



УДК 552.331

DOI <https://doi.org/10.26516/2073-3402.2019.28.120>

Щелочно-нефелин-сиенит-гранитная ассоциация Сайбарского массива Минусинского прогиба

А. С. Тарасюк

Институт геохимии им. А. П. Виноградова СО РАН, г. Иркутск

Аннотация. Рассмотрены вопросы образования позднеордовикской щелочно-нефелин-сиенит-гранитной ассоциации Сайбарского массива, расположенного в горном обрамлении Минусинского прогиба Алтае-Саянской складчатой области. Массив привлекал внимание исследователей как возможный источник алюминиевого сырья. Для решения задачи определения механизмов формирования и эволюции щелочных магм использованы геологические данные о строении массива, новые геохимические характеристики пород и изотопные ($\delta^{18}\text{O}$) параметры минералов. Выделены три разновидности пород первой фазы, между которыми установлены постепенные переходы, – щелочные сиениты (тенсбергиты), щелочные нефелиновые сиениты (фойяиты) и субщелочные двуполевошпатовые граниты. Породы второй фазы представлены дайками субщелочных двуполевошпатовых гранитов. Геологические взаимоотношения и вариации вещественных (петрогенные элементы, HSFЕ, LILE, REE) и изотопных ($\delta^{18}\text{O}$) характеристик фойяитов и тенсбергитов первой фазы объяснимы кинематической дифференциацией расплава и смещением щелочных магм мантийной природы с коровыми выплавками в вертикальной колонне. Состав субщелочных двуполевошпатовых гранитов второй фазы в наибольшей степени приближен к анатектическим магмам, образующимся при плавлении верхнекорового вещества.

Ключевые слова: Минусинский прогиб, позднеордовикский магматизм, щелочные нефелиновые сиениты, граниты, редкие элементы, изотопы кислорода.

Для цитирования: Тарасюк А. С. Щелочно-нефелин-сиенит-гранитная ассоциация Сайбарского массива Минусинского прогиба // Известия Иркутского государственного университета. Серия Науки о Земле. 2019. Т. 28. С. 120–136. <https://doi.org/10.26516/2073-3402.2019.28.120>

Состояние вопроса и постановка задачи

Щелочно-нефелин-сиенитовые расплавы формируют широкий спектр пород, различающихся по суммарной щелочности и содержанию SiO_2 . Они распространены в разнообразных геологических условиях и геодинамических обстановках, но занимают менее одного процента по объему среди всех изверженных пород Земли. В то же время с ними связаны месторождения алюминиевого сырья, редких литофильных элементов (Nb, Ta, Zr, Hf, Th, U, Be, Li, Rb). Вероятно, это определяет актуальность исследований данных пород и значительное многообразие моделей их происхождения и эволюции [Когарко, 1977; Яшина, 1982; Genesis of alkaline ... , 1995; Petrogenesis of syenite-granite ... , 2002]. Эти модели, учитывающие различные источники вещества, разбиваются на несколько типов. В первом типе

(«модели фракционирования») предполагается, что щелочно-нефелин-сиенитовые расплавы являются продуктом дифференциации высокощелочных магм базитового состава, которые, в свою очередь, образовывались при парциальном плавлении верхней мантии, обогащенной несовместимыми элементами [Fox, 1977; Mantle derivation of ... , 1990; Isotopic evidence for ... , 1993]. Ко второму типу («модели смешения») относятся модели, учитывающие различные формы смешения низкремнистых щелочных магм мантийной природы с коровыми магмами гранитного состава [The Pikes Peak ... , 1975; Dorais, 1990; Geochemical and isotopic studies ... , 1995]. В третьем типе («модели ассимиляции») щелочные нефелиновые сиениты рассматриваются как экзотические по составу гибридные породы, образующиеся при ассимиляции магматическими расплавами вмещающего их карбонатного материала [Wyllie, 1974]. При этом в контактовых зонах массивов нередко наблюдается скарнирование. В четвертом типе («метасоматические модели») их образование связывается с миграцией Na и K во флюидной фазе, обогащенной прежде всего карбонатной, хлоридной или водной компонентами. Миграция может реализоваться как на заключительной стадии фракционирования, так и в постмагматический этап при метасоматозе [Strauss, Truter, 1950; Tilley, 1958].

Учитывая многообразие моделей, мы поставили задачу на примере щелочных нефелиновых сиенитов и ассоциирующих с ними гранитов Сайбарского массива оценить механизмы формирования и эволюции щелочно-нефелин-сиенитовых расплавов, используя геологические, геохимические и изотопные ($\delta^{18}\text{O}$) данные.

Методы исследований

Содержания петрогенных элементов были определены в Институте геохимии им. А. П. Виноградова СО РАН рентгено-флуоресцентным методом на многоканальном спектрометре СРМ-25 по методике [Афонин, Гуничева, Пискунова, 1984]. Редкие элементы установлены методом ICP-MS на масс-спектрометре с высоким разрешением ELEMENT-2 Finnigan MAT в Центре коллективного пользования «Изотопно-геохимических исследований» Института геохимии им. А. П. Виноградова СО РАН. Пробоподготовка осуществлялась сплавлением с метаборатом лития. При измерениях на масс-спектрометрах для нивелирования возможного матричного эффекта и учета нестабильности в течение процедуры съемки спектров использован внутренний стандарт Rh. Для градуирования при расчетах содержаний элемента в пробе применялись многоэлементные сертифицированные растворы (CLMS-1, -2, -4, SPEX, США). Контроль правильности результатов анализа выполнялся с помощью стандартного образца STM-1.

Для изотопного анализа кислорода использовались полевые шпаты без следов вторичных изменений (в виде осколков) общим весом 1,5–2,5 мг. Измерения выполнены в Геологическом институте БНЦ СО РАН на газовом масс-спектрометре Finnigan MAT 253 с применением двойной системы напуска в классическом варианте (стандарт – образец).

Подготовка образцов для определения величин $\delta^{18}\text{O}$ проводилась лазерным фторированием в присутствии реагента BrF_5 по методу, опубликованному в работе [Sharp, 1990]. В комплект аппаратуры входила установка MIR 10-30 системы нагрева лазером CO_2 мощностью 100 Вт и длиной волны 10,6 мкм, позволяющим разогревать анализируемые минералы до 1000 °С, а также вакуумная магистраль для очистки выделенного кислорода и окончательного его концентрирования. Расчеты $\delta^{18}\text{O}$ были выполнены относительно международных стандартов NBS-28 (кварц) и NBS-30 (биотит). Внутренний контроль осуществлялся регулярными измерениями UWG-2 (гранат), а также внутреннего стандарта ГИ-1 (кварц) и лабораторного ИГЕМ РАН Polaris (кварц). Погрешность полученных значений величин $\delta^{18}\text{O}$ находилась на уровне $(1\sigma)\pm 0,2\%$.

Краткие геологические и петрографические сведения

Сайбарский массив, наряду с массивами Буровским, Косматым, Высоким, Александровским, Верхнеубейским, Троицким, Малотелекским, Байтакским, Бесь-Тыглинским и Сидоровским, относится к «сайбарской группе» щелочно-сиенитовых массивов, расположенных в горном обрамлении Сыда-Ербинской впадины Минусинского прогиба (рис. 1).

Большинство этих массивов прорывают кембрийские терригенно-осадочные отложения (кремнистые сланцы, известняки, песчаники) и не имеют достоверно установленных контактов с девонскими породами вулканогенно-осадочной быскарской серии, выполняющей Минусинский прогиб. Массивы объединяются в одну группу по территориальной близости, высокой щелочности и близким петрографическим характеристикам (прежде всего обилию эгирина, арфведсонита и рибекита в парагенезисе с калиево-натриевым полевым шпатом (ортоклазом), альбитом и нефелином). Длительное время возраст массивов условно считался девонским [Косоруков, 1981]. Однако полученные в 2005 г. результаты U-Pb-датирования цирконов сиенитов [Разнообразие кембро-ордовикских ... , 2005] Сайбарского массива показали для них позднеордовикский возраст (457 ± 10 млн лет).

Среди всех массивов в этой группе Сайбарский принято считать эталонным, поскольку в нем распространено максимальное количество разновидностей щелочных пород (рис. 2). Он был обнаружен А. Г. Вологдиным в 1924 г. в районе горы Сайбар [Вологдин, 1925]. Позднее другими исследователями [Эдельштейн, 1932; Саранчина, 1940; Федоров, 1948; Луцицкий, 1960; Костюк, Гулецкая, 1967; Федосеев, Поляков, 1974; Косоруков, 1981] массив был охарактеризован с различной степенью детальности. В то же время для щелочных нефелиновых сиенитов массива были получены противоречивые геологические сведения. Так, Г. М. Саранчина относила их к дайкам [Саранчина, 1940], в то время как Э. Е. Федоров [Федоров, 1948] считал их ксенолитами в сиенитах. Учитывая это, мы в своих исследованиях особое внимание уделили характеристике взаимоотношений породных комплексов.

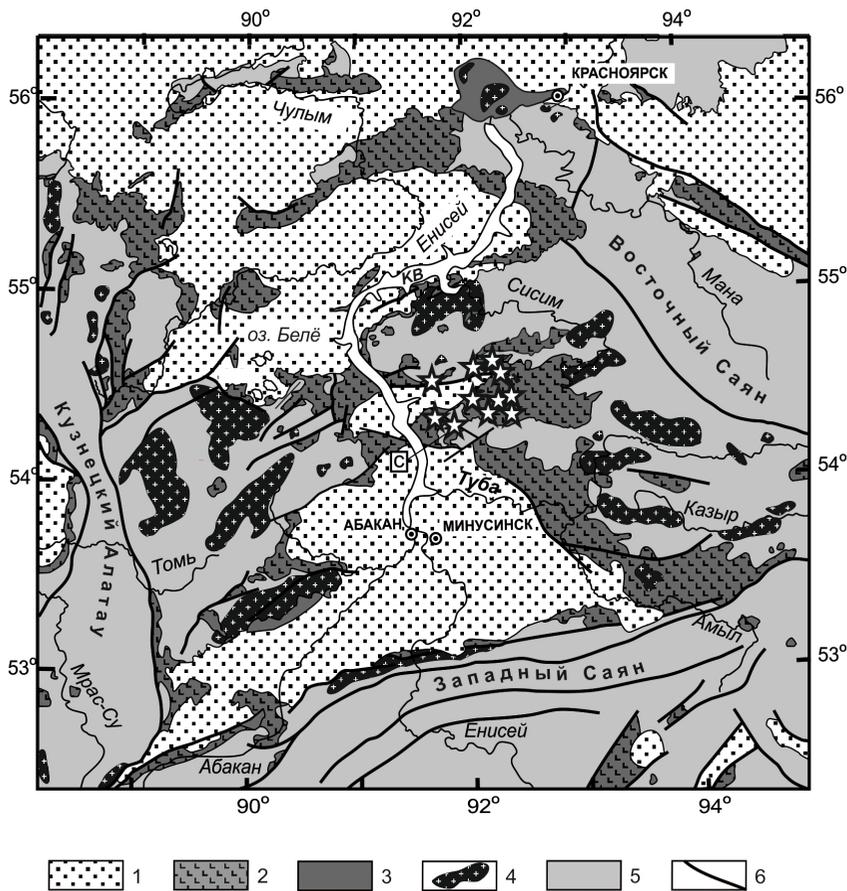


Рис. 1. Схема размещения палеозойских магматических комплексов в северной части Алтае-Саянской складчатой области. Составлена по материалам [Перфилова, Махлаев, Сидорас, 2004; Руднев, 2013]

1 – осадочные отложения (D_{2gv-C}); 2 – раннедевонские магматические комплексы; 3–5 – позднеордовикские магматические комплексы: 3 – вулканические ареалы, 4 – сиенит-граносиенит-гранитные массивы, 5 – допозднеордовикские геологические комплексы нерасчлененные; 6 – тектонические нарушения. КВ – Красноярское водохранилище. Звездочками (вне масштаба) показаны сиенит-граносиенит-гранитные массивы «сайбарской группы» с участием щелочных нефелиновых сиенитов и субщелочных двуполовошатовых гранитов. Буквой С показан Сайбарский массив

Щелочные нефелиновые сиениты (фойяиты по [Магматические горные породы, 1983]) или «сайбариты» по [Эдельштейн, 1932]) формируют обособленные тела (от 20×50 до 50×200 м) в центральной части массива, которые связаны постепенными переходами с вмещающими их щелочными сиенитами. Нередко эти тела выстраиваются в линейные зоны, морфологически выражены в виде небольших выступов и гряд высотой от 0,5 до 3 м, создавая впечатление даек (рис. 3, а). Однако нами не были обнаружены резкие контакты и закалочные зоны, типичные для даек.

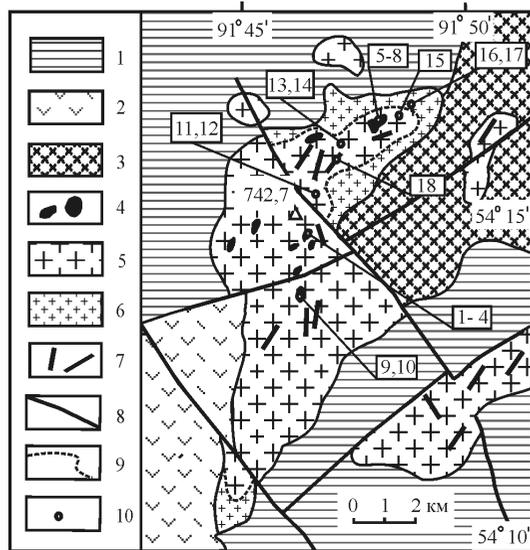


Рис. 2. Схема геологического строения Сайбарского массива. Составлена по материалам [Саранчина, 1940; Федоров, 1948; Лучицкий, 1960; Федосеев, Поляков, 1974; Косоруков, 1981]

1 – допозднеордовикские терригенно-осадочные отложения; 2 – нерасчлененные палеозойские вулканы; 3 – нерасчлененные раннепалеозойские диориты; 4–7 – магматические образования Сайбарского массива: 4 – щелочные нефелиновые сиениты (фойяиты), 5 – щелочные сиениты (тенсбергиты), 6 – субщелочные двуполевошпатовые граниты, эндоконтакт, 7 – субщелочные двуполевошпатовые граниты, дайки; 8 – тектонические нарушения; 9 – границы фациальных переходов; 10 – точки опробования. Цифры соответствуют порядковым номерам проб табл. 1

Фойяиты характеризуются непостоянством петрографических признаков, обладая структурой с постепенными переходами от равномернозернистой до порфиоровидной. Они сложены калиево-натриевым полевым шпатом, нефелином и эгирином в сильно варьирующих соотношениях. Калиево-натриевый полевой шпат интенсивно альбитизирован. Альбит также выделяется в виде редких удлиненных полисинтетических двойников, которые срastaются с нефелином. Нефелин присутствует в виде кристаллов шестигульной и четырехугольной формы и обычно замещается слюдистыми агрегатами, цеолитами или анальцимом, реже – агрегатом шпреуштейна и либнерита. Эгирин образует минералы сноповидной и войлокоподобной формы (рис. 3, в, г), плеохроирует от желто-зеленого до густо-зеленого и обычно преобразуется в арфведсонит, интенсивно плеохроирующий в бурых и зеленых цветах с фиолетовым (индиго) оттенком. Основная масса имеет трахитоидную, гипидиоморфнозернистую или пойкилитовую структуры. В ней нефелин заключен в эгирин-полевошпатовый агрегат с примесью аксессуарных сфена, апатита и флюорита. Содержание SiO_2 в этих породах изменяется в пределах от 53,91 до 61,64 мас. %, $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ – от 12,27 до 13,95 мас. %, коэффициент апаитности, как правило, превышает 1 (табл. 1, рис. 4, а, б).

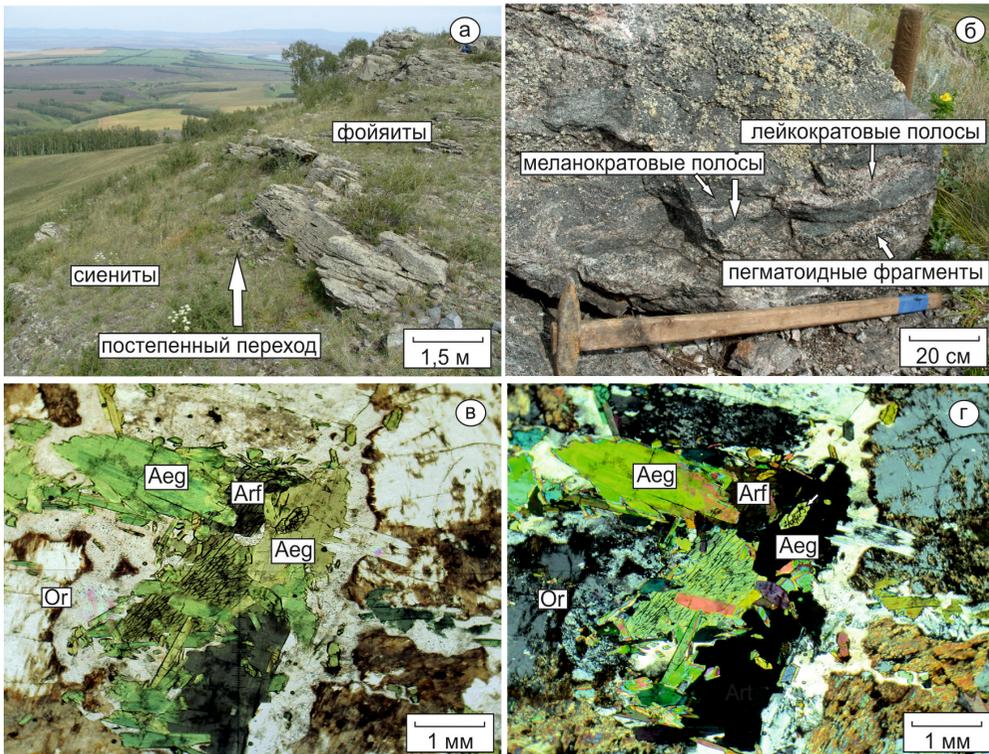


Рис. 3. а – тела фойяитов, морфологически выраженные в виде небольших выступов и гряд высотой от 0,5 до 3 м; б – псевдополосчатое строение фойяитов: чередование меланократовых, лейкократовых полос фойяитов с разной степенью насыщенности эгирином, пегматоидные фрагменты фойяитов с крупными сростками (до 1 см) кристаллов эгирина и нефелина; в, г – эгирин и арфведсонит (в – в параллельных николях, г – в скрещенных николях)

Для фойяитов типично псевдополосчатое строение. Оно определяется чередованием лейкократовых и меланократовых полос с варьирующими количественными соотношениями полевого шпата и эгирина. Меланократовые полосы обогащены эгирином, они не выдержаны по мощности (от 2 до 50 см), выклиниваются, обрываются или раздуваются, часто превращаясь в пятна неправильной формы. При этом кристаллы эгирина ориентированы в одном направлении, соприкасаясь между собой. Иногда в пределах полос появляются пегматитовые фрагменты, представляющие собой скопления крупных (до 1 см) кристаллов эгирина и нефелина (рис. 3, б).

Щелочные сиениты (тенсбергиты по [Магматические горные породы, 1983]) резко доминируют в массиве, занимая не менее 90 % его площади. Эти породы обладают порфиroidной структурой с гипидиоморфнозернистой структурой основной массы. Фенокристаллы занимают около 50 % объема породы и представлены преимущественно альбитизированным ортоклазом с многочисленными грубыми пертитами, сложенными сдвойникованным альбитом. Редко встречаются фенокристаллы эги-

рин-авгита, который обладает ярко выраженным плеохроизмом от травяно-зеленого через желтовато-зеленый до зелено-бурого, а также арфведсонита. Последний замещает эгирин-авгит, образуя первично магматические кристаллы с шестиугольной или ромбовидной формой сечений. Основная масса сложена мелкозернистым агрегатом альбитизированного калиево-натриевого полевого шпата, иголками эгирин-авгита и арфведсонита, аналогичными фенокристаллам по своим оптическим свойствам.

Таблица 1

Химический состав пород Сайбарского массива

| | ЩНС | | | | | | | | |
|---|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|
| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 |
| | МСК 1/1 | МСК 1/2 | МСК 1/3 | МСК 1/5 | СБР 1/1 | СБР 1/2 | СБР 1/3 | СБР 3/2 | СБР 4/7 |
| SiO ₂ | 57,62 | 61,64 | 56,94 | 60,37 | 56,09 | 53,91 | 57,45 | 58,72 | 60,17 |
| TiO ₂ | 1,25 | 1,03 | 0,86 | 0,88 | 0,63 | 0,83 | 0,76 | 1,12 | 0,85 |
| Al ₂ O ₃ | 15,57 | 17,79 | 18,12 | 16,03 | 17,36 | 15,93 | 18,54 | 17,47 | 16,86 |
| Fe ₂ O ₃ | 7,22 | 5,73 | 5,13 | 5,07 | 8,55 | 11,27 | 7,03 | 6,21 | 5,31 |
| MnO | 0,30 | 0,27 | 0,25 | 0,26 | 0,20 | 0,26 | 0,26 | 0,33 | 0,32 |
| MgO | 1,28 | 0,11 | 0,53 | 1,01 | 0,46 | 0,42 | 0,85 | 0,78 | 0,61 |
| CaO | 1,86 | 0,20 | 2,30 | 1,83 | 1,21 | 1,19 | 0,70 | 0,90 | 1,26 |
| Na ₂ O | 8,83 | 7,89 | 7,69 | 8,08 | 8,89 | 9,93 | 7,45 | 7,26 | 8,22 |
| K ₂ O | 4,22 | 4,89 | 5,13 | 5,36 | 4,76 | 4,00 | 5,36 | 5,01 | 5,08 |
| P ₂ O ₅ | 0,14 | 0,06 | 0,04 | 0,19 | 0,02 | 0,04 | 0,02 | 0,07 | 0,09 |
| П.п.п | 1,96 | 0,54 | 2,85 | 0,92 | 1,88 | 2,48 | 1,13 | 1,11 | 1,58 |
| Сумма | 100,25 | 100,15 | 99,84 | 99,99 | 100,06 | 100,26 | 99,55 | 98,98 | 100,35 |
| к. агп. | 1,23 | 1,03 | 1,00 | 1,19 | 1,14 | 1,30 | 0,97 | 0,99 | 1,13 |
| $\delta^{18}\text{O}_2, \text{‰}$ (ППШ) | 6,5 | 10,2 | 6,9 | 7,8 | 8,2 | 7,1 | 6,3 | 7,6 | - |
| Rb | 175 | 131 | 190 | 178 | 339 | 320 | 365 | 181 | 199 |
| Ba | 532 | 196 | 362 | 459 | 159 | 125 | 204 | 490 | 338 |
| Sr | 232 | 72 | 991 | 190 | 169 | 98 | 76 | 156 | 165 |
| Zr | 940 | 1257 | 779 | 899 | 1053 | 1533 | 839 | 1272 | 1181 |
| Nb | 83 | 74 | 45 | 68 | 23 | 57 | 30 | 68 | 63 |
| Hf | 18,84 | 26,48 | 16,12 | 20,14 | 26,73 | 40,12 | 18,56 | 27,18 | 26,97 |
| Ta | 2,82 | 3,08 | 1,33 | 4,36 | 0,86 | 1,74 | 1,04 | 3,32 | 1,60 |
| Y | 124 | 71 | 59 | 74 | 14 | 42 | 20 | 71 | 66 |
| Th | 20,7 | 26,6 | 25,0 | 22,0 | 14,4 | 29,4 | 10,2 | 20,7 | 32,3 |
| U | 7,3 | 6,0 | 7,0 | 8,3 | 4,4 | 14,0 | 3,7 | 5,3 | 13,4 |
| Pb | 44,1 | 42,1 | 48,6 | 20,7 | 22,1 | 47,2 | 17,4 | 47,9 | 68,0 |
| La | 223 | 79 | 103 | 126 | 40 | 112 | 35 | 82 | 82 |
| Ce | 495 | 155 | 194 | 273 | 66 | 195 | 62 | 155 | 131 |
| Pr | 54,2 | 15,4 | 20,0 | 27,5 | 6,2 | 17,1 | 5,9 | 15,8 | 11,8 |
| Nd | 186 | 51 | 67 | 94 | 19 | 50 | 19 | 51 | 35 |
| Sm | 31,6 | 9,0 | 11,3 | 15,7 | 2,9 | 7,8 | 3,4 | 8,6 | 5,8 |
| Eu | 5,5 | 1,6 | 1,9 | 2,5 | 0,5 | 1,4 | 0,6 | 1,5 | 1,1 |
| Gd | 27,3 | 8,2 | 9,4 | 12,7 | 2,3 | 7,8 | 3,3 | 8,4 | 6,1 |
| Tb | 3,85 | 1,50 | 1,49 | 2,00 | 0,34 | 1,12 | 0,46 | 1,43 | 0,99 |
| Dy | 24,57 | 9,88 | 10,25 | 12,31 | 2,27 | 6,74 | 3,09 | 10,33 | 7,74 |
| Ho | 4,68 | 2,24 | 2,08 | 2,57 | 0,53 | 1,41 | 0,70 | 2,47 | 1,94 |
| Er | 13,80 | 7,93 | 6,52 | 8,06 | 1,97 | 4,92 | 2,65 | 9,25 | 7,20 |
| Tm | 1,98 | 1,33 | 0,99 | 1,23 | 0,41 | 0,94 | 0,53 | 1,57 | 1,32 |
| Yb | 13,12 | 10,36 | 7,14 | 8,58 | 4,25 | 8,71 | 4,92 | 12,35 | 9,95 |
| Lu | 1,97 | 1,71 | 1,19 | 1,38 | 0,98 | 1,71 | 0,99 | 1,96 | 1,73 |

Окончание табл. 1

| | ЩНС | | ЩС | | | | СДГ(э) | | СДГ(д) |
|--------------------------------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|
| | 10 | 11 | 12 | 13 | 14 | 15 | 16 | 17 | 18 |
| | СБР 4/8 | СБР 1/5 | СБР 1/7 | СБР 3/1 | СБР 3/3 | СБР 4/4 | СБР 4/1 | СБР 4/3 | СБР 1/4 |
| SiO ₂ | 58,10 | 61,52 | 64,02 | 63,86 | 66,39 | 65,21 | 68,75 | 68,94 | 69,93 |
| TiO ₂ | 0,74 | 1,00 | 0,70 | 1,11 | 0,57 | 0,73 | 0,39 | 0,39 | 0,43 |
| Al ₂ O ₃ | 19,40 | 15,95 | 17,17 | 16,53 | 16,40 | 16,80 | 14,96 | 15,12 | 14,91 |
| Fe ₂ O ₃ | 3,52 | 10,26 | 6,57 | 5,34 | 3,71 | 4,39 | 2,75 | 3,04 | 2,92 |
| MnO | 0,26 | 0,43 | 0,28 | 0,25 | 0,12 | 0,20 | 0,18 | 0,09 | 0,08 |
| MgO | 0,77 | 0,36 | 0,37 | 0,48 | 0,50 | 0,07 | 0,05 | 0,37 | 0,59 |
| CaO | 1,33 | 0,11 | 0,25 | 0,48 | 0,83 | 0,50 | 1,52 | 0,53 | 1,07 |
| Na ₂ O | 9,05 | 4,48 | 5,71 | 6,66 | 6,57 | 6,87 | 5,64 | 6,28 | 4,34 |
| K ₂ O | 4,90 | 4,44 | 4,25 | 4,97 | 4,63 | 4,48 | 4,60 | 4,63 | 4,75 |
| P ₂ O ₅ | 0,13 | 0,04 | 0,07 | 0,10 | 0,11 | 0,18 | 0,26 | 0,32 | 0,09 |
| П.п.п | 2,18 | 1,43 | 0,65 | 0,71 | 0,52 | 0,93 | 1,29 | 0,70 | 0,60 |
| Сумма | 100,38 | 100,02 | 100,04 | 100,47 | 100,35 | 100,36 | 100,39 | 100,41 | 99,71 |
| к. агп. | 1,04 | 0,76 | 0,82 | 0,99 | 0,96 | 0,96 | 0,95 | 1,01 | 0,82 |
| δ ¹⁸ O, ‰ (ППШ) | – | 10,8 | 10,7 | 10,6 | 9,3 | – | – | – | 10,5 |
| Rb | 195 | 174 | 125 | 153 | 148 | 151 | 204 | 186 | 158 |
| Ba | 222 | 346 | 390 | 407 | 615 | 390 | 541 | 279 | 612 |
| Sr | 182 | 26 | 65 | 84 | 168 | 103 | 128 | 132 | 201 |
| Zr | 735 | 1065 | 996 | 1181 | 1285 | 880 | 354 | 305 | 254 |
| Nb | 59 | 39 | 64 | 91 | 63 | 105 | 61 | 60 | 46 |
| Hf | 15,27 | 27,76 | 23,51 | 26,04 | 26,16 | 20,51 | 9,86 | 8,38 | 7,57 |
| Ta | 2,34 | 1,23 | 3,80 | 6,01 | 3,50 | 5,28 | 3,77 | 3,31 | 3,85 |
| Y | 53 | 36 | 47 | 59 | 53 | 138 | 480 | 423 | 33 |
| Th | 21,0 | 17,6 | 8,9 | 22,2 | 33,1 | 55,9 | 76,3 | 47,8 | 27,4 |
| U | 8,9 | 6,0 | 5,1 | 4,7 | 6,6 | 9,3 | 5,8 | 8,2 | 5,4 |
| Pb | 35,7 | 29,1 | 23,7 | 42,9 | 29,3 | 30,8 | 16,9 | 16,9 | 25,7 |
| La | 98 | 47 | 58 | 88 | 91 | 183 | 225 | 425 | 53 |
| Ce | 163 | 102 | 137 | 197 | 170 | 336 | 490 | 3,74 | 112 |
| Pr | 15,8 | 8,3 | 15,9 | 23,3 | 16,9 | 32,1 | 48,0 | 79,5 | 11,6 |
| Nd | 50 | 26 | 55 | 81 | 56 | 100 | 161 | 249 | 39 |
| Sm | 7,3 | 4,5 | 9,1 | 13,4 | 9,5 | 17,1 | 34,8 | 45,2 | 7,0 |
| Eu | 1,2 | 0,8 | 1,6 | 2,3 | 1,4 | 3,2 | 6,7 | 8,3 | 1,1 |
| Gd | 6,8 | 3,9 | 7,5 | 11,6 | 8,5 | 17,4 | 40,0 | 46,1 | 5,3 |
| Tb | 0,93 | 0,69 | 1,26 | 1,84 | 1,28 | 2,79 | 8,15 | 7,84 | 0,88 |
| Dy | 6,41 | 4,51 | 8,36 | 11,19 | 8,06 | 19,47 | 63,00 | 54,99 | 5,28 |
| Ho | 1,55 | 1,04 | 1,83 | 2,37 | 1,78 | 4,55 | 15,51 | 12,85 | 1,13 |
| Er | 5,39 | 3,70 | 5,95 | 7,95 | 6,22 | 15,40 | 53,57 | 42,05 | 3,76 |
| Tm | 0,97 | 0,64 | 1,03 | 1,28 | 1,01 | 2,57 | 8,41 | 6,59 | 0,61 |
| Yb | 7,26 | 5,86 | 7,68 | 9,79 | 7,69 | 17,95 | 52,61 | 39,72 | 4,57 |
| Lu | 1,24 | 1,18 | 1,30 | 1,61 | 1,28 | 2,78 | 7,25 | 5,28 | 0,67 |

Примечание. Значения δ¹⁸O представлены в калиево-натриевых полевых шпатах. Окислы в мас. %, элементы в г/т. К. агп. – коэффициент агпаитности. Fe₂O₃* представляет общее железо. ЩНС – щелочные нефелиновые сиениты (фойяиты), ЩС – щелочные сиениты (тенсбергиты), СДГ(э) – субщелочные двухполевшатовые граниты, эндоконтакт, СДГ(д) – субщелочные двухполевшатовые граниты, дайка.

Иногда обнаруживаются микролиты роговой обманки, альбита и биотита. Апатит и флюорит равномерно распространены по всей массе породы. Эти породы отличаются от фойяитов более высокими значениями SiO_2 (от 61,52 до 66,39 мас. %), при относительно пониженных суммарной щелочности ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ меняется от 8,92 до 11,63 мас. %) и коэффициенте апаитности (0,76–0,99).

Субщелочные двуполевошпатовые граниты по [Магматические горные породы, 1983] образуют участки неправильной формы площадью от 10 до 100 м², которые через промежуточные разности постепенно переходят в крупнозернистые щелочные сиениты самого массива и приурочены к мощным (до 100 м) эндоконтактовым зонам в северной и южной его частях. Ими также сложены дайки, мощность которых не превышает 1 м. Они обладают закалочными зонами (первые сантиметры) и прослеживаются на расстояние до 20 м. Дайки закономерно рассредоточены внутри массива, а также иногда выходят за его пределы и контактируют непосредственно с вмещающими породами [Федосеев, Поляков, 1974; Федоров, 1948], подвергая их слабому ороговиканию. Породы зоны эндоконтакта обладают гипидоморфнозернистой структурой. В них наряду с преобладающим широкотаблитчатым калиево-натриевым полевым шпатом присутствуют ксеноморфный кварц и редкие кристаллы короткопризматического альбита. Кроме того, встречаются редкие зерна эгирин-авгита и арфведсонита, к границам которых тяготеют скопления магнетита и акцессорных апатита и флюорита. SiO_2 в этих породах отвечает значениям 68,75–68,94 мас. %, что существенно выше, чем для пород самого массива, при этом $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ варьирует в диапазоне от 10,24 до 10,91 мас. %. Коэффициент апаитности приближен к 1.

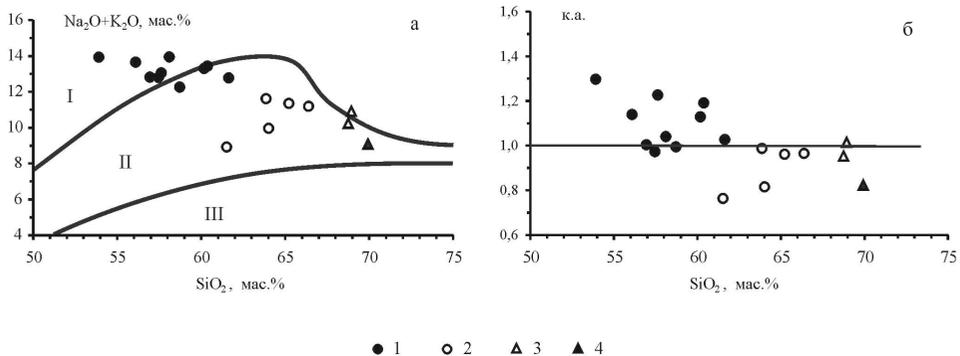


Рис. 4. а – классификационная диаграмма TAS; б – коэффициент апаитности относительно SiO_2 в породах Сайбарского массива

1 – щелочные нефелиновые сиениты (фойяиты), 2 – щелочные сиениты (генсбергиты), 3 – субщелочные двуполевошпатовые граниты, эндоконтакт, 4 – субщелочные двуполевошпатовые граниты, дайки; I – щелочная серия, II – умеренно-щелочная серия, III – серия нормальной щелочности

Породы даек по внешним признакам похожи на субщелочные двуполевошпатовые граниты эндоконтактных зон массива, отличаясь возрастанием количества плагиоклаза. В клинопироксенах субщелочных двуполевошпатовых гранитов даек по сравнению с клинопироксенами фойяитов резко возрастает содержание MgO (3,42–7,30 мас. %) и особенно CaO (7,99–10,99 мас. %), но уменьшается содержание Na₂O (6,75–11,17 мас. %), что сказывается на обогащении диопсидовым миналом. Эти породы при высоком содержании SiO₂ (69,93 мас. %) характеризуются относительно низкими суммарной щелочностью (Na₂O + K₂O = 9,09 мас. %) и коэффициентом апаитности (0,82).

Геохимическая, изотопная ($\delta^{18}\text{O}$) характеристики и модель образования пород Сайбарского массива

Для оценки вариаций составов пород использованы бинарные диаграммы и спайдер-диаграммы. Здесь наблюдаются следующие закономерности:

1. Постепенно уменьшается величина Na₂O/K₂O от 2,5 в фойяитах до 0,8 в субщелочных двуполевошпатовых гранитах.

2. Фойяиты по сравнению с другими типами пород обладают повышенными концентрациями MgO (до 1,3 мас. %) и CaO (до 2,3 мас. %).

3. Диапазоны вариаций Zr, Hf, Sr и REE в фойяитах близки к таковым в тенсбергитах. Суммарное содержание REE варьирует в широких пределах (для фойяитов от 143 до 1087 г/т, для тенсбергитов от 210 до 755 г/т) и не зависит от содержаний SiO₂. Нефелинсодержащие и кварцсодержащие породы различаются между собой характером распределения редкоземельных элементов. Так, с увеличением суммарной щелочности в фойяитах происходит рост REE, который сопровождается увеличением (La/Yb)_n. В кварц-нормативных породах величина (La/Yb)_n меняется незначительно. Европейский минимум слабо выражен во всех разновидностях пород. Главными отличиями субщелочных двуполевошпатовых гранитов зоны эндоконтакта от других пород Сайбарского массива являются рост REE (до 1822 г/т), сглаживание минимумов в области MREE и падение концентраций Zr и Hf (рис. 5).

4. От фойяитов к тенсбергитам постепенно увеличиваются содержания P₂O₅, Ba и уменьшается количество Rb.

5. От тенсбергитов к субщелочным двуполевошпатовым гранитам зоны эндоконтакта увеличиваются содержания CaO, Sr, Rb.

6. Субщелочные двуполевошпатовые граниты зоны эндоконтакта и дайки характеризуются минимальными значениями содержаний Zr, Hf по сравнению с другими породами.

7. По сравнению с тенсбергитами в субщелочных двуполевошпатовых гранитах зоны эндоконтакта накапливаются P₂O₅ и Sr.

8. Субщелочной двуполевошпатовый гранит дайки обеднен практически всеми несовместимыми элементами по сравнению с породами массива.

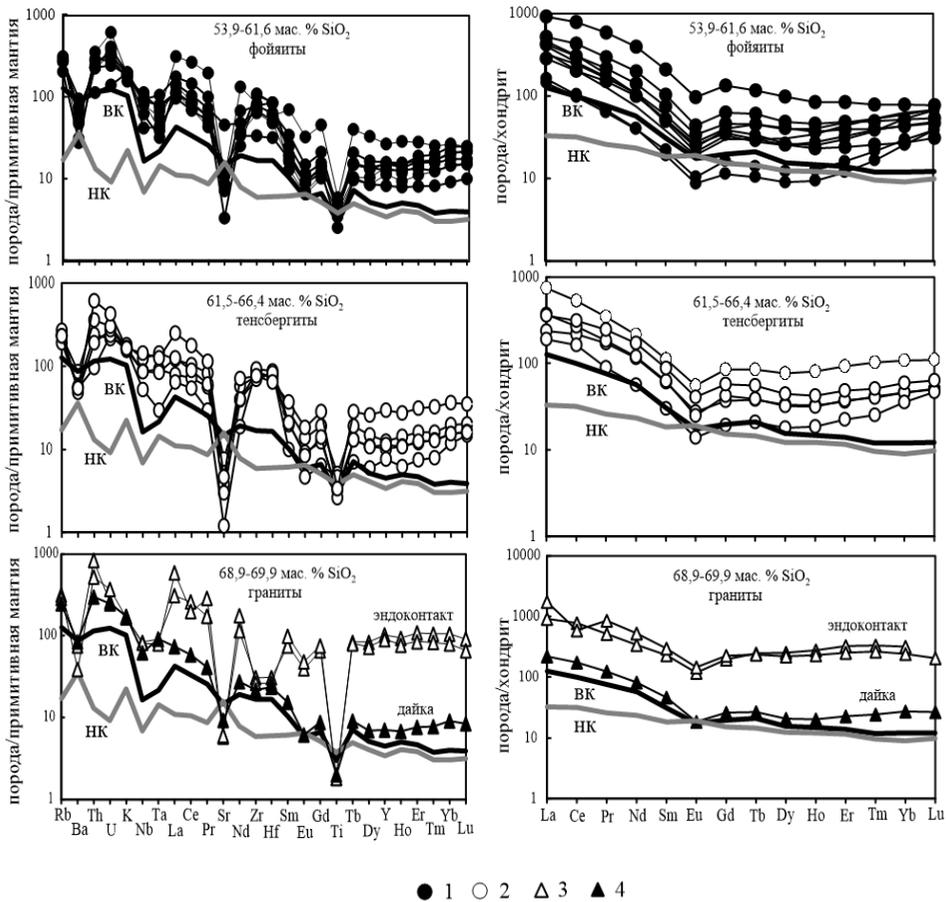


Рис. 5. Графики нормированного распределения элементов в породах Сайбарского массива

1 – щелочные нефелиновые сиениты (фойяиты), 2 – щелочные сиениты (тенсбергиты), 3 – субщелочные двуполевошпатовые граниты, эндоконтакт, 4 – субщелочные двуполевошпатовые граниты, дайка. ВК и НК – составы верхней и нижней континентальных кор по [Taylor, McLennan 1981; Rudnick, Gao, 2003]. Нормировка на состав хондрита по [Sun, McDonough, 1989]

Изотопный состав кислорода (см. табл. 1) в калиево-натриевых полевых шпатах низкокремнистых фойяитов ($\delta^{18}\text{O} = 6,3\text{--}8,2\text{ ‰}$) приближен к мантийным меткам. Калиево-натриевые полевые шпаты высококремнистых фойяитов, тенсбергитов и субщелочного двуполевошпатового гранита дайки обогащены тяжелым изотопом кислорода ($\delta^{18}\text{O} = 9,3\text{--}10,8\text{ ‰}$). Эти данные в совокупности с результатами геологических и геохимических исследований позволяют предложить модель формирования всех типов пород Сайбарского массива. В течение первой главной фазы его формирования была образована широкая гамма разновидностей пород с постепенными переходами от щелочных нефелиновых сиенитов (фойяитов) к щелочным сиенитам (тенсбергитам) и субщелочным двуполевошпатовым гранитам в эндокон-

тактовой зоне. Вариации их вещественных характеристик объяснимы смешением в вертикальной колонне щелочных магм мантийной природы с коровыми выплавками. Доля расплавов мантийного происхождения преобладала в центральной (осевой) части колонны. Здесь происходила кинематическая дифференциация расплава при его движении, приводящая к сегрегации эгирина и образованию всех разновидностей фойяитов. По мере удаления от осевой части к зоне эндоконтакта увеличивалась роль контаминации вмещающими породами, в новообразованных расплавах возрастало содержание SiO_2 , что приводило к появлению кварцсодержащих пород. В них, кроме того, накапливался апатит, являющийся носителем редкоземельных элементов, но понижались содержания гидрофобных высокозарядных Zr и Hf, что, вероятно, связано с ранней кристаллизацией цирконосиликатов при насыщении магм водным флюидом. Поздняя фаза (дайки) представлена деплементированными субщелочными двуполевошпатовыми гранитами, состав которых в наибольшей степени приближен к составу анатектических магм, образующихся при плавлении верхнекорового вещества.

Заключение

1. В Минусинском прогибе выделяется позднеордовикский этап щелочно-сиенитового магматизма. В Сайбарском массиве на этом этапе образуются щелочные сиениты (тенсбергиты), щелочные нефелиновые сиениты (фойяиты), субщелочные двуполевошпатовые граниты. Полученные геологические, петрографические и геохимические данные свидетельствуют о магматическом генезисе фойяитов, тенсбергитов и гранитов. Для всех пород типичны магматические (гипидиоморфнозернистые, порфириовидные, трахитоидные) структуры. Структуры, характерные для метасоматических образований, не обнаружены.

2. Нефелиновые сиениты (фойяиты) Сайбарского массива содержат Al_2O_3 (15,93–19,4 мас. %), отличаются повышенным содержанием щелочей ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ от 12,27 до 13,95 мас. %), высокими значениями коэффициента агпаитности (К. агп. 0,97–1,3). Содержание REE варьирует в широких пределах от 143 до 1087 г/т. Изотопный состав кислорода в калиево-натриевых полевых шпатах приближен к мантийным меткам ($\delta^{18}\text{O} = 6,3\text{--}8,2 \text{‰}$). Ассоциативная связь фойяитов со щелочными сиенитами и двуполевошпатовыми гранитами, установленная в Сайбарском массиве, является поисковым критерием для выявления месторождений алюминиевого сырья и редких литофильных элементов в щелочных породах Минусинского прогиба.

3. Геологические взаимоотношения и вариации вещественных (петрогенные элементы, HSFЕ, LILE, REE) и изотопных ($\delta^{18}\text{O}$) характеристик фойяитов и тенсбергитов первой фазы объяснимы кинематической дифференциацией расплава и смешением щелочных магм мантийной природы с коровыми выплавками в вертикальной колонне. Состав субщелочных двуполевошпатовых гранитов второй фазы в наибольшей степени приближен к анатектическим магмам, образующимся при плавлении верхнекорового вещества.

Исследование проведено в рамках государственного задания по проекту IX.129.1.5. (№ 0350-2016-0030) и при финансовой поддержке РФФИ (грант 19-05-00300).

Работа выполнена с использованием приборов ЦКП «Изотопно-геохимических исследований» ИГХ СО РАН.

Список литературы

Афонин В. П., Гуничева Т. Н., Пискунова Л. Ф. Рентгенофлуоресцентный силикатный анализ. Новосибирск : Наука, 1984. 228 с.

Вологдин А. Г. Геологические исследования в 1924 г. в районе г. Сайбар и Больше-Телекского Байтака // Изв. Геол. комитета. 1925. Т. 44, № 6. С. 18–43.

Когарко Л. Н. Проблема генезиса агпайтовых магм. М. : Наука, 1977. 294 с.

Косоруков А. П. Девонский щелочно-сиенитовый комплекс Сыдо-Ербинской впадины и ее горного обрамления // Магматические комплексы складчатых областей юга Сибири. Новосибирск : Наука, 1981. С. 128–157.

Костюк В. П., Гулецкая Э. С. К минералогии массива Сайбар (Восточный Саян) // Геология и геофизика. 1967. № 7. С. 43–50.

Лучицкий И. В. Вулканизм и тектоника девонских впадин Минусинского межгорного прогиба. М. : Изд-во АН СССР. 1960. 276 с.

Магматические горные породы. В 6 т. Т. 1: Классификация, номенклатура, петрография / Е. Д. Андреева [и др.]. М. : Наука, 1983. Ч. 2. 401 с.

Перфилова О. Ю., Махлаев М. Л., Сидорас С. Д. Ордовикская вулканоплутоническая ассоциация в структурах горного обрамления Минусинских впадин // Литосфера. 2004. № 3. С. 137–152.

Разнообразие кембро-ордовикских ультрабазит-базитовых ассоциаций Центрально-Азиатского складчатого пояса как отражение процессов взаимодействия плюма и литосферной мантии / А. Э. Изох [и др.] // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту) : материалы совещания. В 2 т. Т. 1. Иркутск, 2005. С. 106–108.

Руднев С. Н. Раннепалеозойский гранитоидный магматизм Алтае-Саянской складчатой области и Озерной зоны Западной Монголии. Новосибирск : Издательство СО РАН, 2013. 300 с.

Саранчина Г. М. Щелочные породы массива Сайбар (Западная Сибирь, Красноярский край) // Учен. зап. ЛГУ. 1940. № 45. 26 с.

Федосеев Г. С., Поляков Г. В. Интрузии гранитов и сиенитов восточного обрамления Сыдо-Ербинской и Южно-Минусинской впадин // Среднепалеозойские интрузии гранитов и сиенитов Кузнецкого Алатау и северо-западной части Восточного Саяна. Новосибирск : Наука, 1974. С. 148–207.

Федоров Э. Е. К вопросу о сиенитовой интрузии Тубино-Сисимского района (Красноярский край) // Материалы ВСЕГЕИ. Общ. сер. Госгеоллиздат. 1948. № 8. С. 106–112.

Эдельштейн Я. С. Геологический очерк Минусинской котловины и прилегающих частей Кузнецкого Алатау и Восточного Саяна // Очерки по геологии Сибири. Л. : Изд-во АН СССР, 1932. 59 с.

Яшина Р. М. Щелочной магматизм складчато-глыбовых областей (на примере южного обрамления Сибирской платформы). М. : Наука, 1982. 274 с.

Dorais M. Compositional variations in pyroxenes and amphiboles of the Belknap Mountain complex, New Hampshire: Evidence for origin of silica-saturated alkaline rocks // Amer. Miner. 1990. Vol. 75. P. 1092–1105.

Fox F. K. Jr. Alkalic rocks of South-central British Columbia and northeastern Washington // Geol. Soc. Amer. Abstr. Programs. 1977. Vol. 9, N 6. P. 723.

Geochemical and isotopic studies from the Yamato Mountains, East Antarctica: Implications of the origin of syenitic magmas / J.-X. Zhao, K. Shiraishi, D. J. Ellis, J. W. Sheratin // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1995. Vol. 59. P. 1363–1382.

Genesis of alkaline and peralkaline syenite-granite series: The Kharitonovo pluton (Transbaikalia, Russia) / A. N. Zanzvilevich, B. A. Litvinovsky, S. M. Wickham, F. Bea // *J. Geol.* 1995. Vol. 103. P. 127–145.

Isotopic evidence for the origin of Cenozoic volcanic rocks in the Pinacate volcanic field, northwestern Mexico / D. L. Lynch, T. E. Musselman, J. T. Gutmann, P. J. Patchett // *Lithos*. 1993. Vol. 29. N 3–4. P. 295–302.

Mantle derivation of Archean amphibole-bearing granitoids and associated mafic rocks: evidens from the southern Superior Province, Canada / R. H. Sutcliffe, A. R. Smith, W. Doherty, R. L. Barnett // *Contr. Mineral. Petrol.* 1990. Vol. 105. P. 255–274.

Petrogenesis of syenite-granite suites from the Bryansky Complex (Transbaikalia, Russia): implications for the origin of A-type granitoid magmas / B. A. Litvinovsky [et al.] // *Chem. Geol.* 2002. Vol. 189. N 1–2. P. 105–133.

Rudnick R. L., Gao S. Composition of the Continental Crust // *Treatise on Geochemistry*. Vol. 3: The Crust / ed. H. D. Holland, K. K. Turekian. Amsterdam : Elsevier, 2003. P. 1–56.

Sharp Z. D. A laser-based microanalytical method for the in situ determination of oxygen isotope ratios of silicates and oxides // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1990. Vol. 54. P. 1353–1357.

Strauss C. A., Truter F. C. The alkali complex at Spitskop, Sekukuniland, Eastern Transvaal // *Transactions of the Geological Society of South Africa*. 1950. Vol. 53. P. 81–125.

Sun S. S., McDonough W. F. Magmatism in the ocean basins // *Geol. Soc. Spec. Publ.* 1989. N 42. P. 313–345.

Taylor S. R., McLennan S. M. The continental crust: its composition and evolution. Oxford : Blackwell, 1985. 312 p.

The Pikes Peak batholith, Colorado Front Range, and model for the origin of the gabbro-anorthosite-syenite-potassic granite suite / F. Barker, D. R. Wones, W. N. Sharp, G. A. Desborough // *Precambrian Research*. 1975. Vol. 2. P. 97–160.

Tilley C. E. Problems of alkali rock genesis // *Q. J. Geol. Soc. Lond.* 1957. Vol. 113. P. 323–360.

Wyllie P. J. Limestone assimilation // *The alkaline rocks* / H. Sorensen (ed.). London : Wiley sons, 1974. 622 p.

Alkaline Nepheline-Syenite-Granite Association of the Saibar Massif of the Minusinsk Trough

A. S. Tarasyuk

Vinogradov Institute of Geochemistry SB RAS, Irkutsk

Abstract. The formation of the Late Ordovician alkaline nepheline-syenite-granite association of the Saibar massif, located in the mountain framing of the Minusinsk trough of the Altai-Sayan folded region, is considered. The massif attracted the attention of researchers as a possible source of aluminum raw materials. To determine the mechanisms of formation and evolution of alkaline magmas, we applied the geological data on the structure of the massif, new geochemical characteristics of rocks, and isotope ($\delta^{18}\text{O}$) parameters of minerals. Besides, we have identified three rock varieties of the 1st phase, and have established the gradual transitions between them: alkaline syenites (tensbergites), alkaline nepheline syenites (foyaïtes) and subalkaline double-feldspar granites. The rocks of the 2nd phase represent the dikes of subalkaline bi-feldspar granites. The geological interrelations and variations of the real (petrogenic elements, HSFE, LILE, REE) and isotope ($\delta^{18}\text{O}$) characteristics of foyaïtes and tensbergites of

the first phase are explained by the kinematic differentiation of the melt and the mixing of alkaline mantle magmas of nature with crust melting in a vertical column. The composition of the subalkalic double-feldspar granites of the second phase is most closely related to the anatectic magmas formed during the melting of the high-crust substance. The maximum influence of crustal matter is reflected in the composition of granite dykes.

Keywords: Minusinsk trough, Late Ordovician magmatism, alkaline nepheline syenites, granites, rare elements, oxygen isotopes.

For citation: Tarasyuk A.S. Alkaline Nepheline-Syenite-Granite Association of the Saibar Massif of the Minusinsk Trough. *The Bulletin of Irkutsk State University. Series Earth Sciences*, 2019, vol. 28, pp. 120-136. <https://doi.org/10.26516/2073-3402.2019.28.120> (in Russian)

References

- Afonin V.P., Gunicheva T.N., Piskunova L.F. *Rentgenofluorescentnyi silikatnyi analiz* [X-ray fluorescence silicate analysis]. Novosibirsk, Nauka Publ., 1984, 228 p. (in Russian)
- Vologdin A.G. Geologicheskie issledovaniya v 1924 g. v raione g. Saibar i Bol'she-Telek'skogo Baitaka [Geological research in 1924 in the region of Saibar and Bolshe-Telek Baitak]. *Izvestiya geologicheskogo komiteta* [News of the Geological Committee]. 1925, vol. 44, no. 6, pp. 18-43. (in Russian)
- Kogarko L.N. *Problema genezisa agpaitovykh magm* [The Problem of the Genesis of Agpaitic Magmas]. Moscow, Nauka Publ., 1977, 294 p. (in Russian)
- Kosorukov A.P. Devonskii shchelochno-syenitovyi kompleks Sydo-Erbinskoi vpadiny i ee gornogo obramleniya [Devon alkaline-syenite complex Sydo-Yerbinsk depression and its mountain framing]. *Magmaticheskie komplekсы skladchatykh oblastei yuga Sibiri* [Magmatic complexes of the folded regions of southern Siberia]. Novosibirsk, Nauka Publ., 1981, pp. 128-157. (in Russian)
- Kostyuk V.P., Guletskaya E.S. K mineralogii massiva Saibar (Vostochnyi Sayan) [To the mineralogy of the Saybar massif (East Sayan)]. *Geologiya i geofizika* [Geology and Geophysics]. 1967, no. 7, pp. 43-50. (in Russian)
- Luchitskii I.V. *Vulkanizm i tektonika devonskikh vpadin Minusinskogo mezhgornogo progiba* [Volcanism and tectonics of the Devonian depressions of the Minusinsk intermountain trough]. Moscow, Academy of Sciences of the USSR Publ., 1960, 276 p. (in Russian)
- Andreeva E.D., Baskina V.A., Bogatikov O.A. [et al.] *Magmaticheskie gornye porody* [Magmatic rocks]. Moscow, Nauka Publ., 1983, Vol. 1: Classification, nomenclature, petrography. Part 2, 401 p. (in Russian)
- Perfilova O.Yu., Makhlaev M.L., Sidoras S.D. Ordovikskaya vulkano-plutonicheskaya assotsiatsiya v strukturakh gornogo obramleniya Minusinskikh vpadin [Ordovik volcanic-plutonic association in the structures of the mountain framing of the Minusinsk depressions]. *Litosfera* [Lithosphere]. 2004, no. 3, pp. 137-152. (in Russian)
- Izokh A.E., Shelepaev R.A., Lavrenchuk A.V., Borodina E.V., Egorova V.V., Vasyukova E.A., Gladkochub D.P. Raznoobrazie kembro-ordovikskikh ul'trabazit-bazitovykh assotsiatsii Tsentral'no-Aziatskogo skladchatogo poyasa kak otrazhenie protsessov vzaimodeistviya plyuma i litosfernoi mantii [The diversity of the Cambrian-Ordovician ultrabasic-basic associations of the Central Asian fold belt as a reflection of the processes of interaction of the plume and lithospheric mantle]. *Geodinamicheskaya evolyutsiya litosfery Tsentral'no-Aziatskogo podvizhnogo poyasa (ot okeana k kontinentu): Materialy soveshchaniya* [Geodynamic evolution of the lithosphere of the Central Asian mobile belt (from ocean to continent): Meeting materials]. Irkutsk, 2005, in 2 vol., vol. 1, pp. 106-108. (in Russian)
- Rudnev S. N. *Rannepaleozoiskii granitoidnyi magmatizm Altae-Sayanskoi skladchatoi oblasti i Ozernoi zony Zapadnoi Mongolii* [Early Paleozoic granitoid magmatism of the Altai-Sayan folded region and Lake zone of Western Mongolia]. Novosibirsk, SB RAS Publ., 2013, 300 p. (in Russian)

Saranchina G.M. Shchelochnye porody massiva Saibar (Zapadnaya Sibir', Krasnoyarskii krai) [Alkaline rocks of the Saybar massif (Western Siberia, Krasnoyarsk Territory)]. *Uchenye zapiski LGU* [Scientific Notes of Leningrad State University]. 1940, no. 45, 26 p. (in Russian)

Fedoseev G.S. Polyakov G.V. Intruzii granitov i sienitov vostochnogo obramleniya Sydo-Erbinskoi i Yuzhno-Minusinskoi vpadin [Intrusions of granites and syenites of the eastern framing of the Sydo-Yerbinsk and South Minusinsk depressions]. *Srednepaleozoiskie intruzii granitov i sienitov Kuznetskogo Alatau i severo-zapadnoi chasti Vostochnogo Sayana* [Middle Paleozoic intrusions of granites and syenites of the Kuznetsk Alatau and northwestern part of the Eastern Sayan]. Novosibirsk, Nauka Publ., 1974, pp. 148-207.

Fedorov E.E. K voprosu o sienitovoi intruzii Tubino-Sisimskogo raiona (Krasnoyarskii krai) [On the issue of the syenite intrusion of the Tubino-Sisimsky region (Krasnoyarsk Territory)]. *Materials of VSEGEI. Total series*, Gosgeolizdat Publ., 1948, no. 8, pp. 106-112. (in Russian)

Edel'shtein Ya.S. Geologicheskii ocherk Minusinskoi kotloviny i prilgayushchikh chastei Kuznetskogo Alatau i Vostochnogo Sayana [Geological sketch of the Minusinsk Basin and adjacent parts of the Kuznetsk Alatau and East Sayan]. *Essays on the geology of Siberia* [Essays on the geology of Siberia]. Leningrad. Academy of Sciences of the USSR Publ., 1932, 59 p. (in Russian)

Yashina R.M. *Shchelochnoi magmatizm skladchato-glybovykh oblastei (na primere yuzhnogo obramleniya Sibirskoi platformy)* [Alkaline magmatism of folded-block areas (using the southern framing of the Siberian platform as an example)]. Moscow, Nauka Publ., 1982, 274 p. (in Russian)

Dorais M. Compositional variations in pyroxenes and amphiboles of the Belknap Mountain complex, New Hampshire: Evidence for origin of silica-saturated alkaline rocks. *Amer. Miner.*, 1990, vol. 75, pp. 1092-1105.

Fox F.K. Jr. Alkalic rocks of South-central British Columbia and northeastern Washington. *Geol. Soc. Amer. Abstr. Programs*, 1977, vol. 9, no. 6, pp. 723.

Zhao J.-X., Shiraiishi K., Ellis D.J., Sheratin J.W. Geochemical and isotopic studies from the Yamato Mountains, East Antarctica: Implications of the origin of syenitic magmas. *Geochim. Cosmochim. Acta.*, 1995, vol. 59, pp. 1363-1382.

Zanvilevich A.N., Litvinovsky B.A., Wickham S.M., Bea F. Genesis of alkaline and peralkaline syenite-granite series: The Kharitonovo pluton (Transbaikalia, Russia). *J. Geol.*, 1995, vol. 103, pp. 127-145.

Lynch D.L., Musselman T.E., Gutmann J.T., Patchett P.J. Isotopic evidence for the origin of Cenozoic volcanic rocks in the Pinacate volcanic field, northwestern Mexico. *Lithos*, 1993, vol. 29, no. 3-4, pp. 295-302.

Sutcliffe R.H., Smith A.R., Doherty W., Barnett R.L. Mantle derivation of Archean amphibole-bearing granitoids and associated mafic rocks: evidens from the southern Superior Province, Canada. *Contr. Mineral. Petrol.*, 1990, vol. 105, pp. 255-274.

Litvinovsky B.A., Jahn B.-M., Zanvilevich A.N. [et al.]. Petrogenesis of syenite-granite suites from the Bryansky Complex (Transbaikalia, Russia): implications for the origin of A-type granitoid magmas. *Chem. Geol.*, 2002, vol. 189, no. 1-2, pp. 105-133.

Rudnick R.L., Gao S. [ed.] Composition of the Continental Crust. Treatise on Geochemistry. Amsterdam, Elsevier Publ., 2003, vol. 3: The Crust, pp. 1-56.

Sharp Z.D. A laser-based microanalytical method for the in situ determination of oxygen isotope ratios of silicates and oxides. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1990, vol. 54, pp. 1353-1357.

Strauss C.A., Truter F.C. The alkali complex at Spitskop, Sekukuniland, Eastern Transvaal. *Transactions of the Geological Society of South Africa*. 1950, vol. 53, pp. 81-125.

Sun S.S., McDonough W.F. Magmatism in the ocean basins. *Geol. Soc. Spec. Publ.*, 1989, no. 42, pp. 313-345.

Taylor S.R., McLennan S.M. *The continental crust: its composition and evolution*. Oxford, Blackwell Publ., 1985, 312 p.

Barker F., Wones D.R., Sharp W.N., Desborough G.A. The Pikes Peak batholith, Colorado Front Range, and model for the origin of the gabbro-anorthosite-syenite-potassic granite suite. *Precambrian Research*, 1975, vol. 2, pp. 97-160.

Tilley C.E. Problems of alkali rock genesis. *Q. J. Geol. Soc. Lond.*, 1957, vol. 113, pp. 323-360.

Wyllie P.J. Limestone assimilation. The alkaline rocks H. Sorensen (ed.). London, Wiley sons Publ., 1974, 622 p.

Тарасюк Антон Сергеевич

аспирант, инженер-исследователь

Институт геохимии

им. А. П. Виноградова СО РАН

664033, Россия, г. Иркутск,

ул. Фаворского, 1а

тел.: 8(3952)42-99-64

e-mail: anton_tarasyuk_89@mail.ru

Tarasyuk Anton Sergeevich

Postgraduate, Research Engineer

Vinogradov Institute of Geochemistry SB RAS

1a, Favorsky st., Irkutsk, 664033,

Russian Federation

tel.: 8(3952)42-99-64

e-mail: anton_tarasyuk_89@mail.ru

Дата поступления: 04.03.2019

Received: March, 04, 2019