УДК 552.33(470.21)

ВОЗРАСТ И ПРОИСХОЖДЕНИЕ СУБЩЕЛОЧНЫХ МАГМАТИЧЕСКИХ СЕРИЙ ХИБИНО-ЛОВОЗЕРСКОГО КОМПЛЕКСА

© 2024 г. А.А. Арзамасцев^{*a*,*}, А.А. Иванова^{*a*}, Е.Б. Сальникова^{*a*}, А.Б. Котов^{*a*}, В.П. Ковач^{*a*}, М.В. Стифеева^{*a*}, Н.Ю. Загорная^{*a*}, Ю.В. Плоткина^{*a*}, Е.В. Толмачева^{*a*}

п. ковач, м. в. Стифеева, п. ю. загорная, ю. в. плоткина, с. в. толмачева

^аИнститут геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, Россия *e-mail: arzamas@ipgg.ru

> Поступила в редакцию 04.08.2023 г. После доработки 09.10.2023 г. Принята к публикации 23.11.2023 г.

Представлены результаты исследования миаскитовых сиенитов Ловозерского, пуласкитов Хибинского и пород ларвикит-лардалитовой серии Кургинского массивов, а также субщелочных вулканитов, сохранившихся в виде останцов в их кровле. Изученные породы характеризуются пониженным коэффициентом агпаитности (K_{агп.} < 1), отсутствием типичных минералов уль-тращелочных пород (эвдиалит, энигматит и др.) и присутствием циркона. Морфологические особенности и химический состав циркона из миаскитового сиенита Ловозерского массива свидетельствуют о его магматическом происхождении, что позволилило определить возраст кристаллизации миаскитов 373 ± 5 млн лет. Изотопно-геохимические характеристики пород субщелочной серии свидетельствует о мантийном происхождении миаскитов Ловозерского массива, об отсутствии в них признаков коровой контаминации и их образовании в ходе эволюции анкарамитового расплава. Формирование пуласкитов Хибинского массива, происходившее по аналогичному сценарию, было осложнено ассимиляцией корового материала, доля которого, согласно модельным расчетам, не превышала десяти процентов. Наиболее вероятным фактором, определившим генетическую связь субщелочных и агпаитовых пород в составе Хибино-Ловозерского комплекса, по-видимому, являлись окислительно-восстановительные условия и активность Na в кристаллизующихся расплавах, что определило дивергентную эволюцию расплавов как с образованием конечных агпаитовых, так и миаскитовых дериватов.

Ключевые слова: миаскиты, сиениты, пуласкиты, агпаитовые сиениты, щелочные породы, Хибинский массив, Ловозерский массив, Кольский полуостров, U-Pb ID-TIMS **DOI:** 10.31857/S0869590324030024 **EDN:** DBKOML

ВВЕДЕНИЕ

Буровые работы, проведенные на протяжении последних десятилетий в пределах крупнейших Хибинского и Ловозерского нефелин-сиенитовых массивов, позволили получить принципиально новые данные об их внутреннем строении, свидетельствующие о значительно более сложной, чем предполагалось ранее, истории формирования этих гигантских многофазных интрузий. Открытие карбонатитов (Дудкин и др., 1984), расширение ареала распространения и спектра шелочно-ультраосновных пород (Галахов, 1988; Арзамасцев и др., 1998б), обнаружение ультракалиевых кальсилитовых сиенитов (Боруцкий, 1988, 2010) привели к разработке новых петрогенетических моделей формирования Хибино-Ловозерского комплекса, базирующихся на представлениях о его полисериальности (Галахов, 1988; Арзамасцев, Глазнев, 2004). В основе

этих моделей лежат данные о присутствии в составе Хибинского и Ловозерского массивов двух независимых интрузивных серий: более ранней щелочно-ультраосновной, аналогичной по составу магматическим образованиям, слагающим одновозрастные с Хибинским массивом Ковдорский, Салмагорский, Африкандский и другие массивы Кольской провинции, и более поздней, представленной агпаитовыми нефелиновыми сиенитами. Последние, согласно данным (Когарко, 1977), могут являться остаточными продуктами фракционной кристаллизации как резко дефицитных в отношении кремнезема меланефелинитовых расплавов, так и умеренно недосыщенных кремнекислотой нефелин-нормативных щелочных базальтовых магм. Отсутствие в составе Хибино-Ловозерского комплекса значимых объемов базальтоидов. а также пространственная связь со щелочными

ультрамафитами позволила предположить, что агпаитовые сиениты являются комплементарными продуктами единой нефелинитовой серии, что полтвержлают и некоторые геохимические ланные (Когарко, 1977). Вместе с тем в составе как Ловозерского, так и Хибинского массивов известны вулканиты щелочно-базальтовой серии, закартированы дайки шелочных габброидов и трахитов. а также значительные по мощности зоны приконтактовых субщелочных сиенитов - "умптекитов". Следует особо отметить присутствие вблизи северо-восточного контакта Ловозерского массива одновозрастной Кургинской интрузии, сложенной бимодальной серией ультрабазитов и ларвикитов-лардалитов. Кроме того, крупное тело субщелочных сиенитов (пуласкитов) было обнаружено при бурении в центральной части Хибинского массива (Коробейников, Арзамасцев, 1994). В Ловозерском массиве щелочные сиениты установлены нами при документации керна структурной скважины, пробуренной в его центре. Первые результаты исследований этих пород. выполняющих значительные объемы в основании интрузий Хибино-Ловозерского комплекса, привели к необходимости, в первую очередь, к решению вопроса об их происхождении либо за счет контаминации агпаитовых расплавов породами рамы по модели образования приконтактовых умптекитов, либо как закономерных членов нефелин-сиенитовой серии, сохранившей характеристики исходного мантийного субстрата. В последнем случае было необходимо определить место этих пород в общей петрогенетической модели формирования щелочного комплекса. Учитывая присутствие в обнаруженных породах циркона, не менее важным являлось определение возраста щелочных сиенитов, что позволило уточнить период становления многофазных интрузий Хибино-Ловозерского комплекса, а также оценить длительность формирования всей магматической системы этого комплекса на основании результатов U-Рь датирования.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ СУБЩЕЛОЧНЫХ ПОРОД

В Хибинском массиве тело щелочных сиенитов располагается среди фойяитов его центральной части и имеет, согласно геофизическим данным, округлую форму диаметром более 2 км (рис. 1). Под четвертичными отложениями скважинами 579, 642 и др. были вскрыты массивные средне-крупнозернистые лейкократовые породы, по минеральному и химическому составу отвечающие пуласкиту нефелинсодержащей разновидности лейкократового щелочного сиенита (тенсбергита). Пуласкиты содержат включения мелкозернистых меланократовых пород, состав которых варьирует от мезо- до меланократовых щелочных сиенитов. Включения размером от первых сантиметров до 0.5 м имеют угловатую или округлую форму и представляют собой, по-видимому, автолиты. В участках их распространения породы приобретают такситовую неоднородную текстуру. В пуласкитах довольно часто встречаются кальцитовые прожилки (до 0.5–1 см), сопровождающиеся иногда флюоритовой минерализацией. Геологические соотношения пуласкитов с фойяитами не ясны. По скважинам отмечаются постепенные переходы от первых ко вторым, выраженные в увеличении содержания нефелина до 25–30%.

Ловозерский массив. Ранее предполагалось, что установленная по геофизическим данным отрицательная магнитная аномалия в центральной части массива на глубине >1 км отвечает широко распространенным в этом массиве пойкилитовым содалитовым сиенитам (Шаблинский, 1963). Однако скважиной 903, пробуренной (рис. 1) под толщей пород дифференцированного комплекса луявритов-фойяитов-уртитов на глубинах >900 м, были вскрыты цирконсодержащие сиениты – миаскиты. Вертикальная мощность тела, судя по разрезу скважины, составляет не менее 300 м. По латерали тело занимает, по-видимому, значительную часть ядра массива. В отдельных случаях в миаскитах наблюдаются жилы, сложенные породами комплекса луявритов-фойяитов-уртитов, что может указывать на более позднее формирование последних.

Кургинский массив представляет собой полифазную интрузию, в составе которой выделены (в последовательности от ранних к поздним) следующие группы пород, отвечающие фазам ее формирования: 1) перидотиты и оливиниты, 2) пироксениты, 3) щелочные сиениты (Кухаренко и др., 1971; Арзамасцев и др., 1999). Среди сиенитов выделяются щелочные сиениты (ларвикиты и лардалиты) и нефелиновые сиениты. На контакте сиенитов и ультрабазитов располагается зона апогипербазитовых метасоматитов, представленных биотит-керсутитовыми и керсутит-пироксен-плагиоклазовыми породами. К поздним образованиям, не связанным с породами интрузии, могут быть отнесены секущие жилы агпаитовых сиенитов, являющихся, по-видимому, результатом воздействия близлежащего Ловозерского массива.

ОБРАЗЦЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

В образцах миаскитовых сиенитов из Ловозерского, Хибинского и Кургинского массивов были определены содержания главных и 40 микроэлементов, включая редкоземельные (REE).

Концентрации главных элементов определялись методом рентгеновской флюоресценции (XRF) в порошках пород, сплавленных с тетраборатом лития. Точность определений не ниже $\pm 1.5\%$ для их концентраций 10%. Zr определен



Рис. 1. Схема геологического строения Хибино-Ловозерского вулкано-плутонического комплекса. Составлена на основе схем (Галахов, 1975, Буссен, Сахаров, 1972), с дополнениями и исправлениями.

ХRF-методом с точностью выше $\pm 4\%$ для концентрации 100 ppm Zr. Определения содержаний микроэлементов проведены методом ICP-MS на масс-спектрометре PE SCIEX ELAN-5000 с использованием Rh в качестве внутреннего стандарта. Процедура пробоподготовки включала растворение 100 мг порошка в тефлоновой капсуле в смеси HNO₃ + HF при ~180°C в течение 30 мин. После выпаривания раствора, полученный порошок растворялся в 100 мл 4-процентной HNO₃. Точность составляла не ниже ± 2 и $\pm 5\%$ для концентраций 50 и 5 ppm соответственно. Микрозондовый анализ минералов выполнен в Геологическом институте Кольского научного центра РАН на приборе Сатеса MS-46 с использованием синтетических стандартов. Напряжение ускорения составляло 20 кВ, ток зонда 15 мА. Коэффициенты вариации — 1, 2.5 и 5% для концентраций анализируемых элементов 10, 1 и 0.25 мас. % соответственно. Определения элементов-примесей методом ICP-MS был выполнены в лаборатории химического анализа Natural History Museum (NHM, г. Лондон) на приборе Agilent 7700×. Подготовка включала растворение

293

100 мг пробы в смеси 2 мл HNO₃, 2 мл HClO₄ и 4 мл HF при 100–150°C во фторопластовых сосудах (Savillex TM). После повторной обработки 1 мл HClO₄ пробы высушивали при 150°C, сухие остатки растворяли в 2 мл HNO₃ + 0.2 мл H₂O₂ и разбавляли деионизированной водой (18.2 М Ω см) до 50 мл. Правильность анализа контролировалась по стандартным образцам BCR-2 (базальт), JLK-1, а также по образцу SdAR-1.

Локальный микроанализ методом LA-ICP-MS отдельных зерен минералов выполнялся в лаборатории NHM в прозрачно-полированных шлифах толщиной 80 мкм в аналитических точках, в которых предварительно проводился микрозондовый анализ на главные элементы. Использован New-Wave UP-213 частотный 348 квадрупольный блок лазерной абляции Nd: YAG, работающий в атмосфере Не на частоте 213 пт с длительностью импульсов 4.2 пл. Анализы выполнены на приборе ICP-MS 349 - ThermoElemental PlasmaQuad III. Диаметр пучка лазера варьировал в пределах 25-60 мкм, выдержка 60 с, режим повторения 10 Гц при 5 Дж/см². В качестве внутреннего стандарта использовали Si, реже Ca (апатит), Тi (рутил, ильменит) или Р (ксенотим и монацит). В качестве внешнего стандарта применяли стекла NIST-610 и NIST-612 (400 ppm каждого элемента). Каждая аналитическая сессия начиналась и заканчивалась анализом базальта BCR2G, дополнительные измерения которого проволили также через каждые 6-8 аналитических точек. Воспроизводимость анализов NIST 612 и BCR2 не превышала 1 и 5% соответственно, по сравнению с опубликованными значениями.

Выделение циркона выполнено в ИГГД РАН (г. Санкт-Петербург) с использованием тяжелых жидкостей. Катодолюминесцентные исследования циркона проводились на сканирующем электронном микроскопе TESCAN VEGA3 (U = 15 кВ, рабочее расстояние 12.5–13.0 мм). Микрофотографии кристаллов циркона в режиме вторичных электронов также выполнены на сканирующем электронном микроскопе TESCAN VEGA3.

Отобранные для U-Pb геохронологических исследований микронавески наиболее прозрачных кристаллов циркона (1–50 зерен) подвергались высокотемпературному отжигу в муфельной печи "SNOL E5CC" в керамических или кварцевых тиглях при 850°С в течение 48 ч (Mattinson, 2005) с последующей кислотной обработкой смесью 35% HF + 15% HNO₃ в пропорции 5:1 в течение 2–6 ч при 220°С. Последующее разложение циркона и выделение Pb и U выполнялось по стандартной методике (Krogh, 1973). Для изотопных исследований использован изотопный индикатор 202 Pb- 235 U. Изотопные анализы выполнены на многоколлекторном масс-спектрометре TRITON TI в статическом и динамическом (при помощи счетчика ионов) режимах. Точность определения U/Pb отношений, а также содержаний U и Pb составила 0.5%. Холостое загрязнение не превышало 15 пг Pb и 1 пг U. Обработка экспериментальных данных проведена с использованием программ "PbDAT" и "ISOPLOT" (Ludwig, 1991, 2003). При расчете возрастов были использованы значения констант распада урана по (Steiger, Jager, 1976). Поправки на обычный свинец введены в соответствии с эволюционной моделью Стейси–Крамерса (Stacey, Kramers, 1975).

Sm-Nd и Rb-Sr изотопные исследования выполнены в ИГГД РАН (г. Санкт-Петербург). Навески около 100 мг растертых в пудру образцов, к которым были добавлены смешанные изотопные индикаторы ¹⁴⁹Sm-¹⁵⁰Nd и ⁸⁵Rb-⁸⁴Sr, разлагались в тефлоновых бюксах в смеси HCl + HF + HNO₂ при 110°С. Полнота разложения проверялась под бинокуляром. REE, Rb и Sr были выделены посредством стандартной катионо-обменной хроматографии на колонках смолы BioRad AG1-X8 200-400 меш, a Sm и Nd – с помощью экстракционной хроматографии на колонках LN-Spec (100-150 меш) фирмы Eichrom. Изотопные составы Rb, Sr, Sm и Nd были измерены на многоколлекторном масс-спектрометре TRITON ТІ в статическом режиме. Измеренные отношения ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd нормализованы к значению 146 Nd/ 144 Nd = 0.7219 и приве-дены к 143 Nd/ 144 Nd = 0.511115 в Nd стандарте JNdi-1 (Тапака et al., 2000). Средневзвешенное значение ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd в Nd-стандарте JNdi-1 за период измерений составило 0.512108 ± 7 (n = 10). Изотопные отношения Sr нормализованы к 88 Sr/ 86 Sr = 8.37521. Средневзвешенное значение ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr в Sr-стандарте SRM-987 за период измерений составило 0.710270 ± 8 (*n* = 12). Точность определения концентраций Sm, Nd, Rb и Sr $- \pm 0.5\%$, изотопных отношений¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd – ±0.5%,¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd – $\pm 0.005\%$, ⁸⁷Rb/⁸⁶Sr - $\pm 0.5\%$, ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr - $\pm 0.05\%$ (2s). Уровень холостого опыта не превышал 0.2 нг Sm, 0.5 нг Nd, 0.05 нг Rb и 0.7 нг Sr. При расчете величин є_{Nd}(T) и модельных возрастов T_{Nd}(DM) использованы современные значения однородного хондритового резервуара (CHUR) по (Jacobsen, Wasserburg, 1984) (143 Nd/144 Nd = 0.512638) 147 Sm/ 144 Nd = 0.1967) и DM по (Goldstein, Jacobsen, 1988) (143 Nd/ 144 Nd = 0.513151, 147 Sm/ 144 Nd = 0.21365).

РЕЗУЛЬТАТЫ

Минеральный состав миаскитов и геохимия минералов

В Хибинском массиве миаскитовые сиениты представлены массивными средне-крупнозернистыми разностями, сложенными калинатровым полевым шпатом, содержание которого колеблется в пределах 80–95%. Гипидиоморфнозернистая структура образована идиоморфными лейстами калинатрового полевого шпата, имеющего микропертитовую структуру и двойниковое строение, между которыми располагаются темноцветные минералы, представленные амфиболом, эгирин-авгитом и биотитом. В подчиненном количестве присутствуют титанит, апатит, магнетит, кальцит, сульфиды, флюорит, содалит, канкринит и пектолит. Постоянно отмечается некоторое количество нефелина (от 1 до 5–8%).

Щелочные сиениты Ловозерского масива имеют массивную текстуру и на 90% сложены лейстами калинатрового полевого шпата, а также амфиболом (магнезио-арфведсонитом), эгирином и магнезиально-железистым биотитом. Акцессорные минералы представлены апатитом, цирконом, титанитом, сфалеритом, гетитом. Структура пород крайне неравномерная: неизмененные участки, сложенные равнозернистой массой крупных лейст полевого шпата, а таже выделений клинопироксена и амфибола, чередуются с зонами, в которых более мелкие зерна полевого шпата амебообразной формы формируют основной структурный рисунок. На отдельных участках породы сильно изменены: по эгирину развивается шелочной амфибол, который в свою очередь замещается биотитом, по полевому шпату развивается анальцим, широко развиты карбонаты. Можно предположить, что если в породе в небольшом количестве присутствовал нефелин, то он нацело замещен анальцимом.

Ларвикиты и лардалиты Кургинского массива представлены преимущественно крупнозернистыми массивными разностями, состоящими из натрового ортоклаз-криптопертита, клинопироксена и биотита. Акцессорные минералы представлены титанитом, апатитом, магнетитом, хлоритом и кальцитом. В лардалитах нефелин, как правило, замещен агрегатом цеолитов и серицита. Подробное описание пород дано в работе (Арзамасцев и др., 1999).

Клинопироксены хибинских пуласкитов по составу варьируют от диопсид-авгитов до эгирин-авгитов, причем большинство их выделений зональны: центральные части кристаллов по составу отвечают диопсиду, а краевые зоны сложены ферроавгитом с высоким содержанием акмитового компонента (табл. 1, 2). В миаскитах Ловозерского массива клинопироксен представлен преимущественно эгирином (табл. 2) с незначительной долей диопсидового и геденбергитового компонента, что сближает его с составами пироксенов из дифференцированного комплекса луявритов-фойяитов-уртитов (Kogarko et al., 2006). Клинопироксены щелочных сиенитов Кургинского массива зональны: если центральные части кристаллов по составу близки клинопироксенам базитового комплекса этого массива, то краевые зоны сложены ферроавгитом состава $Wo_{40}En_{20}Fs_{40}$ с высоким содержанием акмитового компонента. По типу распределения редкоземельных элементов (рис. 2) клинопироксен пуласкитов Хибинского массива наиболее близок эгирин-диопсиду из пород его центральной зоны — К-нефелиновых сиенитов, ийолитов и мельтейгитов, однако характеризуется значимо более высокими концентрациями всех REE. Значительным отличием эгиринов миаскитов Ловозерского массива является S-образный график распределения редкоземельных элементов, а также повышенные содержания Zr, Hf и Th (рис. 2), что сближает их с аналогами из пород его дифференцированного комплекса.

Амфиболы, присутствующие только в пуласкитах Хибинского массива, представлены двумя генерациями, относящимися к ряду кальциевого ферроэденита – натрово-кальциевого ферро-рихтерита, по классификации (Hawthorne et al., 2012) (табл. 2). Амфибол ранней генерации (КНІ¹ на рис. 2а), образует самостоятельные выделения и имеет спектры распределения REE, близкие таковым для сосуществующего клинопироксена. Аналогичная зависимость в распределении REE наблюдается и в более железистом амфиболе, замещающем клинопироксен (КНІ² на рис. 2а), однако поздний амфибол характеризуется более высокими содержаниями REE и высокозарядных элементов. В целом как клинопироксен, так и амфибол по типу распределения REE наиболее близки арфведсонитам из К-нефелиновых сиенитов, ийолитов и мельтейгитов, однако характеризуется значимо более высокими концентрациями всех REE (рис. 2а).

Полевые шпаты. В пуласкитах Хибинского массива присутствуют калиево-натриевые полевые шпаты, в которых содержание альбитовой составляющей варьирует в пределах 40-65 мол. % (Korobeinikov et al., 2000). В щелочных сиенитах Ловозерского массива присутствует преимущественно альбит (табл. 2), содержащий незначительные примеси бария и цезия. В ларвикитах-лардалитах Кургинской интрузии присутствует плагиоклаз с содержанием анортитового компонента до 27 мол. % (Арзамасцев и др., 1999). Присутствие плагиоклазсодержаших пород является существенным отличием Кургинской интрузии от агпаитовых сиенитов Хибинского и Ловозерского массивов, в которых породообразующие полевые шпаты представлены либо калиевыми и калиево-натриевыми полевыми шпатами, либо альбитом, развивающимся в зонах поздних гидротермальных изменений.

Нефелин установлен нами только в пуласкитах Хибинского массива, в которых его содержание не превышает первых объемных процентов (табл. 2). Расчет на миналы (нефели (Ne) – NaAlSiO₄ = 77.4, кальсилит (Ks) – KAlSiO₄ = 16.7 и кварц (Qz) – – SiO₂ = 5.9) показывает, что его состав близок составу нефелина из хибинских фойяитов (Боруцкий, 1988). В качестве изоморфных примесей нефелин содержит Fe³⁺, а также Rb и Sr. Незначительные концентрации Zr, Nb, REE, Th и U

АРЗАМАСЦЕВ и др.

		KU	JR				KHI		
Variation	LI	RV	NSY	YEN			PUL		
компоненты	1/125.5	1/125.5	6/213.7	6/213.7	579/240	642/145	603/356	603/310	642/210
	М	М	С	R	М	М	М	М	М
SiO ₂	52.84	53.00	52.46	51.58	52.95	52.35	53.60	52.31	52.61
TiO ₂	0.81	0.81 0.80 0.92 0.41 1.93 2.43 1.45 1.43		0.21	0.43	0.19	0.46	0.44	
Al_2O_3	0.81 0.80 0.92 0.41 1.93 2.43 1.45 1.43		0.68 1.43 0.83 1.44			1.45	1.41		
FeO	7.59	1.93 2.43 1.45 1.43 0 7.59 7.49 6.16 18.56 1		11.63	19.90	19.94	18.49	19.49	
MnO	$\begin{array}{c ccccccccccccccccccccccccccccccccccc$		0.71	1.14	1.80	1.28	1.45		
MgO	0.28 0.24 0.28 0.43 0.71 13.37 13.94 14.11 5.83 9.88		4.64	4.34	5.20	4.73			
CaO	22.28	13.37 13.94 14.11 5.83 9.8 22.28 22.25 23.04 15.16 21.6		21.60	14.10	12.89	15.73	13.73	
Na ₂ O	0.75	1.01	0.87	6.71	1.60	5.22	6.06	4.55	5.62
Сумма	99.85	101.18	99.30	100.12	99.26	99.21	99.65	99.47	99.48
Si ^{IV}	1.960	1.940	1.960	2.010	2.006	2.004	2.047	1.986	1.989
Al ^{IV}	0.080	0.110	0.060	0.070	0.031	0.066	0.038	0.066	0.064
Ti	0.020	0.020	0.030	0.010	0.006	0.013	0.006	0.013	0.013
Fe ²⁺	0.240	0.230	0.190	0.610	0.368	0.634	0.625	0.598	0.628
Mn	0.010	0.010	0.010	0.010	0.023	0.038	0.059	0.042	0.047
Mg	0.740	0.760	0.780	0.340	0.569	0.270	0.252	0.300	0.272
Ca	0.890	0.870	0.920	0.630	0.878	0.581	0.516	0.652	0.567
Na	0.050	0.070	0.060	0.510	0.120	0.395	0.457	0.341	0.420
	1	1	1	1	1				1

Таблица 1. Химический состав клинопироксена Кургинского (KUR) и Хибинского (KHI) массивов

Примечание. Все железо в виде FeO. Формульные коэффициенты в расчете на 6(О).

Здесь и далее в таблицах: С – центр, R – краевая зона кристалла, М – кристалл из основной массы. Обозначения пород: LRV – ларвикит, NSYEN– нефелиновый сиенит, MIAS – миаскитовый сиенит, PUL – пуласкит. Номера образцов: номер скважины/глубина, м. Оксиды даны в % мас., микроэлементы – в г/т.

связаны, очевидно, с присутствием многочисленных микровключений акцессорных минералов, что характерно для нефелинов из всех пород щелочных массивов региона.

Апатит в щелочных сиенитах Ловозерского массива представлен разностями, в которых содержание SrO достигает 2.97 мас. % (табл. 3, рис. 26), что в целом соответствует составам акцессорных апатитов из агпаитовых сиенитов Хибино-Ловозерского комплекса (Боруцкий, 1988). Присутствие в составе апатита Si и Na связано с компенсацией при изоморфном замещении Ca – REE. Особенностью апатита ларвикитов-лардалитов Кургинской интрузии является присутствие повышенного содержания хлора (0.15–0.68 мас. %). Несмотря на повышенные концентрации стронция в ларвикитах, содержащийся в них апатит представлен низкостронциевой разновидностью (Арзамасцев и др., 1999).

Титанит в субщелочных сиенитах Хибинского и Кургинского массивов встречается, как правило, в ассоциации с апатитом и магнетитом в пространстве между зернами полевых шпатов и пироксена. В сиенитах Ловозерского массива титанит не изучен. Содержания ZrO_2 и Nb_2O_5 , а также Th и U в титаните из пуласкитов Хибинского массива значительно превышают средние содержания этих элементов в титаните из окружающих агпаитовых сиенитов (табл. 3). Тип распределения и концентрации REE в титаните из пород Хибинского и Кургинского массивов близок к таковому в сосуществующих апатитах (рис. 26).

Циркон из миаскитов Ловозерского массива представлен призматическими идиоморфными кристаллами размером до 1 мм, в которых различаются призматическая 100 и дипирамидальная 101 грани (рис. 3, I—III). Преобладают оптически однородные прозрачные и полупрозрачные разновидности со светло-желтой окраской. В единичных зернах прослеживается тонкая зональность. В цирконе в значительном количестве присутствуют расплавные, флюидные и твердофазные включения (рис. 3, VI). По данным катодолюминесцентных исследований в цирконе наблюдается тонкая осцилляторная зональность (рис. 3, IV–V). В породе

296

	Клиноп	ироксен		Амф	ибол		Нефелин	Альбит
V	KHI	LVZ		K	HI		KHI	LVZ
Компоненты	PUL	MIAS		PU	JL		PUL	MIAS
	642/223	903/1195	642/223 ¹	642/223 ²	642/223 ²	642/223 ²	642/223	903/1195
SiO ₂	50.73	53.48	39.92	38.81	38.69	39.05	44.78	61.37
TiO ₂	0.55	0.87	4.74	2.86	4.06	2.65	bdl	bdl
Al_2O_3	2.95	1.55	13.12	11.60	11.60	12.40	32.70	28.19
FeO	12.05	28.30	12.55	19.95	17.75	16.70	0.54*	bdl
MnO	0.51	0.21	0.32	0.59	0.58	0.64	bdl	bdl
MgO	11.12	1.26	13.22	8.38	9.57	9.69	bdl	bdl
CaO	20.87	1.76	11.54	10.20	10.70	11.00	0.40	0.05
Na ₂ O	1.22	12.58	3.00	2.86	3.20	4.05	16.00	10.28
K ₂ O	bdl	bdl	1.48	1.62	1.43	2.15	5.26	0.12
Сумма	99.98	99.99	99.89	96.87	97.58	98.33	99.69	100.00
Li	34.8	13.2	73.2	88.0	86.7	87.1	27.7	bdl
Be	3.90	9.46	2.43	5.58	5.41	9.18	5.03	bdl
Sc	29.9	18.6	64.4	24.9	40.5	40.3	2.77	bdl
V	194	571	494	312	343	380	0.10	bdl
Cr	13.5	2.29	12.1	4.56	3.79	22.8	1.48	bdl
Co	30.5	0.60	54.9	49.9	68.2	50.2	0.35	bdl
Ni	11.8	1.2	51.6	12.9	43.8	15.5	0.15	bdl
Zn	191	118	243	443	440	491	2.94	bdl
Rb	3.27	0.20	9.43	11.1	10.3	15.7	82.6	5.77
Sr	161	42.0	924	337	354	645	236	5.24
Y	23.9	36.9	18.6	32.7	33.9	30.6	1.13	bdl
Zr	456	4400	98.6	651	343	576	35.3	bdl
Nb	3 85	38.2	56.0	285	283	169	10.1	bdl
Cs	0.54	0.02	0.03	0.14	0.15	0 49	1 37	57.5
Ba	1 93	2.62	892	329	281	500	9.13	37.1
La	49.9	6 74	26.3	98.0	115	69.6	5 45	bdl
Ce	139	36.0	78.3	226	264	149	11.6	bdl
Pr	17 5	8 53	11.5	26.2	31.7	17.6	1.0	bdl
Bdl	66.8	61.9	51.8	96.5	115	72.1	2.68	bdl
Sm	10.7	28.4	10.2	15.0	18.4	12.8	0.40	bdl
Eu	2.28	8 39	3.08	3 27	3 47	3 51	0.15	bdl
Gd	7.61	21.2	7 32	10.5	12.2	9.84	0.32	bdl
Th	1.00	2.32	0.89	1 33	1 56	1 21	0.04	bdl
Dv	5 28	8 33	4 55	7.03	7 79	6.66	0.19	bdl
Ho	0.96	1 39	0.75	1 29	1 35	1 21	0.04	bdl
Fr	2 57	3 58	1 78	3 46	3 39	3 20	0.10	bdl
Tm	0.39	0.53	0.21	0.50	0.45	0.45	0.01	bdl
Yh	3 39	3 69	1 33	3.87	3 18	3 45	0.08	bdl
Iu	0.69	0.65	0.10	0.66	0.52	0.59	0.00	bdl
Hf	14 9	230	3.04	16.0	9.10	13.6	0.50	bdl
T ₂	0.46	0.66	3.11	7 3 8	9.17	3 01	0.30	bdl
Ph	0.40	1 70	2.11	3 00	2. 7 . 4.37	2.91 2.07	0.30	bdl
Th	0.50	052	0.41	0.70	1.57	1.07	6.04	bdl
III II	0.95	0.63	0.41	0.70	0.10	0.16	2 /1	bdl
U	0.12	0.05	0.10	0.20	0.19	0.10	2.71	Jui

Таблица 2. Представительные анализы породообразующих минералов субщелочных сиенитов

Примечание. Здесь и далее в таблицах: bdl – ниже уровня обнаружения, na – не анализировалось. ¹Амфибол ранней генерации,²амфибол, замещающий клинопироксен; * в анализе нефелина все железо как Fe₂O₃.

ПЕТРОЛОГИЯ том 32 Nº 3 2024 также присутствуют непрозрачные метамиктные зерна циркона светло-коричневого цвета, которые не использовались для геохронологических исследований. Циркон из миаскитов Ловозерского массива отличается высоким содержанием тория, достигающим 0.88 мас. % ThO₂, а также гафния (табл. 3). Циркон характеризуется наличием положительной аномалии для Се и резким обогащением тяжелыми REE, что типично для магматических разностей этого минерала (Belousova et al., 2002).

Химический состав пород

Главным отличием, определяющим принадлежность к миаскитовой серии щелочных сиенитов из центральных зон Хибинского и Ловозерского массивов, а также ларвикитов-лардалитов Кургинского массива, является пониженное содержание щелочей и величина коэффициента агпаитности $(Na_2O + K_2O)/Al_2O_3$ (мол. %), который находится в пределах 0.70–0.99 (табл. 4, 5). В целом, в отличие от агпаитовых сиенитов указанных массивов, суммарное содержание щелочей в миаскитах, как правило, не превышает 14 мас. % при более высоком содержании кремнезема (рис. 4).

Несмотря на присутствие нефелина в нормативном составе отдельных образцов миаскитов, недосыщенность щелочами нашла отражение в наличии в нормативном составе пород анортита и отсутствии акмита. Отметим, что по этим признакам у пуласкитов Хибинского массива есть общие черты с фойяитами, в поле развития которых они находятся. Щелочные сиениты как Хибинского, так и Ловозерского массивов иногда имеют избыток алюминия, что видно на примере ряда анализов с нормативным корундом. На классификационной диаграмме (рис. 4) миаскитовые сиениты этих массивов располагаются в поле субщелочных пород и образуют единый тренд со щелочно-габброидной серией Кургинской интрузии.

Среди палеозойских интрузивных образований рассматриваемого региона породы Кургинскоого массива относятся к наименее щелочным: расчеты их нормативного состава выявляет присутствие в его строении безнефелиновых разностей, содержащих до 15% нормативного гиперстена и, в отдельных случаях, нормативного кварца. Поскольку щелочные сиениты Кургинского массива (табл. 5) принадлежат к миаскитовому типу, эти породы допустимо сопоставлять с ларвикит-лардалит-гедрумитовой магматической серией грабена Осло. Так, коэффициент агпаитности ((K + Na)/Al) пород Кургинского массива последовательно увеличивается в ряду ларвикиты (0.79)лардалиты (0.91)-нефелиновые сиениты (0.97), что отвечает их петрохимическим аналогам из грабена Осло, в которых Кагп. составляет соответственно 0.77, 0.93 и 0.97 (Neumann, 1980; Ramo et al., 2022).



Рис. 2. Графики распределения хондрит-нормализованных значений редкоземельных элементов в клинопироксенах, амфиболах (а) и акцессорных минералах (б) миаскитовых сиенитов Хибинского (KHI), Ловозерского (LVZ) и Кургинского (KUR) массивов. Показаны графики REE для раннего амфибола KHI¹ и амфибола, замещающего клинопироксен KHI². Поля на рисунках (а) и (б) – распределение REE соответственно в клинопироксенах и титанитах в К-нефелиновых сиенитах и фоидолитах Хибинского массива (Арзамасцев и др., 2005). Нормализовано по (Anders, Grevesse, 1989).

Распределение малых элементов в пуласкитов Хибинского массива не обнаруживает существенных отличий от сосуществующих агпаитовых сиенитов (рис. 5а). В Ловозерском массиве щелочные сиениты характеризуются в целом более низкими концентрациями высокозарядных и редкоземельных элементов по сравнению с эвдиалитовыми луявритами и пойкилитовыми содалитовыми сиенитами (рис. 5б). Вместе с тем цирконсодержащие щелочные сиениты Ловозерского массива близки по геохимическим

		Титанит		Апа	ТИТ		Цир	КОН	
Varuman	KHI	KHI	KUR			L	Z		
компоненты	PUL	PUL	LRV			MI	AS		
	642/223	642/223	1/125.5	903/1195	903/1195	903/1195	903/1195	903/1195	903/1195
SiO ₂	29.84	30.32	30.91	0.83	0.72	31.96	32.33	32.30	32.25
TiO ₂	36.41	35.45	37.25	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl
Al_2O_3	1.34	1.46	1.49	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl
FeO	1.73	1.94	1.54	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl
MnO	0.07	0.06	0.05	0.07	0.05	bdl	bdl	bdl	bdl
MgO	0.04	0.23	na	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl
CaO	27.90	27.67	27.07	51.50	50.80	bdl	bdl	bdl	bdl
Na ₂ O	bdl	bdl	na	0.43	0.33	0.21	bdl	bdl	bdl
P_2O_5	0.16	bdl	na	40.56	40.70	bdl	bdl	bdl	bdl
SrO	bdl	bdl	na	2.55	2.98	bdl	bdl	bdl	bdl
ZrO ₂	1.07	2.11	0.79	bdl	bdl	67.59	67.41	66.71	67.07
Nb ₂ O ₅	1.49	0.74	0.58	bdl	bdl	na	na	na	na
Сумма	100.05	99.98	99.68	95.94	95.58	99.55	99.74	99.01	99.32
Sr	121	134	260	21600	25200	1.14	0.88	2.51	0.60
Y	764	424	na	767	429	6940	7730	1500	2050
Zr	5340	13700	5920	bdl	bdl	na	na	na	na
Nb	9390	4920	na	bdl	bdl	33.7	35.8	10.1	6.36
La	3630	2810	1760	4060	2530	1.82	1.64	0.62	0.07
Ce	9020	4910	4698	9980	6820	196	225	21.1	25.5
Pr	978	422	272	1120	854	11.4	11.1	0.61	0.88
Nd	3240	1130	2924	3990	3030	134	137	8.27	15.2
Sm	432	139	na	564	452	150	159	16.4	26.5
Eu	82.5	47.3	na	148	118	77.7	84.3	10.9	17.4
Gd	273	95.2	na	376	282	397	438	64.7	95.8
Tb	34.8	12.5	na	44.3	31.4	111	124	21.2	30.9
Dy	181	73.9	na	214	136	1030	1170	225	320
Но	31.3	14.3	na	34.7	20.7	290	328	69.1	94.1
Er	78.8	44.3	na	74.8	40.0	1070	1230	264	347
Tm	9.63	6.54	na	7.65	3.71	180	212	48.0	65.7
Yb	53.5	44.2	na	34.3	16.9	1260	1480	371	522
Lu	5.46	4.49	na	3.12	1.53	154	186	51.6	65.1
Hf	180	238	na	bdl	bdl	7290	7060	6300	7800
Та	1130	64.2	na	bdl	bdl	1.48	1.21	0.40	0.31
Pb	8.02	46.6	na	12.1	6.62	148	218	20.1	13.3
Th	194	1160	na	84.4	14.1	4110	5840	642	393
U	23.8	176	na	0.01	0.01	1.43	1.61	0.81	0.40

Таблица 3. Представительные анализы акцессорных минералов субщелочных сиенитов



Рис. 3. Микрофотографии кристаллов циркона из сиенитов Ловозерского массива (обр. 903/978), выполненные на электронном микроскопе в режимах вторичных электронов (I–III), катодолюминесценции (IV–V) и в проходящем свете оптического микроскопа (VI).

характеристикам к породам ларвикит-лардалитовой серии Кургинского массива (рис. 5в).

U-Pb возраст субщелочных сиенитов

Для U-Pb геохронологических исследований выбраны прозрачные и полупрозрачные кристаллы циркона со светло-желтой окраской. На первом этапе исследований были использованы восемь наиболее чистых фрагментов кристаллов (№ 6, табл. 6). Однако, как можно видеть из приведенных данных в табл. 6, этот циркон характеризуется значительной дискордантностью и низким содержанием радиогенного свинца, и, как отмечалось выше, низким содержанием урана (2.2 мкг/г). Кроме того, отмечается в целом нехарактерное для циркона высокое (93.3) значение ²⁰⁸Pb/²⁰⁶Pb, что определяется крайне высоким содержанием тория (табл. 5).

Для уменьшения степени дискордантности наиболее прозрачные единичные кристаллы были подвергнуты химической абразии — предварительному высокотемпературному отжигу в течение 48 ч при 850°C и последующей кислотной обработке с экспозицией от 2 до 6 ч при 220°С. Циркон, обработанный с применением данной методики, характеризуется как конкордантными (№ 1 и 2, табл. 6, рис. 6), так дискордантными возрастными данными. Точки изотопного состава проанализированного циркона 1, 2, 4, 5 в табл. 6 образуют дискордию, верхнее пересечение которой с конкордией соответствует возрасту 373 ± 5 млн лет (СКВО = 0.82, нижнее пересечение отвечают нулю). Эта оценка возраста совпадает с конкордантными оценками возраста 377 \pm 1 млн лет (СКВО = 1.9), полученными для микронавесок циркона № 1 и 2 (табл. 6, рис. 6). Средняя величина возраста (²⁰⁶Pb/²³⁸U), рассчитанная для трех микронавесок конкордантного циркона или характеризующегося незначительной дискордантностью (№ 1–3), соответствует 377 \pm 1 млн лет (CKBO = 2.6). Морфологические особенности, а также особенности химического состава свидетельствуют о магматическом происхождении изученного циркона. Соответственно, есть все основания полагать, что полученная оценка возраста 373 ± 5 млн лет отвечает возрасту кристаллизации миаскитовых сиенитов Ловозерского массива.

300

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Компо-		-					,		(0.0.1	10		
ненты	903/ 978*	903/	903/	642/	642/ 397.7	240	5797 280	642/	603/	603/	A-1027	A-1029
0:0	50.50	50.65	77.70	50.00	60.50	57.04	57.00	57.01	52.20	50.57	55.11	56.00
SIO ₂	52.58	50.65	55.59	58.69	60.59	57.94	57.60	57.21	52.38	0.21	55.11	56.98
1102	1.29	0.87	0.98	0.50	0.40	0.71	0.50	0.60	0.42	0.31	0.50	0.17
Al_2O_3	19.54	20.93	19.16	18.68	18.28	18.87	18.68	18.71	16.58	18.9/	22.07	21.14
Fe_2O_3	4.23	4.38	3.51	3.29	3.08	3.42	4.05	4.20	5.80	4.07	3.84	3.37
MnO	0.37	0.21	0.23	0.09	0.09	0.15	0.17	0.10	0.91	0.39	0.13	0.10
MgO	0.91	0.37	0.68	0.72	0.32	0.57	0.61	0.59	0.48	0.31	0.37	0.23
CaO	1.15	1.64	0.87	1.89	1.38	2.45	2.04	2.23	3.36	2.47	1.75	0.39
Na ₂ O	8.65	9.50	6.71	7.54	7.20	6.69	7.06	7.74	5.70	7.57	8.20	7.31
K ₂ O	3.54	2.07	5.95	5.61	5.63	5.69	5.09	5.37	4.64	4.18	6.64	8.28
P_2O_5	0.28	0.38	0.12	0.16	0.09	0.15	0.15	0.20	0.20	0.20	0.10	0.02
CO ₂	0.59	1.17	0.90	0.77	1.05	0.73	0.93	0.80	5.96	2.96	0.18	0.14
S _{tot}	0.48	0.07	0.35	0.18	0.15	0.16	0.10	0.15	0.24	0.40	0.02	0.07
П.п.п.	5.61	7.06	4.26	1.16	1.23	1.64	2.18	1.17	1.65	3.15	0.81	1.23
Сумма	99.22	99.30	99.31	99.28	99.49	99.17	99.16	99.07	98.32	98.55	99.72	99.43
К _{агп.}	0.92	0.85	0.91	0.99	0.98	0.91	0.92	0.99	0.87	0.89	0.94	0.99
Li	133	82.9	56.2	14.9	26.3	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	8.03
V	50.1	46.7	na	46.8	34.2	31.4	33.3	58.3	123	22.5	59.9	41.4
Ga	43.7	30.5	na	20.4	19.5	23.6	24.4	21.4	54.1	23.5	22.5	26.7
Rb	19.6	22.3	24.8	96.6	92.0	223	216	144	127	4.3	168	156
Sr	738	1073	1836	936	309	961	750	1080	1970	3300	1540	907
Y	24.9	28.7	57.5	12.9	8.19	30.3	21.9	14.1	60.5	121.0	8.59	6.02
Zr	619	591	890	254	223	772	647	360	2310	17.5	144	204
Nh	488	460	371	102	79.9	263	271	152	1360	37.0	157	55 1
Ba	290	179	610	1633	485	1280	1110	1450	2430	2570	1160	366
La	110	138	na	98.7	60.6	163	146	104	1020	2730	66.4	28.7
Ce	183	304	na	165	98.9	278	225	169	1850	4040	122	33.8
Pr	17.5	33.8	na	14.3	8 91	25.8	19.6	15.4	231	410	11.6	3 32
Nd	63.5	120	na	42.8	27.1	74.4	55.3	46.3	747	1150	33.7	9.29
Sm	11.0	10.2	na 11a	5 28	3 24	0.85	6.67	5.68	81.7	112	4 73	1 10
Fu	2.97	5.05	na	1 35	0.89	3.07	1.72	1.65	18.2	25.0	1 10	0.30
Gd	7 74	12.3	na	3.00	1 97	8 59	6.13	5.14	52.7	80.8	3 34	0.50
Сu Th	1 17	12.5	n0	0.45	0.20	1.16	0.15	0.62	5 53	0.01	0.44	0.05
Dv	6.40	9.16	na	2.55	1.64	5.07	4.15	2.01	18 00	24.2	2.01	1.00
Цо	1.15	0.10	na	2.55	0.22	1.16	4.15	2.91	2.54	5 00	0.26	0.22
П0 Гл	1.15	1.37	na	1.20	0.52	1.10	0.82	1.44	2.34	12.4	1.00	0.23
Er	2.71	5.05	па	1.30	0.88	3.34	2.37	1.44	0.39	12.4	1.00	0.70
Im	0.36	0.41	na	0.19	0.14	0.55	0.38	0.22	0.92	1.75	0.14	0.12
Yb	1.73	2.19	na	1.16	0.87	3.39	2.70	1.45	6.28	11.8	0.90	0.72
Lu	0.24	0.30	na	0.18	0.14	0.53	0.42	0.25	0.94	1.72	0.18	0.11
Hf	17.7	18.5	na	5.34	4.64	13.4	13.9	7.96	39.8	0.63	3.42	3.55
Та	25.8	24.6	na	8.58	6.74	11.4	12.5	8.31	28.2	0.17	8.40	1.24
Pb	17.6	9.85	na	14.3	15.7	19.0	41.4	19.1	16.3	5.22	3.67	4.12
Th	51.4	64.8	na	16.5	18.1	28.3	43.9	22.9	84.2	100	4.84	7.32
U	6.75	6.90	na	3.52	3.66	7.06	7.11	5.60	23.6	1.42	0.92	1.06

Таблица 4. Представительные анализы миаскитовых сиенитов Ловозерского (1–3) и пуласкитов Хибинского массивов (4–12)

Примечание. К $_{\rm arn.}-$ коэффициент агпаитности: (Na $_2O$ + K $_2O)/Al_2O_3$ (мол. %). *Номер скважины/глубина, м.

АРЗАМАСЦЕВ и др.

V	LRV	LRV	LRD	LRD	SFN	SFN
Компоненты	1/224	1/216.7	6/144.2	6/153	6/40	7/179
SiO ₂	52.90	51.32	48.98	52.51	51.50	54.12
TiO ₂	1.85	2.25	2.88	2.34	1.85	0.44
Al_2O_3	18.48	18.35	13.44	15.32	16.92	17.24
Fe ₂ O ₃	7.23	8.14	9.04	8.01	7.13	6.17
MnO	0.09	0.10	0.17	0.13	0.16	0.15
MgO	2.09	2.12	4.47	2.53	1.49	3.02
CaO	5.33	6.10	5.22	4.29	4.16	1.21
Na ₂ O	6.00	5.95	5.01	6.55	7.84	8.70
K ₂ O	2.01	1.67	4.32	3.38	3.72	4.14
P_2O_5	0.32	0.39	0.60	0.46	0.25	0.10
CO ₂	1.52	1.13	0.85	0.48	0.49	0.64
H ₂ O	1.53	1.76	4.43	3.35	3.62	3.50
Сумма	99.35	99.27	99.41	99.34	99.13	99.43
K	0.65	0.61	0.96	0.95	1.00	1.09
Sc	5.06	5.05	6.23	4.86	2.62	2.08
V	188	194	287	254	266	89.8
Cr	19.7	12.8	8.04	15.3	7.89	163
Со	18.7	22.4	20.2	16.9	10.6	17.8
Ni	62.7	63.1	13.8	21.9	12.6	202
Cu	55.5	157	59.1	73.0	53.8	20.9
Zn	80.6	87.9	135	104	108	136
Sr	6167	6968	1822	2287	2856	256
Y	20.5	25.7	42.2	31.6	31.3	7.80
Zr	322	291	673	441	1191	873
Nb	82.7	108	232	202	297	89.8
Ba	1696	1662	2231	2123	1665	137
La	91.1	107	220	180	200	52.5
Ce	194	238	431	346	358	60.3
Pr	21.8	28.5	47.7	36.4	36.9	4.30
Nd	83.2	110	181	131	121	11.2
Sm	13.1	17.8	26.3	19.2	16.8	1.32
Eu	4.68	6.00	7.37	5.33	4.57	0.38
Gd	8.68	12.0	17.9	13.0	10.9	1.01
Tb	1.21	1.66	2.57	1.86	1.69	0.19
Dy	5.18	7.13	11.38	8.25	7.58	1.07
Ho	0.83	1.16	1.85	1.37	1.32	0.24
Er	2.04	2.72	4.46	3.32	3.37	0.87
Tm	0.24	0.33	0.53	0.40	0.44	0.17
Yb	1.34	1.90	2.99	2.31	2.81	1.54
Lu	0.17	0.23	0.39	0.30	0.42	0.32
Hf	7.92	8.69	17.1	12.0	25.0	18.7
Та	5.60	8.00	12.2	10.9	11.7	1.33
Pb	10.6	8.70	7.95	8.45	9.42	20.7
Th	7.43	8.75	15.0	8.57	24.3	33.0
U	1.66	1.78	2.85	1.75	11.2	7.57

Таблица 5. Представительные анализы субщелочных сиенитов Кургинского массива



Рис. 4. Составы миаскитовых и агпаитовых сиенитов на классификационной диаграмме ($Na_2O + K_2O$)— SiO₂ (Классификация и номенклатура ..., 1981). Поле — составы эссекситов и трахитов дайковой серии Хибинского массива.

Результаты Rb-Sr и Sm-Nd изотопно-геохимических исследований

Результаты изучения Rb-Sr и Sm-Nd изотопных систем щелочных сиенитов приведены в табл. 7. Изотопное отношение (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr)_і в ловозерских миаскитах, варьирующее в пределах 0.7036-0.7037, отвечает значениям, полученным ранее для агпаитовых сиенитов и вулканитов Хибинского и Ловозерского массивов, а также пород Кургинского массива (Kramm, Kogarko, 1994; Арзамасцев и др., 1998а, 1999). В отличие от этого, пуласкиты Хибинского массива характеризуются умеренно-радиогенными значениями $({}^{87}\text{Sr}/{}^{86}\text{Sr})_i = 0.7037 - 0.7040.$ Для всех сиенитов наблюдается обратная корреляция величины (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr), и концентрации Sr, что указывает на ассимиляцию и/или ассимиляцию + + фракционную кристаллизацию (АFC-процесс) полевого шпата с примитивным изотопным составом Sr. Отметим, что для базальтоидов корреляция между этими величинами является положительной (рис. 7).

Sm-Nd изотопный состав субщелочных сиенитов соответствует интервалу значений $\varepsilon_{Nd}(T)$ от +0.7 до +4.1. Наиболее радиогенным изотопным составом Nd характеризуются не только миаскиты Ловозерского массива, но и ларвикиты и ультрабазиты Кургинского массива (рис. 8). Базальтоиды кровли Ловозерского массива также имеют относительно высокое положительное значение $\varepsilon_{Nd}(T) =$ = +3.6 – +3.9. Наименее радиогенный изотопный состав Nd характерен для пуласкитов Хибинского массива: $\varepsilon_{Nd}(T)$ от -2.7 до +0.5, причем тренд изменения изотопного состава Sr и Nd (рис. 8) указывает на существенную роль корового компонента в образовании этих пород.

Модели эволюции расплавов

Исходя из представлений о связи миаскитов Ловозерского массива с базальтами его кровли, а также с ультраосновной серией Кургинского массива масс-балансовые расчеты для породообразующих и редкоземельных элементов проведены на основе стандартных формул фракционной кристаллизации, сопровождающейся контаминацией (AFC). Исходные параметры для расчета (составы исходных расплавов, контаминанта, коэффициентов распределения и фракционирующих фаз) приведены в табл. 8 и 9. Для расчета соотношений породообразующих элементов применялся метод наименьших квадратов (например, Brvan et al., 1969). Модель фракционной кристаллизации основана на предположении о том, что реально наблюдаемые в исходных недифференцированных вулканитах фенокристы являлись главными фракционирующими фазами.

В качестве характеристик исходного базальтового расплава, дочернего миаскитового деривата и рестита были соответственно приняты анализы образцов наиболее примитивного члена комплементарной ловозерской вулканогенной серии, отвечающей по составу анкарамиту, миаскита из нижних горизонтов Ловозерского массива и ультраосновного кумулата близлежащего Кургинского массива. Критерием точности расчетной модели являлась сумма квадратов остатков (Σr^2). Полученные расчетные соотношения фракционирующих фаз были далее использованы при расчете модели фракционирования REE в полученных дериватах и оценки соответствия модельных и реальных составов. Кроме того, для контроля результатов использована программа Pele (Boudreau, 1999), представляющая собой адаптированный для Windows вариант программного пакета термодинамических расчетов MELTS (Ghiorso et al., 1994).

Миаскитовый сиенит Ловозерского массива. Приведенные в табл. 9 и на рис. 9а данные показывают, что 23.2% расплава, отвечающего по составу миаскиту указанного массива, может быть получено



Рис. 5. Графики распределения малых элементов в миаскитовых и агпаитовых сиенитах Хибинского (а), Ловозерского (б) и Кургинского массивов (в). Данные для сравнения на рисунках (а) и (б) из работы (Арзамасцев и др., 2001), (в) из работы (Арзамасцев и др., 1999). Нормализовано по (McDonough, Sun, 1995).

в результате фракционирования 12.4% оливина, 43.3% клинопироксена и небольших количеств амфибола, плагиоклаза, ортоклаза, апатита и магнетита, причем полученное соотношение фракционирующих фаз (рестита) в целом отвечает составу реальных перидотитовых кумулатов ультраосновной серии Кургинского массива. Для контроля был проведен расчет распределения REE в тех же минеральных фазах с учетом полученных в ходе фракционирования пропорций. Расчет стандартной модели фракционной кристаллизации с ассимиляцией



Рис. 6. Диаграмма с конкордией для циркона из миаскита Ловозерского массива, обр. 903/978. Номера точек на диаграмме соответствуют порядковым номерам в табл. 6.



Рис. 7. Диаграмма (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr)_i – Sr для пород Хибино-Ловозерского комплекса. Данные по базальтоидам Ловозерского массива и породам Кургинского массива из (Арзамасцев и др., 1998а, 1999).

материалом архейсих гнейсов (AFC) для REE показал, что удовлетворительная сходимость расчетных и наблюдаемых в конкретном обр. 107/111 концентраций редких земель может быть получена при 30–35%-ном фракционировании анкарамитового расплава, при минимальной доле ассимилянта, что в общем отвечает оценкам по главным элементам (рис. 9а). Таким образом, результаты расчетов в совокупности с общими петрохимическими характеристиками миаскитовых сиенитов Ловозерского массива, а также вулканитов и интрузивных

	Характеристика	Ē	Ē		Η	Ізотопные отнс	ошения			Boal	раст, млн	лет
номер п/п	циркона и условия обработки	Pb, MKT/T	U, MKT/T	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb ^a	$^{208}\mathrm{Pb}/^{206}\mathrm{Pb^{a}}$	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	Rho	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb
-	>0.2 мм, 6 фр., желт., ВО, кисл. обр. = 2	*U/Pb*	= 0.38	506	0.0539 ± 2	49.3920 ± 49	0.4487 ± 18	0.0604 ± 1	0.55	376 ± 2	378 ± 1	367 ± 8
5	>0.2 мм, 6 фр., желт., ВО, кисл. обр. = 6	*U/Pb	= 0.35	106	0.0542 ± 5	52.2571 ± 157	0.4508 ± 50	0.0603 ± 2	0.44	378 土 4	377 ± 1	380 ± 22
ς	>0.2 мм, 7 фр., желт., ВО, кисл. обр. = 3	*U/Pb	= 0.57	132	0.0552 ± 3	32.3312 ± 32	0.4562 ± 32	0.0599 ± 2	0.46	382 ± 3	375 ± 1	422 ± 14
4	>0.2 мм, 11 фр., желт., ВО, кисл. обр. = 6	*U/Pb	= 0.35	108	0.0546 ± 7	59.6969 ± 60	0.4084 ± 57	0.0542 ± 3	0.47	348 ± 5	340 ± 2	396 ± 29
Ś	>0.2 мм, 4 фр., темнжелт., BO, кисл.обр. = 5	*U/Pb	= 0.21	52	0.0564 ± 17	98.8122 ± 395	0.4305 ± 142	0.0554 ± 7	0.44	364 ± 12	348 土 4	466 ± 66
6	>0.2 мм, 8 фр., желт.	6.6	2.2	77	0.0564 ± 13	93.3325 ± 439	0.2828 ± 74	0.0364 ± 3	0.44	253 ± 6	230 ± 2	468 ± 52
Примечан *U/Pb * – (часы). Ве.	L ие.ªИзотопные отношен навеска циркона не опр личина ошибки (2σ) сос	L L НИЯ, СКОРР еделялась утветствуе	ектирова ; ВО – вь т последр		Сланк и обычн пературный от ащим цифрам	ый свинец; Rho жиг циркона; ки	_ - коэффициент сл.обр.= 3.0 – к	ц корреляции ог ислотная обра	пибок о ботка ц	тношений иркона с за	²⁰⁷ Рb/ ²³⁵ U- данной эк	_ ⁻²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U; спозицией

Таблица 6. Результаты U-Pb изотопных исследований циркона из миаскитовых сиенитов (обр. 903/978)

АРЗАМАСЦЕВ и др.

Номер образца	Массив	Sm, мкг/г	Nd, мкг/г	¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd (±2σ изм.)	(¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd) _T	$\epsilon_{\rm Nd}({\rm T})$
903/978	LVZ	18.80	118.0	0.0963	0.512599 ± 4	0.512361	+4.1
903/1195.5	LVZ	30.6	200.3	0.0924	0.512587 ± 4	0.512359	+4.0
642/145	KHI	5.55	44.5	0.0754	0.512366 ± 4	0.512179	+0.5
642/397	KHI	4.04	32.9	0.0742	0.512372 ± 4	0.512189	+0.7
579/240	KHI	9.34	73.2	0.0770	0.512480 ± 3	0.512290	+2.7
107/155*	LVZ	14.64	84.44	0.10493	0.512615 ± 14	0.512354	+4.0
A03-26*	KHI	2.58	15.61	0.09979	0.511253 ± 27	0.511011	-22.5
					1		
Номер образца	Массив	Rb, мкг/г	Sr, мкг/г	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr (±2σ изм.)	(⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr) _i	$\epsilon_{Sr}(T)$
903/978	LVZ	135.0	1712	0.228	0.704865 ± 6	0.70367	-5.7
903/1195.5	LVZ	97.6	1911	0.1478	0.704411 ± 5	0.70364	-6.2
642/145	KHI	137.3	1118	0.355	0.705855 ± 4	0.70400	-1.1
642/397	KHI	128.1	380	0.975	0.708947 ± 5	0.70385	-3.1
579/240	KHI	213.7	970	0.637	0.707085 ± 4	0.70375	-4.5
107/155*	LVZ	12.54	840	0.04315	0.703302 ± 17	0.70307	-13.9
A03-26*	KHI	59.9	470	0.36944	0.715200 ± 5	0.713254	+130.5

Таблица 7. Sm-Nd и Rb-Sr изотопные данные для щелочных сиенитов и пород, использованные для модельных расчетов

Примечание. Все данные пересчитаны на возраст 377 млн лет в соответствии с результатами U-Pb геохронологических исследований. Изотопный состав анкарамита (обр. 107/155) – из (Арзамасцев и др., 1998а), гнейса (обр. 03-26) – из (Арзамасцев и др., 2011).

*Данные, использованные в модельных расчетах.

пород Кургинского массива позволяют предполагать существование субщелочной базальтоидной серии, формирование которой предшествовало внедрению комплексов агпаитовых сиенитов как Ловозерского, так и Хибинского массивов.

Пуласкит Хибинского массива. Изотопные характеристики пуласкитов свидетельствуют о разной степени ассимиляции исходными для них расплавами материала докембрийского фундамента, поэтому расчет произведен для варианта неконтаминированных (вариант 1) и контаминированных (вариант 2) разностей (табл. 9). В расчет баланса масс был включен состав гнейса из приконтактовой зоны массива, в качестве родительского принимался расплав, отвечающий по составу анкарамиту, как и в варианте для миаскитов Ловозерского массива. Расчеты показали, что в первом варианте 30.3% расплава состава пуласкита (обр. 642/223) может быть получено при фракционировании 12.4% оливина, 37.8% клинопироксена, 10.3% амфибола и небольших количеств K-Na полевого шпата, магнетита, апатита и титанита. Наиболее удовлетворительный результат получен в варианте 2, который учитывает 10% контаминацию родительского расплава

коровым материалом (табл. 9, вариант 2). Расчет изотопной модели AFC показал несколько более высокую долю ассимилянта, которая, однако, не превышала 15% (рис. 8). Пуласкитовый расплав существенно обеднен REE (рис. 9б), в отличие от миаскитов Ловозерского массива, что, по-видимому, связано с участием в ходе фракционирования таких минералов-концентраторов REE, как апатит и титанит. Опубликованные экспериментальные данные показывают высокую вариативность коэффициентов распределения REE в этих фазах (Paster et al., 1974; Fujimaki, 1986), причем наиболее высокие значения коэффициентов распределения установлены в трахитах, весьма близких по составу пуласкитам Хибинского массива (Luhr et al., 1984). Исходя из этого, количественный расчет модели фракционирования на основе данных о распределении REE представляется некорректным. Тем не менее представленные на рис. 9б графики указывают на значительную роль во фракционировании REE-содержащих фаз, среди которых преобладали апатит и титанит.



Рис. 8. Диаграмма $\varepsilon_{Nd}(T) - ({}^{87}Sr)^{86}Sr)_T$ для субщелочных пород и агпаитовых сиенитов Хибинского, Ловозерского и Кургинского массивов. Данные по агпаитовым сиенитам из (Kramm, Kogarko, 1994), по массиву Курга из (Арзамасцев и др., 1999), по составу анкарамита из (Арзамасцев и др., 1998а), по Ar гнейсу из (Арзамасцев и др., 2011). Все данные пересчитаны на возраст 377 млн лет.

Элементы	Анкарамит	Гнейс	D _{Ol}	D _{Cpx}	D _{Amph}	D_{Pl}	D _{KFsp}	D_{Ap}^{1}	D_{Ap}^{2}	D _{Mag}	D _{Ttn}
La	70.9	28.1	0.00001	0.031	0.54	0.1477	0.08	5.16	14.5	0.29	46
Ce	169	46.6	0.00002	0.058	0.98	0.0815	0.03	6.34	21.1	0.35	87
Pr	21.7	5.46	0.00005	0.090	1.54	0.048*	0.02	6.45	27.0	0.40	120
Nd	88.2	18.8	0.0001*	0.122	2.10	0.0551	0.01	6.60	32.8	0.45	152
Sm	15.7	3.28	0.0005	0.237	2.99	0.0394	0.01	6.30	46.0	0.55	204
Eu	4.17	0.99	0.001*	0.256	2.88	1.125	0.99	3.77	44.0	0.53	181
Gd	10.9	2.86	0.002*	0.301	3.84	0.031	0.13	6.00	43.9	0.52	210
Tb	1.39	0.42	0.003	0.301	4.80	0.038*	0.13	5.79	39.0	0.50	248
Dy	6.58	2.19	0.01*	0.300	4.30	0.0228	0.12	5.00	34.8	0.45	210
Но	1.10	0.43	0.01	0.306	3.53	0.035*	0.11	4.50	28.0	0.40	180
Er	2.52	1.28	0.018*	0.313	3.00	0.0202	0.11	4.00	22.7	0.35	150
Tm	0.31	0.16	0.027*	0.317	2.70	0.033*	0.11	4.00	18.0	0.30	125
Yb	1.67	1.13	0.037	0.321	2.29	0.0232	0.11	3.24	15.4	0.26	104
Lu	0.23	0.21	0.05	0.288	2.30	0.0187	0.11	3.40	13.8	0.60	92
Литературный источник	[1]	[2]	[3]	[4]	[5]	[6]	[7]	[8]	[9]	[5]	[10]

Таблица 8. Составы пород и коэффициенты распределения минерал/расплав (*D*), использованные для модельных расчетов фракционной кристаллизации и ассимиляции

Примечание. [1] — обр. 107/111 из вулканитов кровли Ловозерского массива (Арзамасцев и др., 1998а). [2] — обр. S05-22, архейский плагиоклазовый гнейс из района северного обрамления Ловозерского массива (Арзамасцев и др., 2011). Коэффициенты распределения из работ: [3] — Beattie, 1994; [4] — Fujimaki et al., 1984; [5] — Luhr et al., 1984; [6] — Bindeman, Davis, 2000; [7] — Stix, Gorton, 1990; [8] — Watson, Green, 1981; [9] — Fujimaki, 1986; [10] — Green, Pearson, 1983. *Коэффициент распределения получен путем интерполяции значений соседних REE.

ных в результате модель	ных расчето	ов фракц	ионнои к	ристалли	ации								
	Исходный расплав	Pee	стит	Конта- минант				Дочер	ние распл	labbl			
		Kyprw	інский	фунда-	миаскит	ы Ловозе	DCKOFO		Пуласı	киты Хибі	инского мае	ссива	
Компоненты	вулканит	мас	сив	мент		массива		(B	ариант 1)		I)	зариант 2)	
	анкара- мит ¹	перидо- тит ²	пирок- сенит ²	гнейс ³	дочерний расплав	набл. – вычисл.	рестит	дочерний расплав	набл. – вычисл.	рестит	дочерний расплав	набл. – вычисл.	рестит
	107/111	6/299	2/41.5	S05-22	903/978	I	I	642/145	I	I	642/145	I	
SiO ₂	47.00	45.25	45.43	61.48	56.71	0.07	43.89	59.01	0.13	41.58	59.01	0.04	35.45
TiO_2	1.62	2.81	2.48	0.53	1.39	0.25	1.50	0.62	0.10	2.05	0.62	0.24	1.64
Al_2O_3	8.30	1.25	4.08	19.93	21.08	-0.02	4.35	19.30	0.14	3.30	19.30	-0.09	2.73
FeO	14.60	14.98	18.03	4.84	4.75	0.01	17.65	4.33	0.07	18.98	4.33	0.00	16.79
MnO	0.20	0.19	0.19	0.07	0.40	-0.01	0.15	0.10	0.03	0.20	0.10	0.03	0.18
MgO	13.11	22.47	12.44	1.66	0.98	-0.03	16.93	0.61	0.01	18.55	0.61	-0.03	16.38
CaO	10.46	12.59	16.65	5.03	1.24	-0.10	13.45	2.30	-0.05	14.09	2.30	-0.07	12.13
Na_2O	2.64	0.38	0.61	4.85	9.33	-0.18	0.80	7.98	-0.22	0.64	7.98	0.01	0.52
K_2O	1.42	0.03	0.03	1.47	3.82	-0.17	0.90	5.54	-0.43	0.25	5.54	-0.07	0.19
P_2O_5	0.53	0.05	0.06	0.15	0.30	0.18	0.37	0.21	0.22	0.35	0.21	0.11	0.46
Σr^2	I	Ι	I	Ι	I	0.17	Ι	I	0.35	Ι	Ι	0.09	I
Доля дериватов, %	1	I	I	I	23.7	I	76.3	30.3	I	69.7	21.5	I	78.5
Доля контаминанта, %	I	I	I	I	Не ко	нтаминир	ован	Не кої	нтаминир	ован	10.	6% (гнейс	
				Moµ	цальный сос	став рести	та, %						
01							12.1	I	I	12.4	I		13.1
Cpx	I	I	I	I	I	I	43.5	I	I	37.8	Ι	I	35.7
Amph	I	Ι	Ι	I	Ι	I	3.2	I	I	10.3	Ι	I	9.8
Pl		Ι	Ι	I	Ι	I	4.3	I	I	Ι	I	I	Ι
011	Ι	Ι	Ι	I	Ι	Ι	3.4	Ι	Ι	0.3	Ι	I	Ι
Ap		I	I	I	I	I	0.7	I	I	0.6	I	I	0.9
Ttn	Ι	Ι		I	I	I	I	I	I	0.2	Ι	I	0.2

Таблица 9. Составы исходного расплава, предполагаемого рестита (ультрабазиты массива Курга), контаминанта и дочерних расплавов, получен-5 Примечание. Данные приведены к 100%. *ОI* – оливин, *Срх* – клинопироксен, *Атрh* – амфибол, *PI* – плагиоклаз, *От* – ортоклаз, *Аp* – апатит, *Tin* – титанит, *Mag* – магнетит. Σr² – контрольная сумма квадратов остатков. В столбце "набл. – вычисл." приведены разности содержаний оксидов между исходными и вычисленными модельными составами.

8.2

I

T

8.1

I

I

9.0

I

I

I

I

I

I

Mag

¹ Из (Арзамасцев и др., 1998а); ²из (Арзамасцев и др., 1999); ³из (Арзамасцев и др., 2011).

308

АРЗАМАСЦЕВ и др.

ПЕТРОЛОГИЯ том 32 Nº 3

2024



Рис. 9. Распределение нормализованных к хондриту содержаний редкоземельных элементов в исходном анкарамитовом расплаве (обр. 107/111 из вулканогенной толщи кровли Ловозерского массива) и продуктах его фракционной кристаллизации: (а) миаскита Ловозерского массива (обр. 903/978) и вероятных комплементарных реститах (перидотит, обр. 6/299, 8/211 и пироксенит обр. 6/325, 2/41.5 из массива Курга по данным (Арзамасцев и др., 1999); (б) пуласкита Хибинского массива (обр. 642/145). Пунктиром показаны расчетные концентрации REE в процессе фракционной кристаллизации исходного расплава. Проценты на графике – доля фракционированного расплава.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Пуласкиты Хибино-Ловозерского магматического комплекса — продукты контаминированных мантийных расплавов?

Присутствие в составе Хибинского и Ловозерского массивов приконтактовых щелочных сиенитов ("умптекитов") допускает вероятность образования миаскитовой серии как продуктов контаминации агпаитовых расплавов вмещающими

ПЕТРОЛОГИЯ том 32 № 3 2024

породами, слагающими архейский фундамент рассматриваемой части Кольского полуострова. Sr-Nd изотопные данные по сиенитам зон эндоконтактов Хибинского и Ловозерского массивов обнаруживают значительное смещение изотопных отношений, показывающее, что зона приконтактовых изменений агпаитовых сиенитов в результате взаимодействия с гнейсами, может достигать нескольких десятков метров (Арзамасцев и др., 2011). Соответственно, породы эндоконтакта сложены щелочными сиенитами, близкими по составу к изученным сиенитам центральных зон указанных массивов. Можно допустить, что процессы коровой контаминации проявились не только на контактах массивов, но имели место и в их центральных частях, где фиксируются как останцы пород кровли, так и переработанные породы фундамента (Буссен, Сахаров, 1972; Галахов, 1975; Шлюкова, 1986). Геофизические данные свидетельствуют о существовании в центральной части Хибинского массива гравитационной аномалии, которая может указывать на присутствие крупного блока пород рамы, образованного на начальных этапах формирования Хибинской кальдеры (Арзамасцев и др., 1998б). Для решения вопроса о природе миаскитовых сиенитов были привлечены Sr-Nd изотопные данные, которые показали, что фигуративные точки состава миаскитовых сиенитов Ловозерского массива располагаются в поле мантийных значений, причем их Sr и Nd изотопные характеристики близки таковым для пород агпаитовой серии в составе массивов (рис. 8). Таким образом, вероятность происхождения миаскитовых сиенитов Ловозерского массива в результате контаминации ультращелочных мантийных расплавов веществом докембрийского фундамента по модели образования приконтактовых умптекитов представляется минимальной. В отличие от миаскитов Ловозерского массива, пуласкиты центральной зоны Хибинского массива обнаруживают признаки взаимодействия исходных мантийных расплавов с породами докембрийского основания, причем расчеты показывают, что доля ассимилянта варьировала в разных порциях пуласкитового расплава от 7 до 15% (рис. 8).

Связь миаскитовых сиенитов с ультращелочными (агпаитовыми) сериями Хибино-Ловозерского магматического комплекса

Исходя из приведенного материала, вероятны следующие варианты связи миаскитовых и агпаитовых сиенитов.

(1) Миаскитовые и агпаитовые сиениты могут являться закономерными членами единой петрогенетической серии, в состав которой входят нефелиновые сиениты периферической зоны Хибинского массива и фойяиты, слагающие его центральную зону. Действительно, сходство геохимических характеристик пуласкитов Хибинского массива и нефелиновых сиенитов его центральной части. которое можно видеть на диаграмме (рис. 4а), позволяет полагать, что исходный состав щелочного расплава отвечал среднему составу фойяитов, а распредение в нем малых элементов не испытало значимых изменений в результате ассимиляции вещества вмещающих пород. Таким образом, пуласкиты обнаруживают явные признаки гетерогенности, обусловленной, с одной стороны, процессом эволюции мантийного агпаитового расплава, и с другой – ассимиляцией этим расплавом вещества коры, которое не превышало, как показали модельные расчеты, 10%. В Ловозерском массиве с миаскитами ассоциированы разнообразные нефелиновые сиениты, слагающие дифференцированный комплекс луявритов-фойяитов-уртитов, а также комплекс эвдиалитовых луявритов, однако признаки контаминации коровым материалом отсутствуют. Отметим, что, как и в ближайшем аналоге Ловозерской интрузии, в массиве Илимауссак начальная фаза его становления также представлена авгитовыми сиенитами, т.е. породами миаскитовой серии (Marks, Markl, 2015).

Переход от миаскитовых к агпаитовым сериям в массивах Кольской провинции мог быть обусловлен сменой минеральных парагенезисов, вызванной драматическим изменением окислительно-восстановительных условий и развивался по сценарию, предложенному в (Marks et al., 2011). Показано, что выделение арфведсонита или эгирина вместо фаялита или магнетита (ильменита), которое контролируется летучестью кислорода и активностью Na в кристаллизующихся расплавах, определяет два основных направления эволюции агпаитовых расплавов: высококальциевый тренд, пример которого представлен щелочными породами Кольской провинции, и тренд истощения Са, который проявляется, например, в щелочных породах провинции Гардар, Южная Гренландия (Marks et al., 2011). Обе тенденции показывают значительное обогащение Na во время магматической эволюции. В Кольской провинции этот тренд, по-видимому, реализован в Кургинской интрузии, где в полном объеме представлена ларвикит-лардалит-сиенитовая серия. Если высококальциевые агпаитовые сиениты были образованы из нефелинитовых исходных расплавов, в которых не кристаллизовалось большое количество плагиоклаза, то Са-деплетированные сиениты могли возникнуть в результате обширного фракционирования плагиоклаза из исходных щелочно-базальтовых расплавов. Различия в условиях кристаллизации определяют и минералогические различия внутри этих групп пород и связаны с кристаллизацией минералов-концентраторов HFSE: большинство сиенитовых пород, известных как миаскиты/пуласкиты, содержат циркон, титанит или ильменит в качестве минералов, богатых HFSE, тогда как в агпаитовых сиенитах высокозарядные элементы формируют собственные Ті и Zr минеральные фазы — эвдиалит, катаплеит, эльпидит, энигматит, астрофиллит и др. (Marks et al., 2011).

(2) Присутствие ширкона в качестве постоянной акцессорной фазы миаскитовых сиенитов Ловозерского массива, пониженный (<1.0) коэффициент агпаитности миаскитов этого массива и пуласкитов Хибинского массива, отсутствие характерной для агпаитовых сиенитов ассоциации титано- и цирконосиликатов (эвдиалит, катаплеит, энигматит и др.), а также содалита, позволяет отнести эти породы к автономной магматической серии, которая, наряду с базальтоидными вулканитами Ловозерского массива и ларвикит-лардалитовой серией Кургинского массива, предшествовала формированию комплексов агпаитовых сиенитов и непосредственно с ними не связана. Слелует отметить, что в поле мантийных значений располагаются как составы вулканитов ловозерской свиты, так и ларвикит-лардалитовой серии Кургинского массива, породы которой демонстрируют признаки геохимического сходства с миаскитовыми сиенитами Ловозерского массива (рис. 4в). Дополнительным критерием связи миаскитовых сиенитов с породами Кургинского массива являются обнаруженные нами гравитационные аномалии в северо-восточной части Ловозерского массива, свидетельствующие о единой области их подводящих каналов (Арзамасцев и др., 1998). Оценивая приведенные аргументы, мы полагаем, что наиболее вероятным представляется непосредственная генетическая связь агпаитовых и субщелочных пород, представленных как полным рядом плутонических дифференциатов, так и вулканитами, сохранившимися в виде останцов кровли массива. Можно также предположить, что к субщелочной серии относятся и многочисленные дайки эссекситов и трахитов, относящиеся к заключительной фазе становления Хибинского массива и обнаруживающие черты сходства с миаскитами и пуласкитами (рис. 3).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Изучение субщелочных пород, присутствующих в Хибинском, Ловозерском и близлежащем Кургинском массивах позволило выделить магматическую серию, объединяющую пуласкиты Хибинского, миаскитовые сиениты из нижних горизонтов Ловозерского, вулканиты, сохранившиеся в виде останцов кровли, а также плутоническую серию ультрабазитов-ларвикитов-лардалитов Кургинского массивов. В отличие от агпаитовых сиенитов, слагающих основной объем Хибинского и Ловозерского массивов, данные породы характеризуются пониженным коэффициентом агпаитности, отсутствием типичных минералов ультращелочных пород (эвдиалит, энигматит и др.) и присутствием циркона. Морфологические особенности и химический состав свидетельствуют о его магматическом происхождении, что позволяет оценить время кристаллизации миаскитовых сиенитов Ловозерского массива в 373 ± 5 млн лет.

Анализ изотопно-геохимических характеристик пород субщелочной серии свидетельствует о мантийном происхождении миаскитов Ловозерского массива, отсутствии в них значимых признаков коровой контаминации и их образовании в ходе эволюции анкарамитового расплава, в ходе которой произошло формирование ультрабазитовых кумулатов Кургинской интрузии. Формирование пуласкитов Хибинского массива, происходившее по аналогичному сценарию, было осложнено ассимиляцией корового материала, доля которого, согласно модельным расчетам, могла составлять от 8 до 15%.

Наиболее вероятным фактором, определившим генетическую связь субщелочных и агпаитовых пород в составе Хибино-Ловозерского комплекса, по-видимому, являлись окислительно-восстановительные условия и активность Na в кристаллизующихся расплавах, что определило два основных направления эволюции исходных мантийных расплавов. Если высококальциевый тренд представлен агпаитовой серией Кольской провинции, то Са-деплетированные сиениты могли возникнуть в результате обширного фракционирования плагиоклаза из исходных щелочнобазальтовых расплавов. В Кольской провинции этот тренд, по-видимому, реализован в Кургинской массиве, в котором в полном объеме представлена ларвикит-лардалит-сиенитовая серия.

Благодарности. И.В. Буссен и А.С. Сахаров передали авторам коллекцию пород Кургинского массива, образцы из которой использованы в настоящей работе. Станислав Стрекопытов (Stanislav Strekopytov) и Тереза Джеффрис† (Teresa Jeffries, Natural History Museum, London, UK) оказали содействие в определении микроэлементов в породах и минералах. Доброжелательные рецензии А.Г. Дорошкевич (ИГМ СО РАН) и Н.В. Сорохтиной (ГЕОХИ РАН) были весьма конструктивны.

Источники финансирования. Работа выполнена в рамках проекта FMUW-2022-0004 НИР госзадания ИГГД РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Арзамасцев А.А., Глазнев В.Н. Глубинное строение и модель формирования Хибинского и Ловозерского

ПЕТРОЛОГИЯ том 32 № 3 2024

рудоносных комплексов по геолого-геофизическим данным // Крупные и суперкрупные месторождения: закономерности размещения и условия образования. Под ред. Д.В. Рундквиста. М.: ИГЕМ РАН, 2004, С. 345–360.

Арзамасцев А.А., Арзамасцева Л.В., Беляцкий Б.В. Щелочной вулканизм инициального этапа палеозойской тектоно-магматической активизации Северо-Востока Фенноскандии: геохимические особенности и петрологические следствия // Петрология. 1998а. Т. 6. № 3. С. 316–336.

Арзамасцев А.А., Арзамасцева Л.В., Глазнев В.Н., Раевский А.Б. Глубинное строение и состав нижних горизонтов Хибинского и Ловозерского и комплексов, Кольский полуостров, Россия: петролого-геофизическая модель // Петрология. 19986. Т. 6. № 5. С. 478–496.

Арзамасцев А.А., Баянова Т.Б., Арзамасцева Л.В. и др. Инициальный магматизм палеозойской тектономагматической активизации северо-восточной части Балтийского щита: возраст и геохимические особенности массива Курга, Кольский полуостров // Геохимия. 1999. № 11. С. 1139–1151.

Арзамасцев А.А., Беа Ф., Арзамасцева Л.В., Монтеро П. Редкие элементы в минералах Хибинского массива как индикаторы эволюции процессов минералообразования: результаты исследования методом LA-ICP-MS // Геохимия. 2005. Т. 43. № 1. С. 80–95.

Арзамасцев А.А., Арзамасцева Л.В., Зарайский Г.П. Контактовое взаимодействие агпаитовых магм с гнейсами фундамента: пример Хибинского и Ловозерского массивов // Петрология. 2011. Т. 11. № 2. С. 115–139.

Боруцкий Б.Е. Породообразующие минералы высокощелочных комплексов. М.: Наука, 1988. 215 с.

Боруцкий Б.Е. Современные представления о природе и геологической истории формирования пород Хибинского щелочного массива // Материалы Всероссийской научно-практической конференции, посвященной 80-летию Кольского НЦ РАН. Геологический институт КНЦ РАН, КО РМО, Апатиты, 20–23 июня 2010 г. Апатиты: К & M, 2010. С. 7–30.

Буссен И.В., Сахаров А.С. Петрология Ловозерского щелочного массива. Л.: Наука, 1972. 296 с.

Галахов А.В. Петрология Хибинского щелочного массива. Л.: Наука, 1975. 256 с.

Галахов А.В. Хибинский щелочной массив — сложный полиочаговый интрузив центрального типа // Докл. АН СССР. 1988. Т. 302. № 3. С. 673–675.

Дудкин О.Б., Минаков Ф.В., Кравченко М.П. и др. Карбонатиты Хибин. Апатиты: Изд. КНЦ РАН, 1984. 98 с.

Классификация и номенклатура магматических горных пород // Ред. О.А. Богатикова, Н.П. Михайлова, В.И. Гоньшаковой. М.: Недра, 1981. 160 с.

Когарко Л.Н. Проблемы генезиса агпаитовых магм. М.: Наука, 1977. 294 с.

Коробейников А.Н., Арзамасцев А.А. Пуласкиты в Хибинском щелочном массиве: новые доказательства полисериальности // Докл. АН. 1994. Т. 338. № 5. С. 638–640.

Кухаренко А.А., Булах А.Г., Ильинский Г.А. и др. Металлогенические особенности щелочных формаций восточной части Балтийского щита // Тр. Ленингр. об-ва естествоиспыт. Л.: Недра, 1971. Т. 72. Вып. 2. 280 с. Шаблинский Г.Н. К вопросу о глубинном строении Хибинского и Ловозерского плутонов // Тр. Ленингр. о-ва естествоиспыт. Л.: Недра, 1963. Т. 74. Вып.1. С. 41–43.

Шлюкова З.В. Минералогия контактовых образований Хибинского массива. М.: Наука, 1986. 96 с.

Anders E., Grevesse N. Abundances of the elements: meteoritic and solar // Geochim. Cosmochim. Acta. 1989. V. 53. P. 197–214.

Beattie P. Systematics and energetics of trace-element partitioning between olivine and silicate melts: implications for the nature of mineral-melt partitioning // Chemical Geol. 1994. V. 117. P. 57–71.

Belousova E., Griffin W., O'Reilly S.Y., Fisher N. Igneous zircon: trace element composition as an indicator of source rock type // Contrib. Mineral. Petrol. 2002. V. 143. P. 602–622.

Bindeman I., Davis A. Trace element partitioning between plagioclase and melt: Investigation of dopant influence on partition behavior // Geochim. Cosmochim. Acta. 2000. V. 64. P. 2863–2878.

Boudreau A.E. PELE: a version of the MELTS software program for the PC platform // Computers and Geosciences. 1999. V. 25. P. 21–203.

Bryan W.B., Finger L.W., Chayes F. Estimating proportions in petrographic mixing equations by least-squares approximation // Science. 1969. V. 163. P. 926–927.

Fujimaki H. Partition-Coefficients of Hf, Zr, and Ree between Zircon, Apatite, and Liquid // Contrib. Mineral. Petrol. 1986. V. 94. P. 42–45.

Fujimaki H., Tatsumoto M., Aoki K.-I. Partition coefficients of Hf, Zr, and REE between phenocrysts and groundmasses // J. Geophys. Res. 1984. V. 89. P. 662–672.

Ghiorso M.S., Hirschmann M., Sack R.O. MELTS: software for thermodynamic modeling of magmatic systems // EOS. 1994. V. 75. P. 571–576.

Goldstein S.J., Jacobsen S.B. Nd and Sr isotopic systematics of rivers water suspended material: implications for crustal evolution // Earth Planet. Sci. Lett. 1988. V. 87. P. 249–265.

Green T.H., Pearson N.J. Effect of pressure on rare Earth element partition coefficients in common magmas // Nature. 1983. V. 305. P. 414–416.

Hawthorne F.C., Oberti R., Harlow G.E. et al. IMA report: Nomenclature of the amphibole supergroup // Amer. Mineral. 2012. V. 97. P. 2031–2048.

Jacobsen S.B., Wasserburg G.J. Sm-Nd evolution of chondrites and achondrites // Earth Planet. Sci. Lett. 1984. V. 67. P. 137–150.

Kogarko L.N., Williams C.T., Woolley A.R. Compositional evolution and cryptic variation in pyroxenes of the peralkaline Lovozero intrusion, Kola Peninsula, Russia // Mineral. Mag. 2006. V. 70. № 4. P. 347–359.

Korobeinikov A.N., Laajoki K., Gehor S. Nepheline-bearing alkali feldspar syenite (pulaskite) in the Khibina pluton, Kola Peninsula, NW Russia: petrological investigation // J. Asian Earth Sci. 2000. V. 18. P. 205–212.

Kramm U., Kogarko L.N. Nd and Sr isotope signatures of the Khibina and Lovozero agpaitic centres, Kola Alkaline Province, Russia // Lithos. 1994. V. 32. P. 225–242.

Krogh T.E. A low-contamination method for hydrothermal decomposition of zircon and extraction of U and Pb for isotopic age determination // Geochim. Cosmochim. Acta. 1973. V. 37. P. 485–494.

Ludwig K.R. PbDat for MS-DOS, version 1.21 // U.S. Geol. Surv. Open-File Rept. 88–542. 1991. 35 p.

Ludwig K.R. Isoplot 3.70. A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel // Berkeley Geo-chronology Center Spec. Publ. 2003. V. 4.

Luhr J.F., Carmichael I.S.E., Varekamp J.C. The 1982 eruptions of El Chichon volcano, Chiapas, Mexico: mineralogy and petrology of the anhydrite-bearing pumices // J. Volcanol. Geothermal Res. 1984. V. 23. P. 69–108.

Marks M.A.W., Markl G. The Ilímaussaq alkaline complex, South Greenland // Eds. B. Charlier, O. Namur, R. Latypov, C. Tegner. Layered Intrusions. Dordrecht: Springer Geology, 2015. P. 649–691.

Marks M.A.W., Hettmann K., Schilling J. et al. The mineralogical diversity of alkaline igneous rocks: critical factors for the transition from miaskitic to agpaitic phase assemblages // J. Petrol. 2011. V. 52. P. 439–455.

Mattinson J.M. Zircon U-Pb chemical abrasion "CATIMS" method: Combined annealing and multi-step partial dissolution analysis for improved and accuracy of zircon ages // Chemical Geol. 2005. V. 220. P. 47–66.

McDonough W.F., Sun S.-s. The composition of the Earth // Chemical Geol. 1995. V. 120. P. 223–253.

Neumann E.-R. Petrogenesis of the Oslo Region larvikites and associated rocks // J. Petrol. 1980. V. 21. Pt. 3. P. 499–531.

Paster T.P., Schauwecker D.S., Haskin L.A. The behavior of some trace elements during solidification of the Skaergaard layered series // Geochim. Cosmochim. Acta. 1974. V. 38. № 10. P. 1549–1577.

Ramo T., Andersen T., Whitehouse M.J. Timing and petrogenesis of the permo-carboniferous Larvik Plutonic Complex, Oslo Rift, Norway: new insights from U-Pb, Lu-Hf, and O isotopes in zircon // J. Petrol. 2022. V. 63. № 12. P. 1–29.

Stacey J.S., Kramers I.D. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model // Earth Planet. Sci. Lett. 1975. V. 26. № 2. P. 207–221.

Steiger R.H., Jager E. Subcomission of geochronology: Convention of the use of decay constants in geo- and cosmochronology // Earth Planet. Sci. Lett. 1976. V. 36. \mathbb{N} 2. P. 359–362.

Stix J., Gorton M.P. Variations in trace-element partition-coefficients in Sanidine in the Cerro Toledo Rhyolite, Jemez Mountains, New-Mexico – effects of composition, temperature, and volatiles // Geochim. Cosmochim. Acta. 1990. V. 54. № 10. P. 2697–2708.

Tanaka T., Togashi S., Kamioka H. et al. JNdi-1: a neodymium isotopic reference in consistency with LaJolla neodymium // Chemical Geol. 2000. V. 168. P. 279–281.

Watson E.B., Green T.H. Apatite/liquid partition coefficients for the rare earth elements and strontium // Earth Planet. Sci. Lett. 1981. V. 56. P. 405–421.

Age and Origin of Subalkaline Magmatic Series of the Khibiny-Lovozero Complex

A. A. Arzamastsev¹, A. A. Ivanova¹, E. B. Salnikova¹, A. B. Kotov¹, V. P. Kovach¹, M. V. Stifeeva¹, N. Yu. Zagornaya¹, Yu. V. Plotkina¹ and E. V. Tolmacheva¹

¹Institute of Precambrian Geology and Geochronology RAS, St. Petersburg, Russia

Results of the study of miaskite syenites of the Lovozersky massif, pulaskites of the Khibiny massif and rocks of the larvikite-lardalite series of the Khibiny massif, as well as subalkaline volcanics preserved as remnants in their roof are presented. The studied rocks are characterized by a low agpaitic coefficient <1, by the absence of typical minerals of ultra-alkaline rocks (eudialyte, enigmatite, etc.) as well as by the presence of zircon. The morphological features and chemical composition of zircon from the Lovozero massif miaskite syenite indicate magmatic origin of the massif, allowing to determine the age of crystallization of miaskites at 373 ± 5 Ma. The isotope-geochemical characteristics of the rocks of the subalkaline series indicate the mantle origin of the Lovozero massif miaskites, the absence of signs of crustal contamination in them and their formation during the evolution of the ankaramite melt. The formation of the pulaskites of the Khibiny massif, which occurred according to a similar scenario, was complicated by the assimilation of crustal material, proportion of which, according to the model calculations, did not exceeded ten percent.

Keywords: miaskites, syenites, pulaskites, agpaitic syenites, alkaline rocks, Khibiny massif, Lovozero massif, Kola Peninsula, U-Pb ID-TIMS