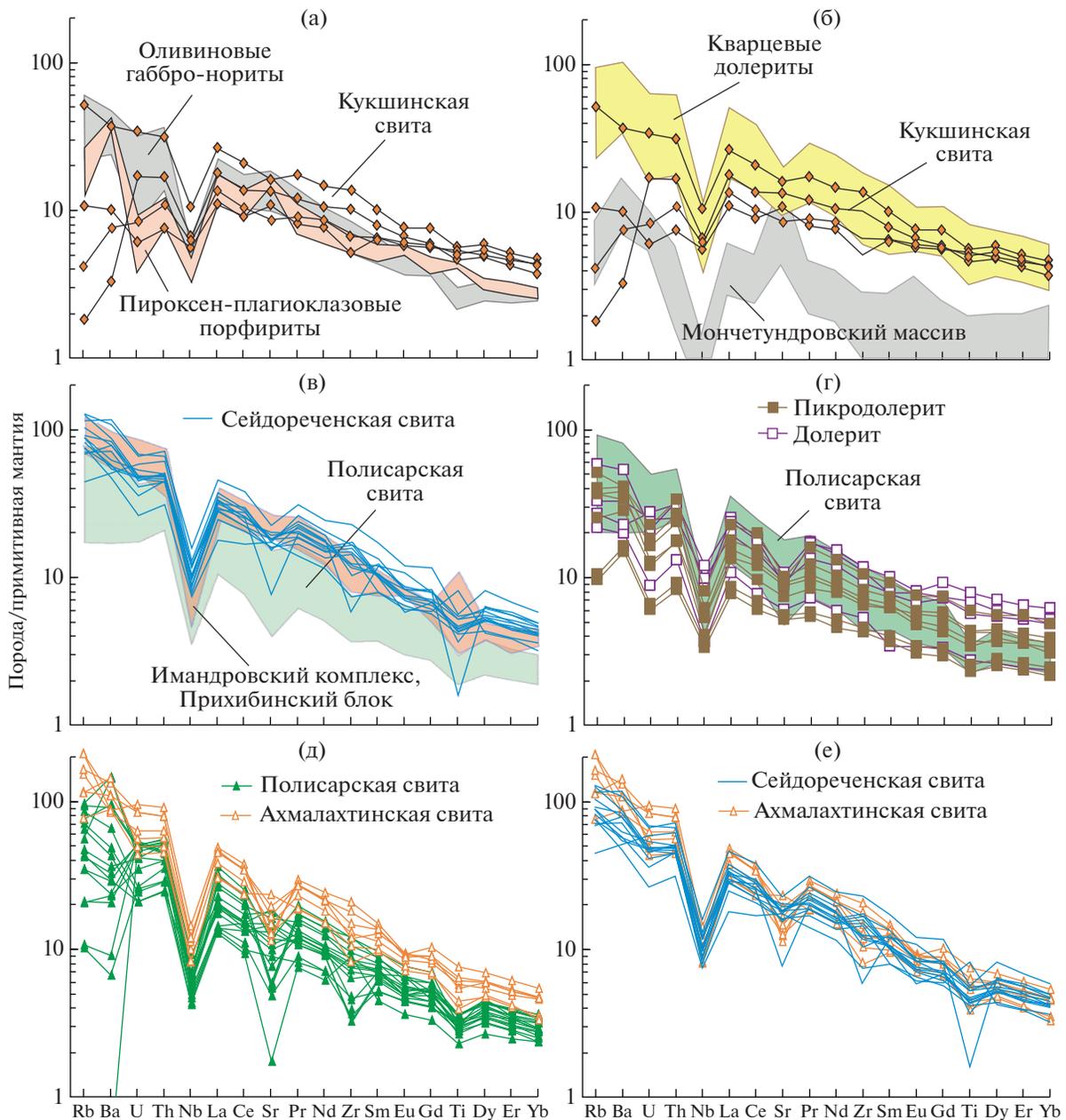


Рис. 7. Распределение элементов-примесей в вулканитах кукшинской, сейдореченской и полисарской свит в сравнении с дайковыми сериями кварцевых долеритов, оливиновых габбро-норитов, оливинового габбро и пироксен-плагиоклазовых порфиритов, вулканитами ахмалахтинской свиты Печенгской структуры и интрузивными сериями Мончегорского и Имандровского комплексов.

рактируются умеренной магнезиальностью ($\#Mg = Mg/(Mg + Fe) = 0.47-0.49$) и титанистостью ($TiO_2 = 0.7-1.4$ мас. %), имеют сходные спектры распределения элементов-примесей (наличие Nb-, Zr-, Ti- и Sr-минимумов) и близкий диапазон значений $(La/Sm)_N$ и $(Gd/Yb)_N$ отношений (рис. 7e). Дополнительным доказательством их близости является трехчленное строение вулканогенных разрезов обеих свит, в которых наиболее меланократовые члены ряда, отвечающие по составу Mg-базальтам и залегающие в основании свит, сменяются андезибазальтами и покровами андезидацитов и дацитов (Федотов, 1985; Магматизм..., 1995). Исходя из этих данных, можно предполагать, что первые проявления вулканизма в Печенгской структуре, представленные породами свит неверскрук и ахмалахтинской, соответствуют времени образования вулкаников сейдореченской свиты.

Следствием данной корреляции является значительный временной перерыв в эволюции Печенгской структуры, который фиксируется на границе ахмалахтинской и вышележащей куэтьярвинской свит (рис. 8). Учитывая геохронологические данные о возрасте вулкаников куэтьярвинской свиты и даек в северном обрамлении Печенгской структуры (2060 ± 8 млн лет; Степанова и др., 2019), можно полагать, что этот перерыв мог составлять более 300 млн лет. Аргументами в пользу существования такого перерыва являются, во-первых, зафиксированные признаки выветривания андезибазальтов, слагающих верхи ахмалахтинской свиты (Melezhik et al., 2012), и во-вторых, резкая смена геохимических характеристик куэтьярвинских вулкаников, в которых отсутствует Nb-аномалия и наблюдается значительное фракционирование как легких ($(La/Sm)_N = 2.1-4.9$), так и тяжелых ($(Gd/Yb)_N = 2.2-2.9$) редких земель.

Проведенная с учетом опубликованных данных корреляция вулканогенных, дайковых и плутонических образований интервала 2.50–2.40 млрд лет позволяет выделить три фазы магматической активности. В течение первой фазы, продолжавшейся в диапазоне 2505 (2515)–2490 млн лет и локализованной преимущественно в пределах структуры северо-западного простирания, отвечающей современным очертаниям Имандра-Варзугской зоны, произошло внедрение крупных расслоенных интрузий Мончегорска, Федорово-Панских тундр и горы Генеральской. Этому же времени соответствует инициальный этап заложения Имандра-Варзугской структуры (пурначская свита) и значительная тектоническая активность, проявившаяся в образовании многочисленных разломов в Кольско-Мурманском блоке и заполнении их базитовыми рас-

плавами, отвечающими по составу кварцевым долеритам и оливиновым габбро-норитам. Маркером второго импульса магматической активности являются интрузивные образования Имандровского комплекса (~2.45 млрд лет) и отвечающие им по составу вулканики сейдореченской свиты. Этому же этапу, по-видимому, соответствует начало заложения Печенгской структуры и образование свит неверскрук и ахмалахтинской. Магматические проявления, отнесенные нами к третьей, наиболее поздней фазе (2.40 млн лет назад), за которой последовал длительный перерыв, локализованы как в пределах Имандра-Варзугской структуры, где они представлены породами полисарской свиты и близкими им по составу силлами и дайками пикродолеритов в обрамлении Печенгской структуры.

Таким образом, анализ геохимических характеристик вулкаников в совокупности с геохронологическими данными не свидетельствуют в пользу эволюционного характера развития Печенгской и Имандра-Варзугской структур. Существование нескольких относительно кратковременных импульсов, в течение которых сформировались как вулканогенные, так и осадочные толщи, разделенные более длительными периодами стабилизации, указывает на дискретный характер эндогенной активности в интервале 2.51–2.40 млрд лет.

Геодинамические обстановки формирования проявлений магматизма в интервале 2.51–2.40 млрд лет в северо-восточной части Фенноскандинавского щита

Основанные на анализе изотопного состава Os, Nd и Sr доказательства определяющей роли процессов плюм-литосферного взаимодействия, контролировавших магматизм сумийского периода (Hanski, 1992; Смолькин, 1997; Puchtel et al., 2001; Yang et al., 2016), привели к заключению о том, что в источнике базитовых магм, сформировавшихся на этапе 2.51–2.44 млн лет назад, доминировал плюмовый компонент при подчиненной роли субконтинентальной литосферной мантии. Геохимические характеристики пород Печенгско-Имандра-Варзугского пояса позволяют оценить уровни активизации палеопротерозойской мантии, из которых происходило поступление первичных расплавов. Умеренное значение $(Gd/Yb)_N$ отношения, варьирующего в большинстве базитов в пределах 0.8–1.9, свидетельствует о генерации большей части расплавов выше поля устойчивости граната, в условиях менее глубинной мантийной фации шпинелевых лерцолитов (рис. 9). Исключение составляют оливиновые габбро даек Мурманского блока, имеющие более высокое отношение $(Gd/Yb)_N = 2.3-2.7$, что указывает на поступление первичных расплавов этой серии из более глубоких уровней фации гранатовых лерцолитов.

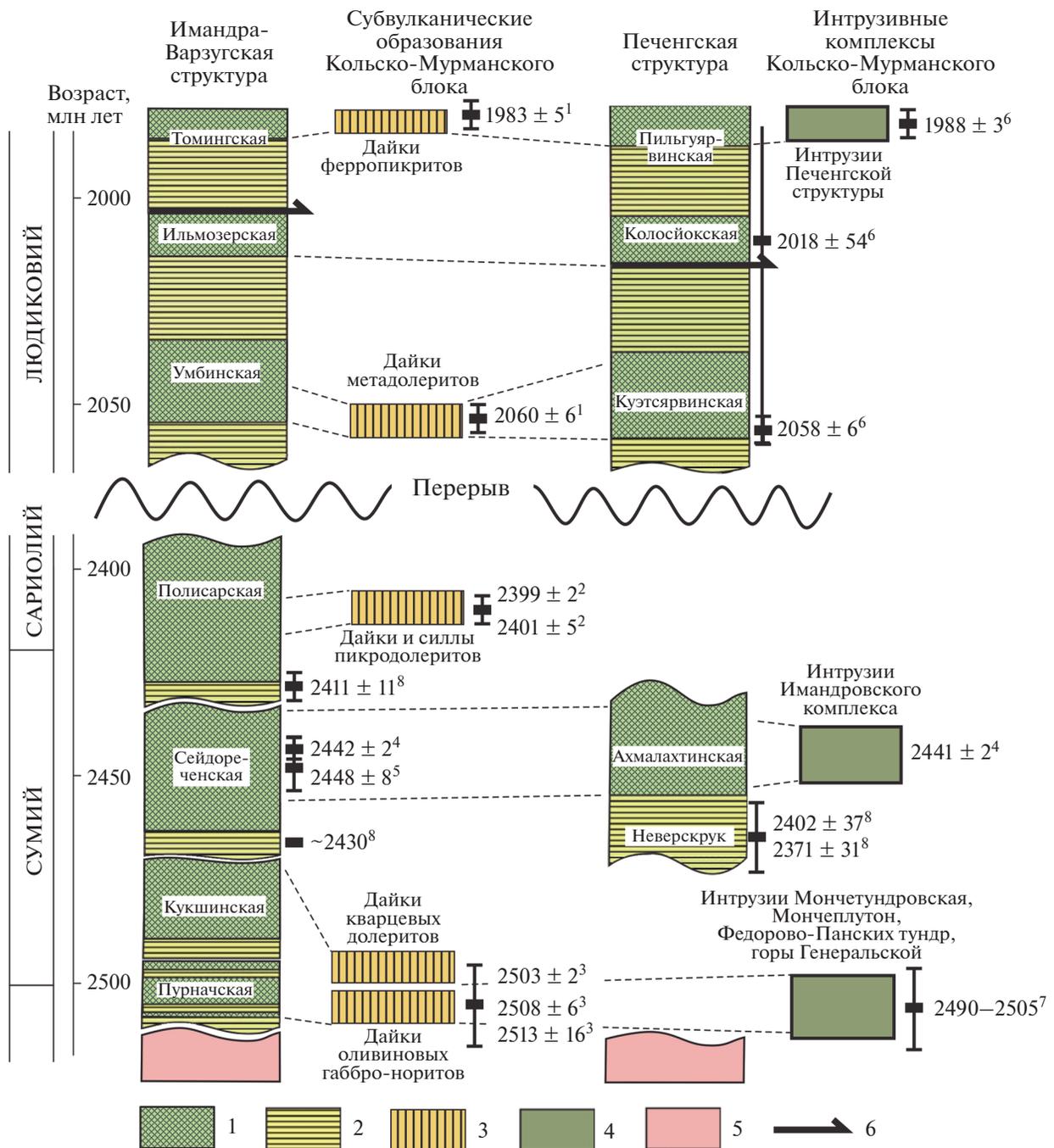


Рис. 8. Схема корреляции вулканогенно-осадочных образований (свит) Печенгской, Имандра-Варзугской структур, субвулканических тел и интрузивных комплексов Кольско-Мурманского блока для интервала 2500–2000 млн лет. 1 – вулканогенные породы, 2 – осадочные и вулканогенно-осадочные породы, 3 – дайки и силлы, 4 – интрузивные комплексы, 5 – архейские породы фундамента, 6 – тектонические нарушения по данным (Melezhik et al., 2012). Цифрами показаны геохронологические данные (млн лет) по данным: ¹ (Арзамасцев и др., 2020); ² (Ерофеева и др., 2019); ³ (Степанова и др., 2019); ⁴ (Amelin et al., 1995); ⁵ (Чашин и др., 2008); ⁶ (Hanski et al., 2014; Смолькин и др., 2018); ⁷ (Amelin et al., 1995; Баянова, 2004); ⁸ (Gärtner et al., 2014).

Вместе с тем роль коровой контаминации в ходе магматизма сумийского периода остается неопределенной. Такие геохимические характеристики, как повышенные концентрации Ba, Rb, Th, U,

высокое отношение $(La/Sm)_N$ (рис. 3з), свидетельствуют о значительном вкладе корового компонента при формировании высокотемпературных базитовых расплавов этого периода. Дополнительным

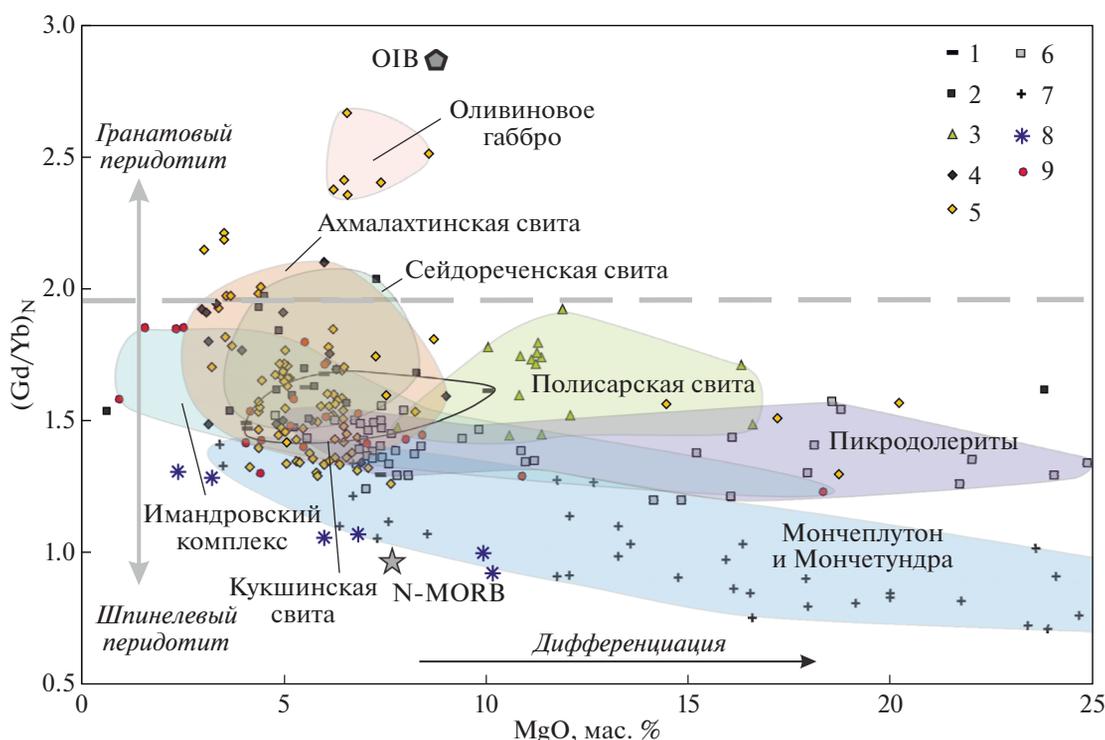


Рис. 9. Диаграмма $\text{MgO}-(\text{Gd}/\text{Yb})_N$ для вулканогенных образований, даек и силлов с возрастом 2.51–2.40 млрд лет. 1–6 – вулканогенные образования: 1 – кукшинской свиты; 2 – сейдореченской свиты; 3 – полисарской свиты; 4 – ахмалахтинской свиты; 5, 6 – субвулканические серии: 5 – дайки возраста 2.51 млрд лет (кварцевые долериты, пироксен-плагиоклазовые порфириты, оливиновые габбро-нориты, оливиновые габбро), 6 – дайки и силлы возраста 2.40 млрд лет (пикродолериты); 7–9 – интрузивные серии: 7 – породы Мончеплутона и Мончетундровского массива по данным (Расслоенные..., 2004; Чашин и др., 2008, 2012, 2015; Кривошуккая и др., 2010; Prirashkin et al., 2016), 8 – породы Федорово-Панских тундр по данным (Кривошуккая и др., 2010), 9 – породы Имандровского комплекса по данным (Расслоенные..., 2004; Чашин и др., 2008, 2012; Кривошуккая и др., 2010). Горизонтальная пунктирная линия – поля стабильности мантийных расплавов в равновесии с гранатом и шпинелью по (Wang et al., 2002). Значения N-MORB, OIB по (McDonough, Sun, 1995).

параметром, отражающим меру окисленности базитовых расплавов при контаминации и основанным на возможности существования ванадия как в восстановленной (V^{3+}), так и в окисленной (V^{4+} , V^{5+}) форме (Shervais, 1982), является отношение этого элемента к такому малоподвижному элементу, как титан. На диаграммах $\text{Ti}-\text{V}$ (рис. 3е) фигуративные точки составов вулканитов полисарской свиты, в отличие от остальных пород, смещены в поле наиболее окисленных составов. В этой же области, отвечающей породам, формировавшимся в более окислительных обстановках, располагаются породы plutонических комплексов Мончеплутона, Мончетундры и Федорово-Панских тундр, а также в нее частично попадают составы пикродолеритов из силлов, имеющих возраст 2.40 млрд лет.

Поскольку $\text{Sm}-\text{Nd}$ изотопные данные для большей части вулканитов отсутствуют, степень коровой контаминации первичных расплавов мо-

жет быть оценена лишь приближенно на основе модельных расчетов, в которых характеристики исходного расплава отвечают либо составу примитивных выплавов деплетированной мантии (McDonough, Sun, 1995; Salters, Stracke, 2004), либо модельному составу первичных коматиитовых расплавов вулканогенной серии Ветреного пояса (Puchtel et al., 2001). На диаграмме $\text{Zr}/\text{Y}-^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{(T)}$ (рис. 10), иллюстрирующей долю корового компонента с высоким Zr/Y отношением в составе мантийных расплавов, фигуративные точки вулканитов и субвулканических пород Имандровско-Варзугской структуры формируют слабо выраженный тренд, в котором наименее контаминированные разновидности (0–5%) представлены дайками Мончегорского района, пикродолеритами из района Лиинахамари и коматиитовой серией толщи арваренч. Породы сейдореченской и ахмалахтинской свит, а также долериты из даек возраста 2.51 млрд лет характеризуются большим вкладом корового компонента, не превышающим

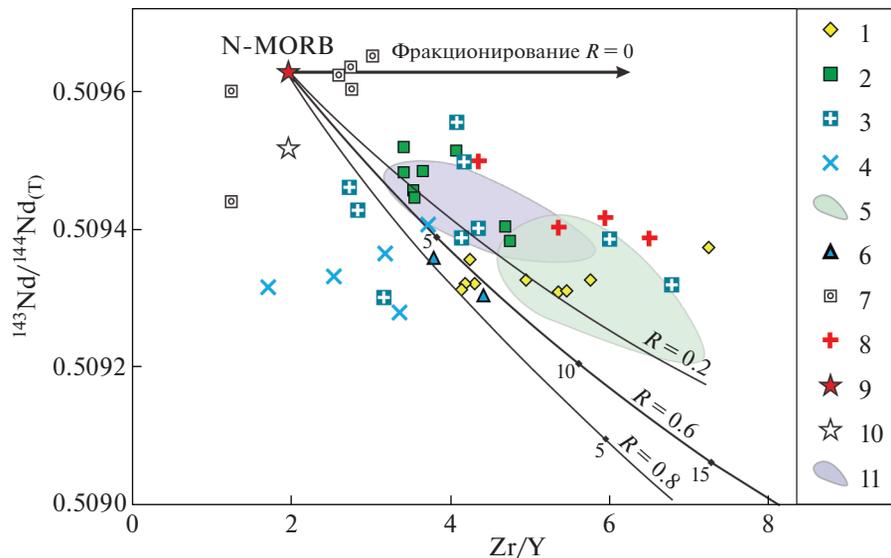


Рис. 10. Диаграмма $Zr/Y-^{143}Nd/^{144}Nd_{(T)}$ для магматических образований Кольско-Мурманского блока. 1 – дайки долеритов и габбро (2.51 млрд лет; Степанова и др., 2019); 2 – силлы и дайки пикродолеритов (2.40 млрд лет; Степанова и др., 2019); 3 – вулканы толщи арваренч (2.43 млрд лет; Вревский, 2011); 4 – интрузивные породы Мончегорского района (2.50 млрд лет; Расслоенные... 2004); 5 – вулканы сейдореченской свиты (Чашин и др., 2008); 6 – вулканы ахмалахтинской свиты (Skuf'in, Theart, 2005); 7 – дайки района Мончетундры (2.44 млрд лет; Нерович и др., 2014); 8 – интрузивные породы Имандровского комплекса (2.44 млрд лет; Чашин и др., 2015); 9 – N-MORB – состав базальтов срединно-океанических хребтов по (McDonough, Sun, 1995) и деплетированной мантии по (Salters, Stracke, 2004); 10 – модельный состав первичного расплава и 11 – поле составов вулканитов Ветреного пояса по (Puchtel et al., 2001). Линиями показаны модельные траектории изменения составов первичных расплавов в зависимости от R – степени контаминации по отношению к степени фракционирования; цифрами показан процент контаминанта. В качестве контаминанта принят состав архейских гнейсов Мурманского блока (район Лиинахамари–Снежногорск) с характеристиками $Zr/Y = 17.9$ и $^{143}Nd/^{144}Nd_{(T)} = 0.508005$ (наши данные).

10%, что подтверждают прочие индикаторные геохимические характеристики (рис. 3, 5д, 5ж, 5з). Еще более контаминированы высокомагнезиальные вулканы полисарской свиты, занимающие на указанных диаграммах обособленное положение. Вместе с тем в дайках базитов, залегающих в теле Мончетундровского массива, наблюдается практически полное отсутствие коровой контаминации, что приближает их по характеристикам к первичным расплавам. Это, вероятно, обусловлено тем, что расплавы, сформировавшие дайки, поступали к поверхности по подводным каналам, выполненным ранее внедрившимися магмами, сформировавшими интрузии Мончетундры, и не контактировали с породами фундамента. Исходя из приведенных данных, можно полагать, что поступление базитовых расплавов, происшедшее в сумийское время в обстановках инициальной фазы внутриплитного рифтинга, привело к формированию широкой серии дифференциатов, в разной степени контаминированных коровым материалом.

Корреляция вулканогенных, дайковых и плутонических образований этапа 2.51–2.40 млрд лет,

дополненная результатами анализа обстановок формирования осадочных серий в составе Полмак-Печенгско-Имандра-Варзугского пояса (Melezhik et al., 2012), не свидетельствует об эволюционном типе развития этой крупнейшей структуры и дает новые доказательства циклической смены геодинамических режимов. Выделенные уже на ранних этапах изучения пояса стратиграфические подразделения (Имандра-Варзугская..., 1982; Федотов, 1985; Предовский и др., 1987), объединяющие в основании каждой свиты осадочные образования, сменяющиеся вверх по разрезу вулканидами, являются подтверждением независимых циклов эндогенной активности. Ключевым элементом, свидетельствующим об автономности каждого цикла, является состав осадочных образований, слагающих основание каждой свиты. В частности, присутствие кор выветривания нижежащих вулканидов, а также базальных конгломератов в основании свит, терригенный характер осадков, закономерно сменяющихся все более глубоководными фациями, свидетельствуют о существовании на протяжении 100 млн лет как минимум трех периодов континентальных обстановок, разделенных эпизодами

интенсивного магматизма. С классических позиций концепции плюм-литосферного взаимодействия, зафиксированное на инициальном этапе каждого цикла воздымание литосферного блока (“doming” или “upwelling” по (Campbell, Griffiths, 1990; Condie, 2001)), сопровождавшееся формированием систем радиальных роев даек и пенепленизацией, является закономерным этапом, предшествующим обширным проявлениям мантийного магматизма. Исходя из имеющихся данных, в палеопротерозойской истории северо-восточной части Фенноскандинавского щита можно выделить несколько автономных эпизодов смены геодинамических обстановок, являющихся закономерным следствием циклического проявления плюм-литосферных процессов.

Первый цикл эндогенной активности на рубеже 2.51–2.50 млрд лет, последовавший после длительного этапа пенепленизации, проявился в образовании многочисленных разломов в Кольско-Мурманском блоке и заполнении их базитовыми расплавами, отвечающими по составу оливиновым габбро-норитам. Последующая магматическая активность была локализована в пределах структуры северо-западного простирания, отвечающей современным очертаниям Имандра-Варзугской зоны, в бортах и оперяющих разломах которой произошло внедрение крупных расслоенных интрузий Мончегорска, Федорово-Панских тундр и горы Генеральской, а также вулканитов пурначской и кукшинской свит. Современные данные изотопного датирования свидетельствуют об относительной кратковременности магматизма этого этапа: интервал формирования большинства интрузий не выходит за пределы точности измерений и отвечает периоду 2500 ± 10 млн лет.

Второму импульсу магматической активности предшествовал длительный период континентальных обстановок, зафиксированный в осадочных образованиях сейдореченской свиты и свидетельствующий о постепенной смене стабильного платформенного режима на режим интенсивного погружения. Геохронологическим маркером этого этапа являются интрузивные образования Имандровского лополита и вулканиты сейдореченской свиты, возраст которых оценивается в интервале 2440–2450 млн лет. Этому этапу, по-видимому, соответствует начало заложения Печенгской структуры и образование свит неверскрук и ахмалахтинской.

Магматическим проявлениям, датированным 2400 млн лет и отнесенным нами к третьей, наиболее поздней фазе, также предшествовали континентальные обстановки (ледниковые отложения в основании полисарской свиты, возраст ко-

торых приближенно оценивается в 2411 ± 11 млн лет (Gärtner et al., 2014)). Вулканиты этого цикла представлены высокомагнезиальной серией полисарской свиты и близкими им по составу силлами и дайками пикродолеритов в обрамлении Печенгской структуры.

Таким образом, анализ геохимических характеристик вулканитов в совокупности с более точными геохронологическими данными свидетельствует о существовании нескольких относительно кратковременных импульсов магматизма, в течение которых сформировались как вулканогенные, так и интрузивные комплексы, разделенные значительно более длительными периодами стабилизации (>40 млн лет), что указывает на дискретный характер эндогенной активности в интервале 2.51–2.40 млрд лет.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенный на основе геохимических и геохронологических данных анализ дайковых, вулканических и интрузивных серий, сформировавшихся в сумийский период в северо-восточной части Фенноскандинавского щита, позволяет пересмотреть схему корреляции проявлений магматизма в пределах Полмак-Печенгско-Имандра-Варзугского пояса и интрузивных и дайковых комплексов, расположенных в его обрамлении.

(1) Сравнительный анализ разрезов вулканитов Имандра-Варзугской и Печенгской структур свидетельствует об асинхронном развитии этих фрагментов пояса в течение временного интервала 2.51–2.40 млрд лет назад. Приведенные доказательства сходства вулканитов сейдореченской и ахмалахтинской свит, а также пород Имандровского интрузивного комплекса позволяют предполагать значительный временной разрыв в развитии как Имандра-Варзугской, так и Печенгской структур, длительность которого могла составлять более 300 млн лет.

(2) Среди вулканических образований Печенгской структуры отсутствуют вулканиты, которые могли бы рассматриваться в качестве гомологов и отвечать времени формирования вулканогенно-осадочной серии полисарской свиты Имандра-Варзугской структуры. Силлы и дайки долеритов и пикродолеритов с возрастом 2400 млн лет, близкие по составу вулканитам полисарской свиты, вероятно, свидетельствуют об изменении характера эндогенной активности и смещении центров магматизма за пределы Печенгской мульды в прилегающую зону Кольско-Мурманского блока.

(3) Изотопно-геохимические данные, подтверждающие плюмовую природу магматизма су-

мийского периода, показывают, что базитовые расплавы, генерация основных объемов которых происходила из уровней фации шпинелевых лерцолитов, имеют признаки значительной коровой контаминации в результате их взаимодействия с породами архейского фундамента.

Благодарности. Доброжелательные рецензии Н.Е. Козлова (Геологический институт КНЦ РАН) и К.А. Савко (Воронежский государственный университет) были весьма конструктивны.

Источники финансирования. Исследования выполнены при поддержке Российского научного фонда (проект № 16-17-10260П).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Арзамасцев А.А., Степанова А.В., Самсонов А.В., Скуфьин П.К., Сальникова Е.Б., Ларионов А.Н., Ларионова Ю.О., Егорова С.В., Ерофеева К.Г. Базитовый магматизм северо-восточной части Фенноскандии (2.06–1.86 млрд лет): геохимия вулканитов и корреляция с дайковыми комплексами // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2020. Т. 28. № 1. С. 3–40.
- Байи Л., Оже Т., Кошери А., Трофимов Н.Н., Голубев А.И., Ткачев А.В., Черкасов С.В. Новые данные о возрасте Бураковской расслоенной интрузии (Карелия) // Докл. АН. 2009. Т. 426. № 2. С. 202–206.
- Балашов Ю.А. Геохронология раннепротерозойских пород Имандра-Варзугской структуры Кольского полуострова // Петрология. 1996. Т. 1. № 1. С. 3–25.
- Баянова Т.Б. Возраст реперных геологических комплексов Кольского региона и длительность процессов магматизма. СПб.: Наука, 2004. 174 с.
- Баянова Т.Б., Рундквист Т.В., Серов П.А., Корчагин А.У., Карнов С.М. Палеопротерозойский Федорово-Панский расслоенный ЭПГ-комплекс северо-восточной части арктического региона Балтийского щита: новые U–Pb- (по бадделеиту) и Sm–Nd- (по сульфидным минералам) данные // Докл. АН. 2017. Т. 472. № 1. С. 52–56.
- Борисенко Е.С., Баянова Т.Б., Нерович Л.И., Кунаккузин Е.Л. Палеопротерозойский базитовый массив Мончетундра (Кольский п-ов): новые геологические и геохронологические данные // Докл. АН. 2015. Т. 465. № 1. С. 68–72.
- Вревский А.Б. Петрология, возраст и полихронность источников инициального магматизма Имандра-Варзугского палеорифта Фенноскандинавского щита // Петрология. 2011. Т. 19. № 5. С. 1–29.
- Егорова С.В., Степанова А.В., Сальникова Е.Б., Ларионова Ю.О., Арзамасцев А.А., Самсонов А.В., Веселовский Р.В. Дайки базитов с возрастом 2.5 млрд лет Кольского и Мурманского блоков Восточной Фенноскандии: состав, петрология и палеоконтинентальные выводы // Этапы формирования и развития протерозойской земной коры: стратиграфия, метаморфизм, магматизм, геодинамика. Материалы VI Российской конференции по проблемам геологии и геодинамики докембрия, Санкт-Петербург, 2019 г. СПб.: Свое издательство, 2019. С. 71–73.
- Ерофеева К.Г., Степанова А.В., Самсонов А.В., Ларионова Ю.О., Егорова С.В., Арзамасцев А.А., Ковальчук Е.В. История формирования палеопротерозойских (2400 млн лет) базитов Кольской провинции Фенноскандинавского щита // Петрология. 2019. Т. 27. № 1. С. 19–46.
- Имандра-Варзугская зона карелид. Л.: Наука, 1982. 280 с.
- Каулина Т.В., Аведисян А.А., Томиленко А.А., Рябуха М.А., Ильченко В.Л. Флюидные включения в кварце на участках с урановой минерализацией Лицевского рудного узла (Кольский полуостров) // Геология и геофизика. 2017. Т. 58. № 9. С. 1332–1345.
- Криволуцкая Н.А., Смолькин В.Ф., Свирская Н.М., Мамонтов В.П., Фаныгин А.С., Беляцкий Б.В., Рощина И.А. Геохимические особенности массивов друзитового комплекса центральной части Беломорского подвижного пояса: I. Распределение главных и редких элементов в породах // Геохимия. 2010. № 5. С. 496–524.
- Латыпов Р.М., Чистякова С.Ю. Механизм дифференциации расслоенного интрузива Западно-Панских тундр. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 2000. 315 с.
- Латыпов Р.М., Митрофанов Ф.П., Скиба В.И., Алапиева Т.Т. Расслоенный интрузив Западно-Панских Тундр, Кольский полуостров: механизм дифференциации и последовательность становления // Петрология. 2001. Т. 9. № 3. С. 254–293.
- Магматизм, седиментогенез и геодинамика Печенгской палеорифтогенной структуры. Ред. Смолькин В.Ф., Митрофанов Ф.П. Апатиты: Изд-во Кольского филиала РАН, 1995. 256 с.
- Мележик В.А., Предовский А.А. Геохимия раннепротерозойского литогенеза. Л.: Наука, 1982. 208 с.
- Миц М.В., Глазнев В.Н., Конилов А.Н., Кунина Н.М., Никитичев А.П., Раевский А.Б., Седых Ю.Н., Ступак В.М., Фонарев В.И. Ранний докембрий северо-востока Балтийского щита: палеогеодинамика, строение и эволюция континентальной коры. М.: Научный мир, 1996. 278 с.
- Морозов Ю.А., Галыбин А.Н., Мухамедиев Ш.А., Смольская А.И. Тектонический и геомеханический контроль размещения даек и силлоподобных тел в северо-западной части Кольского полуострова // Геотектоника. 2017. № 3. С. 28–60.
- Нерович Л.И., Баянова Т.Б., Серов П.А., Елизаров Д.В. Магматические источники даек и жил Мончетундровского массива (Балтийский щит): результаты изотопно-геохронологических и геохимических исследований // Геохимия. 2014. № 7. С. 605–624.
- Предовский А.А., Мележик В.А., Болотов В.И., Федотов Ж.А., Басалаев А.А., Козлов Н.Е., Иванов А.А., Жангуров А.А., Скуфьин П.К., Любцов В.В. Вулканизм и седиментогенез докембрия северо-востока Балтийского щита. Л.: Наука, 1987. 185 с.
- Расслоенные интрузии Мончегорского рудного района: петрология, оруденение, изотопия, глубинное строение. Апатиты: Изд-во Кольского научного центра РАН, 2004. Ч. 1. 177 с. Ч. 2. 177 с.

- Светов С.А., Степанова А.В., Чаженина С.Ю., Светова Е.Н., Рыбникова З.П., Михайлова А.И., Парамонов А.С., Утицына В.Л., Эхова М.В., Колодей В.С. Прецизионный (ICP-MS, LA-ICP-MS) анализ состава горных пород и минералов: методика и оценка точности результатов на примере раннедокембрийских мафитовых комплексов // Труды Карельского научного центра РАН. 2015. № 7. С. 173–192.
- Скуфьин П.К. Вулканизм Кольского региона. Часть I. Древний Печенгско-Варзугский зеленокаменный пояс (возраст 2500–1700 млн. лет). Lambert Academic Publishing, 2014. 376 с.
- Смолькин В.Ф. Коматиитовый и пикритовый магматизм раннего докембрия Балтийского щита. СПб.: Наука, 1992. 272 с.
- 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.
- Смолькин В.Ф., Лохов К.И., Скублов С.Г., Сергеева Л.Ю., Лохов Д.К., Сергеев С.А. Палеопротерозойский рудоносный габбро-перидотитовый комплекс Кеулик-Кенирим (Кольский регион) – новое проявление ферропикритового магматизма // Геология рудных месторождений. 2018. Т. 60. № 2. С. 164–197.
- Степанова А.В., Сальникова Е.Б., Самсонов А.В., Ларионова Ю.О., Егорова С.В., Саватенков В.М. Дайки долеритов 2404 млн лет на Карельском кратоне – фрагмент палеопротерозойской крупной магматической провинции // Докл. АН. 2017. Т. 472. № 2. С. 185–191.
- Степанова А.В., Сальникова Е.Б., Самсонов А.В., Ларионова Ю.О., Арзамасцев А.А., Ларионов А.Н. U–Pb геохронология раннедокембрийских базитов Кольско-Мурманской провинции Восточной Фенноскандии: дайковый “штрих-код” как основа палеоконтинентальных реконструкций // Материалы VII Российской конференции по изотопной геохронологии “Методы и геологические результаты изучения изотопных геохронометрических систем минералов и пород”. Москва, 2018. С. 340–342.
- Степанова А.В., Сальникова Е.Б., Самсонов А.В., Арзамасцев А.А., Егорова С.В., Веселовский Р.В., Ларионова Ю.О., Ерофеева К.Г., Стифеева М.В. Дайки 2505 млн лет Кольской и Мурманской провинций Фенноскандии: геохронология, геодинамические следствия // Материалы LI Тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2019. Т. 2. С. 270–274. ISBN 978-5-89118.
- Федотов Ж.А. Эволюция протерозойского вулканизма восточной части Печенгско-Варзугского пояса (петрогеохимический аспект). Апатиты: Изд-во Кольского филиала АН СССР, 1985. 118 с.
- Федотов Ж.А., Серов П.А., Елизаров Д.В. Толеиты из деплетированной субкратонной мантии в корневой зоне Мончегорского плутона, Балтийский щит // Докл. АН. 2009. Т. 429. № 6. С. 784–788.
- Федотов Ж.А., Баянова Т.Б., Серов П.А. Пространственно-временные закономерности проявления дайкового магматизма Кольского региона, Фенноскандинавский щит // Геотектоника. 2012. № 6. С. 29–45.
- Чащин В.В. Палеопротерозойский комплекс расслоенных интрузий Кольского полуострова и его металлогения // Геология рудных месторождений. 1999. Т. 41. № 2. С. 131–142.
- Чащин В.В., Баянова Т.Б., Левкович Н.В. Вулкано-плутоническая ассоциация раннего этапа развития Имандро-Варзугской рифтогенной зоны, Кольский полуостров: геологические, петрогеохимические и изотопно-геохронологические данные // Петрология. 2008. Т. 16. № 3. С. 296–316.
- Чащин В.В., Баянова Т.Б., Елизарова И.Р., Серов П.А. Волчьютундровский массив комплекса автономных анортозитов Главного хребта, Кольский полуостров: геологические, петрогеохимические и изотопно-геохронологические исследования // Петрология. 2012. Т. 20. № 5. С. 514–540.
- Чащин В.В., Баянова Т.Б., Серов П.А. Массив метабазитов Оспе-Лувтуайвенч (Кольский полуостров, Россия): геологическое строение, петрогеохимические и изотопно-геохронологические свидетельства принадлежности к Имандровскому комплексу расслоенных интрузий // Петрология. 2015. Т. 23. № 5. С. 459–489.
- Amelin Yu.V., Heaman L.M., Semenov V.S. U–Pb geochronology of layered mafic intrusions in the eastern Baltic Shield: implication for the timing and duration of Paleoproterozoic continental rifting // Precambrian Res. 1995. V. 75. P. 31–46.
- Aspler L.B., Chiarenzelli J.R. Protracted breakup of Kenorland, a Neoproterozoic supercontinent? Geochronologic, tectonostratigraphic and sedimentologic evidence from the Paleoproterozoic // Sedimentary Geology. 1998. V. 120. P. 75–104.
- Balashov Yu.A., Bayanova T.B., Mitrofanov F.P. Isotope data on the age and genesis of layered basic-ultrabasic intrusions in the Kola Peninsula and northern Karelia, northeastern Baltic Shield // Precambrian Research. 1993. V. 64. P. 197–205.
- Bayanova T.B., Korchagin A.U., Mitrofanov A.F., Serov P., Ekimova N., Nitkina E., Kamensky I., Elizarov D., Huber M. Long-lived mantle plume and polyphase evolution of Palaeoproterozoic PGE intrusions in the Fennoscandian Shield // Minerals. 2019. V. 9. № 59. P. 1–22.
- Bleeker W. The late Archean record: a puzzle in ca. 35 pieces // Lithos. 2003. V. 71. P. 99–134.
- Bleeker W., Hamilton M.A., Ernst R.E., Kulikov V.S. The search for Archean-Paleoproterozoic supercratons: new constraints on Superior-Karelia-Kola correlations within supercraton Superia, including the first ca. 2504 Ma (Mistassini) ages from Karelia // Abstract for IGC33 meeting, Oslo, Norway, 2008.
- Campbell I.H., Griffiths R.W. Implications of mantle plume structure for the evolution of flood basalts // Earth Planet. Sci. Lett. 1990. V. 99. P. 79–93.
- Condie K.C. Mantle Plumes and Their Record in Earth History. Cambridge University Press, 2001. 306 p.
- Condie K.C., Davaille A., Aster R.C., Arndt N. Upstairs-downstairs: supercontinents and large igneous provinces,

- are they related? // *International Geology Review*. 2015. V. 57. № 11–12. P. 1341–1348.
- Eriksson P.G., Condie K.C.* Cratonic sedimentation regimes in the ca. 2450–2000 Ma period: relationship to a possible widespread magmatic slowdown on Earth? // *Gondwana Res.* 2014. V. 25. P. 30–47.
- Ernst R.* Large Igneous Provinces. Cambridge University Press, 2014. 667 p.
- Ernst R.E., Buchan K.* Giant radiating dyke swarms: their use in identifying pre-Mesozoic large igneous provinces and mantle plumes // *AGU Geophysical Monograph*. 1997. V. 100. P. 297–333.
- Gärtner C., Bahlburg H., Melezhik V.A., Berndt J.* Dating Palaeoproterozoic glacial deposits of the Fennoscandian Shield using detrital zircons from the Kola Peninsula, Russia // *Precambrian Res.* 2014. V. 246. P. 281–295.
- Hanski E.J.* Petrology of the Pechenga ferropicrites and co-genetic, Ni-bearing gabbro-wehrlite intrusions, Kola Peninsula, Russia. Academic Dissertation // *Bull. Geol. Surv. Finland*. 1992. V. 367. P. 1–192.
- Hanski E.J., Huhma H., Vaasjoki M.* Geochronology of northern Finland: a summary and discussion // *Geol. Surv. Finland Spec. Pap.* 2001. V. 33. P. 255–279.
- Hanski E.J., Huhma H., Melezhik V.A.* New isotopic and geochemical data from the Palaeoproterozoic Pechenga Greenstone Belt, NW Russia: implication for basin development and duration of the volcanism // *Precambrian Res.* 2014. V. 245. P. 51–65.
- Ilijina M., Hanski E.* Layered mafic intrusions of the Tomio-Narankavaara belt // *Precambrian geology of Finland – key to the evolution of the Fennoscandian Shield*. Eds. Lehtinen M., Nurmi P.A., Ramo O.T. Amsterdam: Elsevier, 2005. P. 101–138.
- Kullerød K., Skjervlie K.P., Corfu F., de la Rosa J.D.* The 2.40 Ga Ringvassøy mafic dykes, West Troms Basement Complex, Norway: the concluding act of early Palaeoproterozoic continental breakup // *Precambrian Res.* 2006. V. 150. № 3/4. P. 183–200.
- McDonough W.F., Sun S.-S.* The composition of the Earth // *Chem. Geol.* 1995. V. 120. P. 223–253.
- Melezhik V.A., Sturt B.* General geology and evolutionary history of the early Proterozoic Polmak-Pasvik-Pechenga-Imandra/Varzuga Ust’Ponoy greenstone belt in the north-eastern Baltic Shield // *Earth Sci. Rev.* 1994. V. 36. P. 205–241.
- Melezhik V.* (Ed.), *Prave A.R., Fallick A.E., Kump L.R., Strauss H., Lepland A., Hanski E.J.* Reading the Archive of Earth’s Oxygenation. Volume 1: The Palaeoproterozoic of Fennoscandia as Context for the Fennoscandian Arctic Russia – Drilling Early Earth Project. Springer, 2012. 490 p.
- Nilsson M.K.M., Söderlund U., Ernst R.E., Hamilton M.A., Scherstén A., Armitage P.E.B.* Precise U–Pb baddeleyite ages of mafic dykes and intrusions in southern West Greenland and implications for a possible reconstruction with the Superior craton // *Precambrian Res.* 2010. V. 183. № 3. P. 399–415.
- Pripachkin P.V., Rundkvist T.V., Miroshnikova Y.A., Chernyavsky A.V., Borisenko E.S.* Geological structure and ore mineralization of the South Sopchinsky and Gabbro-10 massifs and the Moroshkovoe Lake target, Monchegorsk area, Kola Peninsula, Russia // *Miner. Deposita*. 2016. V. 51. P. 973–992.
- Puchtel I.S., Brugmann G.E., Hofmann A.W., Kulikov V.S., Kulikova V.V.* Os isotope systematics of komatiitic basalts from the Vetreny Belt, Baltic Shield: evidence for a chondritic source of the 2.45 Ga plume // *Contrib. Miner. Petrol.* 2001. V. 140. P. 588–599.
- Salter V.J.M., Stracke A.* Composition of the depleted mantle // *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2004. V. 5. № 5. P. 1–27.
- Sandeman H.A., Heaman L.M., LeCheminant A.N.* The Palaeoproterozoic Kaminak dykes, Hearne craton, western Churchill Province, Nunavut, Canada: preliminary constraints on their age and petrogenesis // *Precambrian Res.* 2013. V. 232. P. 119–139.
- Shervais J. W.* Ti–V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1982. V. 59. P. 101–118.
- Skuf’in P.K., Theart H.F.J.* Geochemical and tectono-magmatic evolution of the volcano-sedimentary rocks of Pechenga and other greenstone fragments within the Kola Greenstone Belt, Russia // *Precambrian Res.* 2005. V. 141. P. 1–48.
- Söderlund U., Hofmann A., Klausen M.B., Olsson J.R., Ernst R., Persson P.-O.* Towards a complete magmatic barcode for the Zimbabwe craton: baddeleyite U–Pb dating of regional dolerite dyke swarms and sill complexes // *Precambrian Res.* 2010. V. 183. P. 388–398.
- Stepanova A.V., Samsonov A.V., Salnikova E.B., Arzamastsev A.A., Puchtel I.S., Kepezhinskas P.A., Egorova S.V., Larionova Yu.O., Erofeeva K.G.* Fragments of Paleoproterozoic LIPs in Kola-Murmansk and Karelian provinces, Fennoscandia: markers for time span of Lapland-Kola Ocean // Abstract for the Goldschmidt Conference, Paris, France, 2017. URL: <https://goldschmidt.info/2017/abstracts/abstractView?id=2017003158>.
- Vuollo J., Huhma H.* Precambrian Geology of Finland. Key to the Evolution of the Fennoscandian Shield. Elsevier, 2005. V. 14. P. 195–236.
- Wang K., Plank T., Walker J.D., Smith E.I.* A mantle melting profile across the Basin and Range, SW USA // *J. Geophysical Res.* 2002. V. 107. № B1, 2017.
- Yang S.H., Hanski E., Li C., Maier W.D., Huhma H., Mokrushin A.V., Latypov R., Lahaye Y., O’Brien H., Qu W.-J.* Mantle source of the 2.44–2.50-Ga mantle plume-related magmatism in the Fennoscandian Shield: evidence from Os, Nd, and Sr isotope compositions of the Monchepluton and Kemi intrusions // *Miner. Deposita*. 2016. V. 51. P. 1055–1073.

Рецензенты *Н.Е. Козлов, К.А. Савко*

Paleoproterozoic Igneous Provinces of the Northeastern Fennoscandian Shield (2.51–2.40 Ga): Geochemistry of Volcanics and Correlation with Igneous Complexes

A. A. Arzamastsev^{a, b, #}, S. V. Egorova^c, K. G. Erofeeva^d, A. V. Samsonov^d, A. V. Stepanova^c, P. K. Skuf'in^e, V. V. Chashchin^e, and R. V. Veselovskiy^{f, g}

^a*Institute of Precambrian Geology and Geochronology, Russian Academy of Sciences, Saint-Petersburg, Russia*

^b*Institute of Earth Sciences, Saint-Petersburg State University, Saint-Petersburg, Russia*

^c*Institute of Geology, Karelian Research Centre, Russian Academy of Sciences, Petrozavodsk, Russia*

^d*Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy, and Geochemistry, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*

^e*Geological Institute of the Kola Science Centre, Russian Academy of Sciences, Apatity, Russia*

^f*Faculty of Geology, Moscow State University, Moscow, Russia*

^g*Schmidt Institute of Physics of the Earth, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*

[#]*e-mail: arzamas@ipgg.ru*

The article presents the results of geochemical studies of Paleoproterozoic volcanogenic formations in the Polmak-Pechenga-Imandra-Varzuga belt of the north-eastern part of the Fennoscandian shield. Correlation of volcanogenic series with subvolcanic and intrusive formations of the Murmansk and Kola-Norwegian terranes was performed on the base of new geochemical and geochronological data. A comparative analysis of the volcanic formations of the Imandra-Varzuga and Pechenga structures indicates the asynchronous development of these belt fragments in the interval 2.51–2.40 Ga ago and the existence of a significant time lapse in the development of both the Imandra-Varzuga and Pechenga structures, the duration of which could be more 300 million years. Geochemical evidence of the cyclic manifestation of the plume-lithosphere interaction during the formation of magmatism of the Sumian-Sariolian period is shown. Generation of basic melts which came from the levels of spinel lherzolite facies, have signs of significant crustal contamination as a result of their interaction with rocks of the Archean basement.

Keywords: Precambrian, Proterozoic, Fennoscandian Shield, dykes, volcanics, Kola Peninsula, Pechenga, Imandra-Varzuga