



**THE GENESIS OF GARNET-PYROXENE SYENITES (SVIATONOSSITES)
OF THE MALOBYSTRINSKY MASSIF (SLYUDYANKA COMPLEX, SOUTH BAIKAL REGION):
RESULTS OF GEOCHEMICAL AND ISOTOPIC STUDIES**

E.I. Demonterova  , **L.Z. Reznitsky** , **A.V. Ivanov** 

Institute of the Earth's Crust, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, 128 Lermontov St, Irkutsk 664033, Russia

ABSTRACT. This paper deals with the study of syenites and sviatonossites (andradite-bearing syenites) of the Malobystrinsky massif of the Slyudyanka complex (South Baikal region, Siberia), and a large monzonite dike similar in age and composition to the rocks of the massif considered. The studied rocks belong to a series of highly ferriferous and metaluminous A-type granitoids (ASI index <1). They are characterized by SiO₂ 45–65 wt. %, K₂O+Na₂O up to 12 wt. %, MgO <4 wt. %, TiO₂ up to 2.5 wt. %, and Al₂O₃ up to 17 wt. %. CaO varies in a wide range, from 2.2 to 14.7 wt. %. The rocks are similar to each other in trace element composition and show patterns with troughs for Th-U, Nb-Ta and Ti. Low-amplitude negative Eu anomaly is observed in the distribution spectra of rare earth elements for the entire rock complex. The obtained Sm-Nd age of sviatonossites in the Malobystrinsky massif is 487.1±6.1 Ma (MSWD=0.99). Our results indicate that syenites and monzonites have εNd_(t) -1.9...-2.8, at εSr_(t) 21–30, and sviatonossites have εNd_(t) -3.8...-4.1 at εSr_(t) -26. Model ages T_{Nd}(DM) for all rock types are Mesoproterozoic (1.3–1.4 Ga). Based on the chemical and Sr-Nd isotopic composition of the magmatic rocks studied, it can be assumed that they have been generated by partial melting of lower crustal rocks (amphibolites). Crystallization of andradite garnet in syenite magma can occur due to melt contamination with metamorphic host rocks of the Slyudyanka complex.

KEYWORDS: Sviatonossites; syenites; monzonites; Ti-andradite garnet; Malobystrinsky massif; Slyudyanka complex; Sr-Nd isotopes; Sm-Nd age

FUNDING. The work was conducted using equipment and infrastructure of the Centre for Geodynamics and Geochronology at the Institute of the Earth's Crust SB RAS (grant no 075-15-2021-682). Fieldwork was carried out with the support of megagrant 075-15-2022-1100.



RESEARCH ARTICLE

Correspondence: Elena I. Demonterova, dem@crust.irk.ru

Received: March 15, 2023

Revised: May 2, 2023

Accepted: May 12, 2023

FOR CITATION: Demonterova E.I., Reznitsky L.Z., Ivanov A.V., 2023. The Genesis of Garnet-Pyroxene Syenites (Sviatonossites) of the Malobystrinsky Massif (Slyudyanka Complex, South Baikal Region): Results of Geochemical and Isotopic Studies. *Geodynamics & Tectonophysics* 14 (5), 0716. doi:10.5800/GT-2023-14-5-0716

ГЕНЕЗИС ГРАНАТ-ПИРОКСЕНОВЫХ СИЕНИТОВ (СВЯТОНОСИТОВ) МАЛОБЫСТРИНСКОГО МАССИВА (СЛЮДЯНСКИЙ КОМПЛЕКС, ЮЖНОЕ ПРИБАЙКАЛЬЕ): РЕЗУЛЬТАТЫ ГЕОХИМИЧЕСКИХ И ИЗОТОПНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Е.И. Демонтерова, Л.З. Резницкий, А.В. Иванов

Институт земной коры СО РАН, 664033, Иркутск, ул. Лермонтова, 128, Россия

АННОТАЦИЯ. Исследованы сиениты и святоноситы (андрадитсодержащие сиениты) Малобыстринского массива слюдянского комплекса (Южное Прибайкалье, Сибирь), а также крупная дайка монцонитов, по возрасту и составу сходная с породами рассматриваемого массива. Исследованные породы относятся к ряду существенно железистых и метаглиноземистых с индексом ASI ниже 1. Породы характеризуются содержанием SiO_2 49–65 мас. % и суммой щелочей $\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O}$ до 12 мас. %, MgO ниже 4 мас. %, высокими содержаниями TiO_2 – до 2.5 мас. %, Al_2O_3 – до 17 мас. %. CaO варьируется в широком интервале значений – от 2.2 до 14.7 мас. %. По микроэлементному спектру породы близки между собой и характеризуются общими трогами Th-U, Nb-Ta и Ti. На спектрах распределения редкоземельных элементов для всего комплекса пород наблюдается очень слабая отрицательная аномалия Eu. Полученный Sm-Nd возраст святоноситов Малобыстринского массива 487.1 ± 6.1 млн лет (СКВО=0.99). Диапазон скорректированных на возраст значений $\epsilon\text{Nd}_{(t)}$ в сиените и монцоните составляет $-1.9 \dots -2.8$, при $\epsilon\text{Sr}_{(t)}$ 21–30, а в святоноситах $\epsilon\text{Nd}_{(t)}$ $-3.8 \dots -4.1$ при близких $\epsilon\text{Sr}_{(t)}$ – 26. Модельный возраст для всех рассматриваемых пород $T_{\text{Nd}}(\text{DM})$ имеет мезопротерозойские значения 1.3–1.4 млрд лет. Основываясь на химическом и Sr-Nd-изотопном составе исследованных магматических пород, можно предположить, что их образование связано с плавлением коровых амфиболитов. Кристаллизация андрадитового граната в сиенитовой магме вызвана контаминацией расплава вмещающими метаморфическими породами слюдянского комплекса.

КЛЮЧЕВЫЕ СЛОВА: святоноситы; сиениты; монцониты; Ti-содержащий андрадитовый гранат; Малобыстринский массив; слюдянский комплекс; изотопы Sr-Nd; Sm-Nd возраст

ФИНАНСИРОВАНИЕ: Работы выполнены с использованием оборудования и инфраструктуры ЦКП «Геодинамика и геохронология» ИЗК СО РАН по гранту 075-15-2021-682. Полевые работы проведены за счет средств мегагранта № 075-15-2022-1100.

1. ВВЕДЕНИЕ

Святоноситы – сиениты с андрадитовым гранатом, как отдельный петрографический тип магматических пород выделены П.Е. Эскола [Eskola, 1921] среди пород позднепалеозойского возраста п-ова Святой Нос на оз. Байкал. На юге Сибири святоноситы, помимо святоносского комплекса, встречаются, как правило, в небольших объемах. Такой тип пород обнаружен в пределах слюдянского кристаллического комплекса (рис. 1) Южного Прибайкалья, в нескольких габброидных массивах Восточного Саяна, а также в щелочных массивах, иногда с карбонатитами, – Сыннырском, Чининском, Бамбуйском, Ботогольском и др. [Litvinovsky, 1967, 1973; Petrova et al., 1981; Levitsky, Petrova, 1982; Kostyuk et al., 1990; Levitsky, Plusnin, 1991; Izbrodin et al., 2017]. В мировой литературе сиениты с андрадитовым (обычно Ti-содержащим) гранатом не получили собственного названия. Название «святоноситы» сохранилось как местное [Le Maitre, 2002]. Ti-содержащий андрадит редко встречается в магматических породах. До публикации последней номенклатуры гранатов [Grew et al., 2013] Ti-содержащий андрадит назывался «меланитом» (melanite) [Deer et al., 1997]. В зарубежных источниках породы такого типа назывались сиенитами с меланитовым гранатом. Подобные интрузивные породы распространены в коллизионных зонах разного возраста,

например в раннекембрийских комплексах Восточно-Европейской платформы [Nosova et al., 2019], в мезозойских комплексах Кордильер (Северная Америка) [Neill, Russell, 1993; Coulson et al., 1999, 2007], в складчатом обрамлении южной части кратона Сан-Франциско (Бразилия) [Vlach et al., 2018], в коллизионных зонах Кавказа [Hajialioghli et al., 2011] и Северо-Восточной Индии [Maitra et al., 2011; Saha et al., 2011]. Андрадитовый гранат является типичным минералом щелочных и карбонатитовых интрузий внутриплитных геодинамических обстановок [Salnikova et al., 2019].

В работе исследованы сиениты, андрадитсодержащие сиениты Малобыстринского массива и дайка монцонитов, по возрасту и составу близкая к породам рассматриваемого массива [Vasilyev et al., 1981; Kotov et al., 1997; Reznitskii et al., 2000] (рис. 2). Цель работы – выявление процессов, приводивших к образованию монцонитов и сиенитов, в том числе с андрадитовым гранатом. Авторы статьи используют геохимические и изотопные данные, которые не были доступны предшественникам, и дают новым данным геодинамическую интерпретацию.

2. КРАТКИЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

В слюдянский кристаллический комплекс выделяется наиболее высокометаморфизованная (гранулитовая

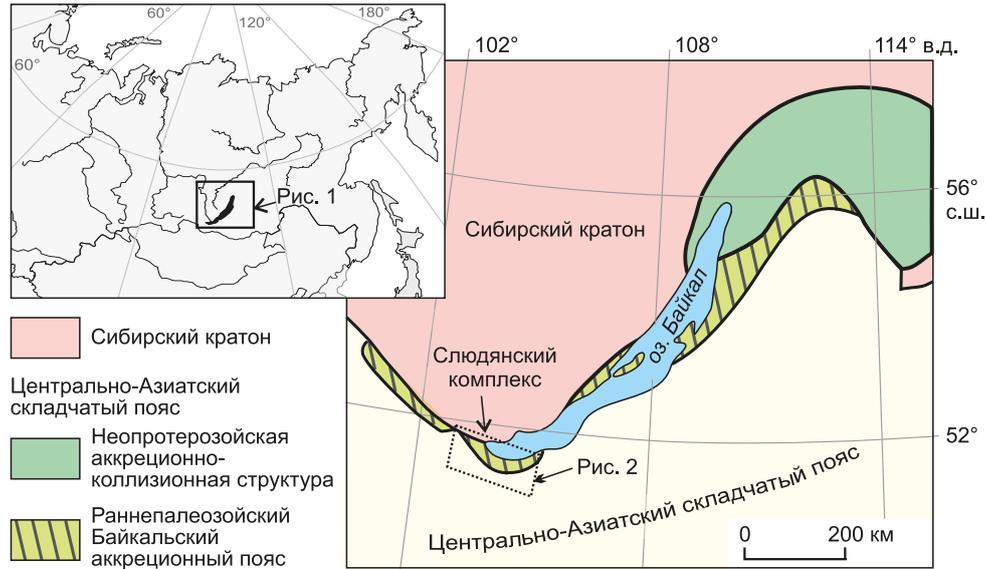


Рис. 1. Схема расположения метаморфических террейнов аккреционно-коллизонного пояса раннекаледонского возраста относительно Сибирского кратона (по [Donskaya et al., 2017]).

Fig. 1. Location of metamorphic terranes of the Early Caledonian accretion-collision belt relative to the Siberian craton after [Donskaya et al., 2017].

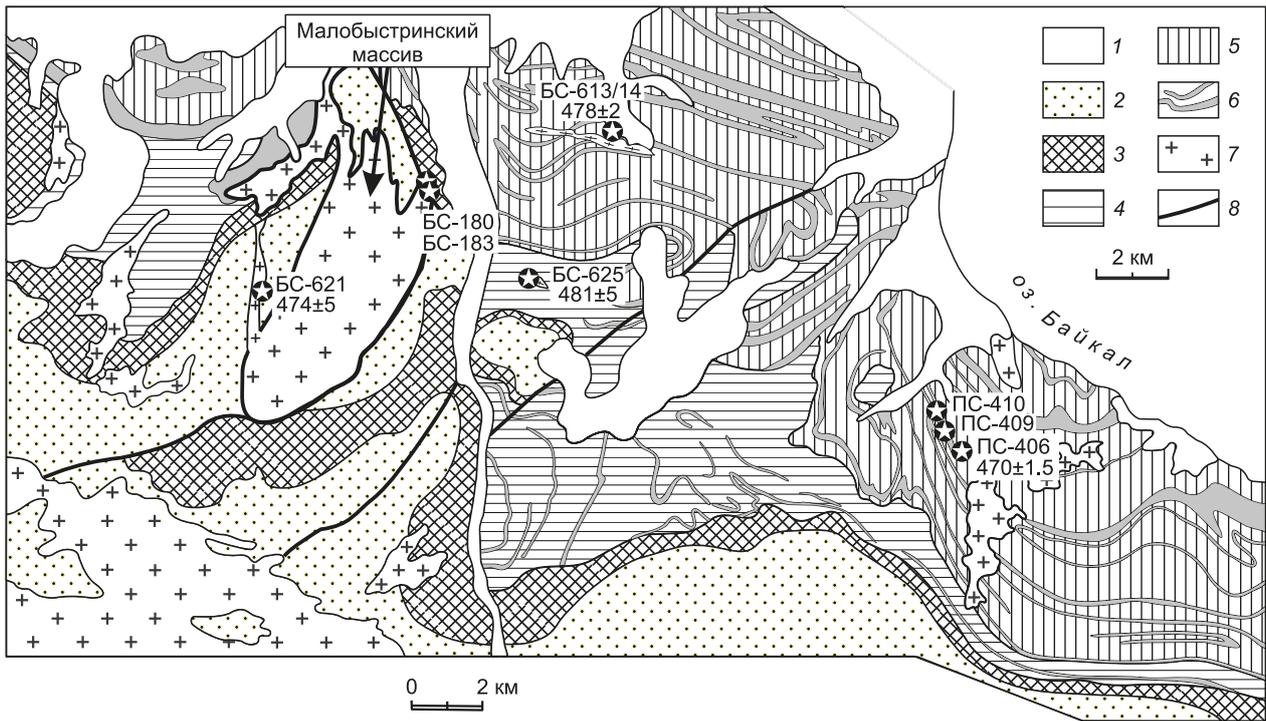


Рис. 2. Упрощенная геологическая карта слюдянского комплекса [Vasilyev et al., 1981].

1 – отложения кайнозойского возраста; 2–3 – хангарульская серия: 2 – безымянная свита, 3 – харагольская свита; 4–6 – слюдянская серия: 4 – перевальная свита, 5 – култукская свита, 6 – основные кристаллические сланцы (метабазиты); 7 – граниты и сиениты; 8 – разломы. Цифры с погрешностью – U-Pb датировки по циркону из сиенита (BC-621), монцонита (ПС-406) и гиперстеновых гранитов (чарнокитоидов) (BC-613/14 и BC-625) [Kotov et al., 1997; Salnikova et al., 1998; Reznitskii et al., 2000]. Образцы BC-180 и 183 – место отбора и номера проб святоноситов.

Fig. 2. Simplified geological map of the Slyudyanka complex [Vasilyev et al., 1981].

1 – Cenozoic deposits; 2–3 – Khangarul group: 2 – Bezymyan formation, 3 – Kharagol formation; 4–6 – Slyudyanka group: 4 – Perevalnaya formation, 5 – Kultuk formation, 6 – basic crystalline schists (metabasites); 7 – granites and syenites; 8 – faults. Numerals with error are U-Pb dates for zircon from syenite (BC-621), monzonite (ПС-406), and hyperstene granites (charnockitoids) (BC-613/14 and BC-625) [Kotov et al., 1997; Salnikova et al., 1998; Reznitskii et al., 2000]. Samples BC-180 and 183 – sampling site and sviatonossite sample numbers.

фация) часть Хамар-Дабанского террейна Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП), непосредственно примыкающая к южному выступу фундамента Сибирской платформы (см. *рис. 1*). Подобная ситуация наблюдается и в других террейнах ЦАСП, граничащих с фундаментом платформы. Эти факты позволили выделить в пределах ЦАСП зону раннепалеозойского высокотемпературного метаморфизма и складчатости. Зона прослеживается вдоль южного края Сибирской платформы на расстояние более тысячи километров и включает метаморфические комплексы Северо-Байкальского нагорья, Западного и Южного Прибайкалья, северную часть хр. Хамар-Дабан и южную часть хр. Восточный Саян [Kotov et al., 1997; Donskaya et al., 2000; Gladkochub et al., 2015].

Наиболее детальное описание слоистых толщ, структуры, магматизма, метаморфизма и эволюции слюдянского комплекса приведено в монографии [Vasilyev et al., 1981]. В пределах комплекса распространены преимущественно небольшие интрузивные тела (дайки, жилы) гранитоидов, сиенитов, монцонитов и святоноситов. Единственное сравнительно крупное тело магматических пород – Малобыстринский сиенитовый массив – прорывает толщи слюдянской и хангарульской серий и тела метагаббро слюдянского комплекса (*рис. 2*). Детальное описание массива приведено в работах [Vasilyev et al., 1981; Levitsky, Plyusnin, 1991]. Массив сложен разнообразными известково-щелочными сиенитами – клино- и двупироксеновыми амфиболовыми, биотитовыми, кварцевыми, а также граносиенитами. Массив насыщен разновеликими блоками ксенолитами метаморфических пород; его строение можно назвать «ситовидным». Состав сиенитов существенно зависит от состава метаморфических пород, граничащих с конкретной разновидностью сиенитов. На этом основании массив отнесен к автохтонным, аллохтонными являются апофизы. В составе массива

выделяются небольшие (до 10–30 м) тела святоноситов неправильной формы. Тела святоноситов обычно приурочены к границам сиенитов с метагабброидами и породами харагольской свиты [Vasilyev et al., 1981].

На Малобыстринском массиве святоноситы представляют собой эгирин-авгитовые щелочные породы с содержанием титанистого андрадита до 10–20 % [Vasilyev et al., 1981; Levitsky, Plyusnin, 1991]. Представительные анализы граната приведены в Прил. 1, табл. 1.1. Изученные нами святоноситы являются мелкозернистыми и равномерно-зернистыми породами (*рис. 3, а, б*, обр. БС-180). Минеральный состав святоноситов следующий: гранат 3–5 %, титанит 3–5 %, эгирин-авгит 30–35 %, пертитовый калишпат 15–20 %, плагиоклаз 30–35 %, апатит 2–3 %. Эпидот как вторичный минерал встречается в некоторых образцах до 5 %. Рудный минерал представлен титаномагнетитом, в породе его меньше 1 %. При низком содержании SiO₂ в святоноситах, как и в монцонитах, присутствует небольшое (менее 1 %) количество кварца. Гранат встречается обычно в виде мелких зерен или агрегатов из нескольких зерен (*рис. 3, б, 4, а–е*). Каймы вокруг граната и включений других минералов в нем не наблюдается. По классификации плутонических пород [Streckeisen, 1976], согласно соотношению в породах кварца и щелочного полевого шпата и плагиоклаза (QAP), породы относятся к сиенитам, монцонитам и монцогоаббро. В монографии А.Н. Заварицкого [Zavaritskiy, 1956] святоноситы, как и монцониты, рассматриваются в группе сиенита-трахита.

Возраст святоноситов Малобыстринского массива до настоящего времени не определялся. Возможность применения U-Pb метода ограничена из-за отсутствия циркона в данных породах, поскольку цирконий перераспределяется в другие минералы, в частности в гранат. Присутствие граната, в свою очередь, позволяет

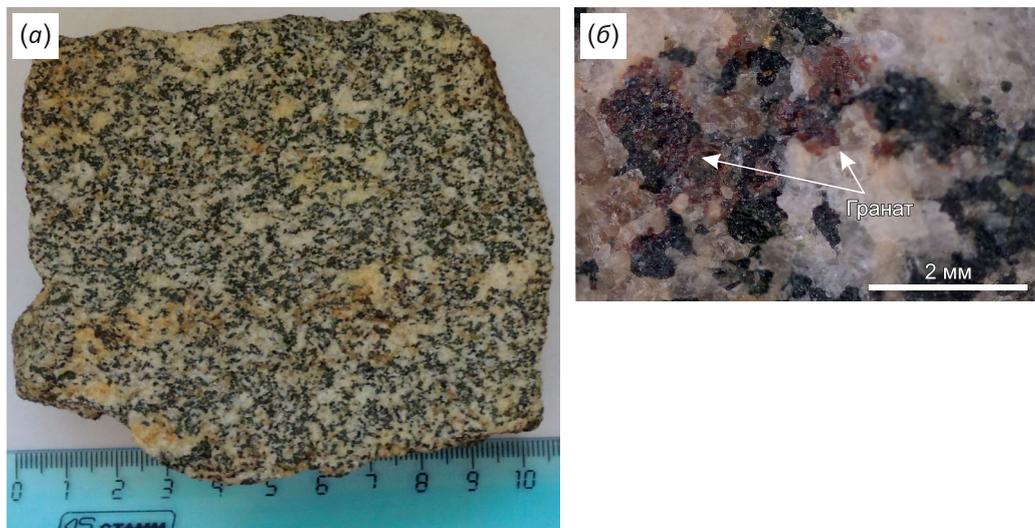


Рис. 3. Фото образца сиенита с андрадитовым гранатом (святоносита) БС-180 (а) и породообразующего граната в нем (б).
Fig. 3. Macro photographs of a sample of syenite with andradite garnet (sviatonossite) BS-180 (a) and rock-forming garnet therein (b).

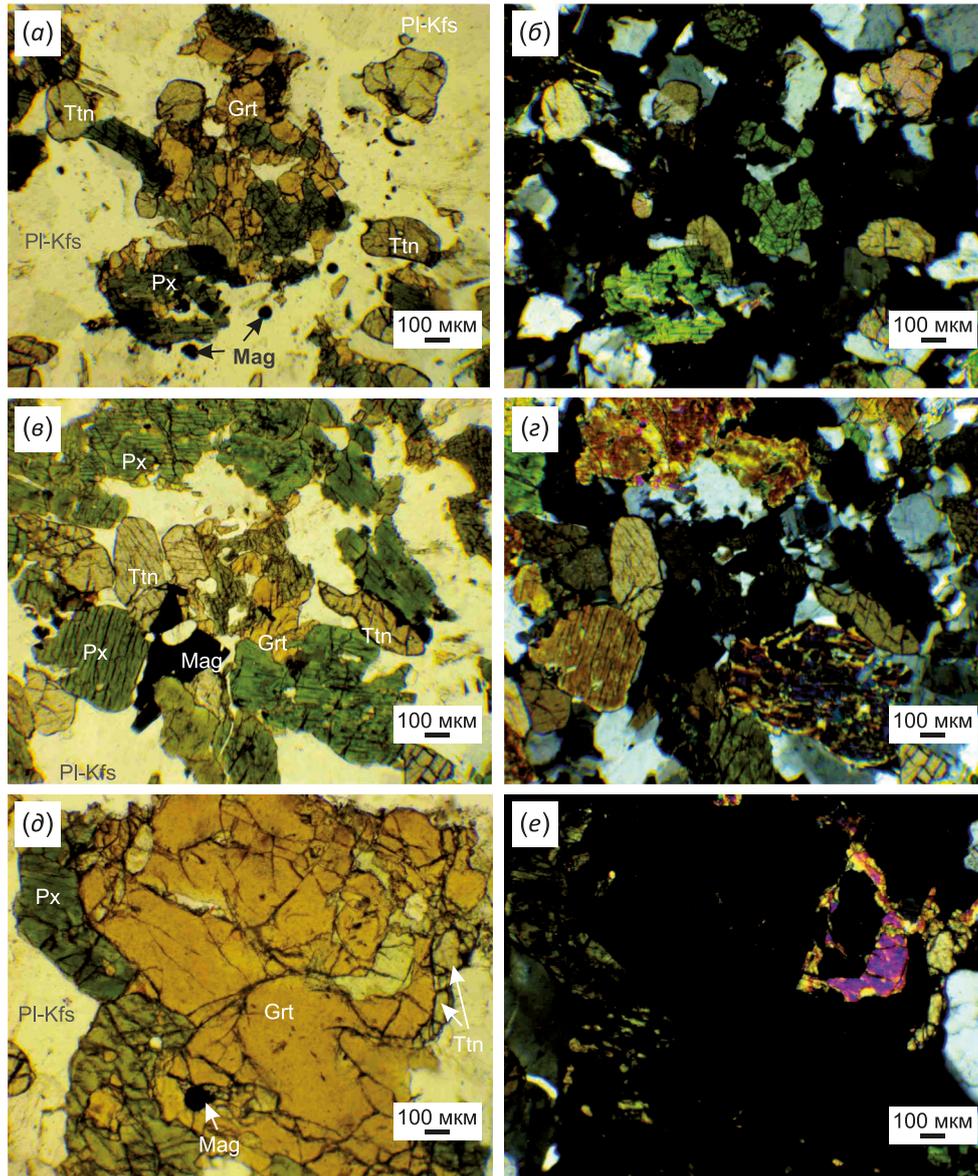


Рис. 4. Фото шлифа сиенита с андрадитовым гранатом (святоносит) в отраженном свете (а, в, д) и при скрещенных николях (б, г, е). Сокращения минералов: Px – пироксен, Ttn – титанит (сфен), Grt – гранат, Mag – титаномагнетит, Pl-Kfs – полевые шпаты. Аббревиатура здесь и далее приводится по [Warr, 2021].

Fig. 4. Thin section photomicrographs of syenite with andradite garnet (sviatonossite) in polarized light (a, в, д) and in cross-polarized light (б, г, е). Mineral abbreviations: Px – pyroxene, Ttn – titanite (sphene), Grt – garnet, Mag – titanomagnetite, Pl-Kfs – feldspars. Hereinafter, abbreviation is the same as that in [Warr, 2021].

использовать Sm-Nd метод датирования. Изученные авторами пробы святоноситов отобраны из небольшого тела, приуроченного к области контакта массива с породами харагольской свиты. Породы свиты здесь представлены скаполит-диопсидовыми, местами – гранатсодержащими гнейсами, протолит которых реконструируется как известково-силикатные осадки, а силикатная составляющая – как туфы андезитового состава [Reznitsky et al., 2004]. Для сопоставления геохимических и изотопных характеристик святоносита с породами Малобыстринского массива в работе представлены химические и изотопные составы сиенита (БС-621) и одновозрастного ему монцонита из

дайкового тела (образцы под номерами ПС-406, 409, 410). Проба БС-621 отбиралась из крупной апофизы Малобыстринского массива (аллохтонный тип). Монцониты (ПС-406, 409, 410) отобраны из крупной дайки протяженностью несколько километров, при мощности 80–100 м. Эта дайка несет так называемую полосу или зону флогопитовых рудников [Vasilyev et al., 1981]. В составе дайки наблюдаются разные типы мелкозернистых (жильных) сиенитов, но преобладают собственно монцониты. Их отличительная черта – парагенезис среднего плагиоклаза (35–40 мол. % An) с ортоклаз-микрпертитом. В отличие от малобыстринских сиенитов, состав дайки совершенно не зависит от типа

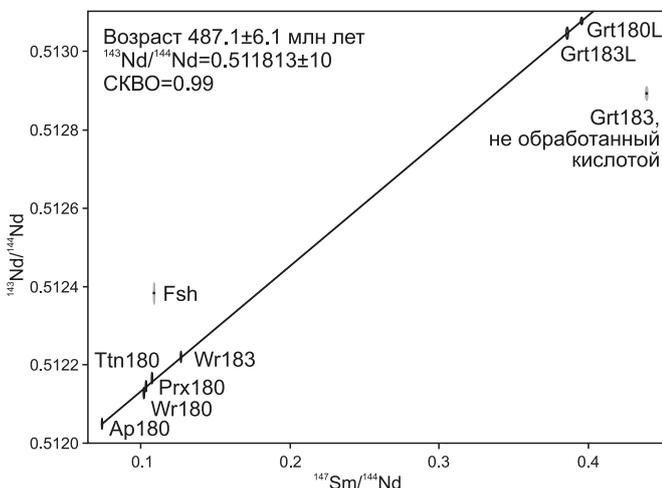
пересекаемых дайкой пород. Возраст сиенита (БС-621) и монцонита (ПС-406) указан в работах [Kotov et al., 1997; Salnikova et al., 1998; Reznitskii et al., 2000] и для наглядности представлен на рис. 2.

3. МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Анализы гранатов выполнены в ЦКП «Геоспектр» Геологического института им. Н.Л. Добрецова (ГИН СО РАН, г. Улан-Удэ, Россия) на сканирующем электронном микроскопе с энергодисперсионной приставкой Leo 1430VP с INCA-Energy 350. Содержание основных компонентов в гранатах представлено в Прил. 1, табл. 1.1. В тексте, рисунках и таблицах аббревиатура минералов приводится по [Warr, 2021].

Элементный и изотопный состав образцов получен в ЦКП «Геодинамика и геохронология» Института земной коры СО РАН (ИЗК СО РАН, г. Иркутск, Россия). Содержание породообразующих оксидов определено методом силикатного анализа, а микроэлементов – методом ИСП-МС [Panteeva et al., 2003; Pashkova et al., 2019]. Процедура разложения проб заключалась в сплавлении с метаборатом лития и последующем разложении с использованием смеси кислот (50 мг образца + 5 мл HF + 2 мл HNO₃ + 1 мл HClO₄), что позволяло достигать полного растворения пробы вместе с труднорастворимыми минералами. Ошибка определения концентраций микроэлементов методом ИСП-МС составляет не более 5%. Химический состав образцов представлен в Прил. 1, табл. 1.2.

Выделение минеральных фракций для последующих изотопных исследований проводилось с использованием тяжелых жидкостей, магнитной сепарации и ручного отбора. Определение содержаний и изотопного состава Sm, Nd, Rb, Sr пород, а также Sm, Nd в минералах выполнено следующим образом. Для удаления возможных включений монацита и апатита в гранате его истертая фракция обрабатывалась 2 N HCl при температуре около 90 °C в течение часа, затем промывалась чистой водой и обрабатывалась разбавленной HF при комнатной температуре. Методика обработки граната описана в статье [Shkol'nik et al., 2004].



После кислотной обработки брали навеску истертого порошка граната и добавляли ¹⁴⁹Sm–¹⁵⁰Nd трассер. Перед взятием навесок истертые порошки образцов обрабатывались 2.2N HCl для удаления вторичных или карбонатных загрязнений. После высушивания навески образцов, растертых в пудру с добавленными к ним трассерами ¹⁴⁹Sm–¹⁵⁰Nd и ⁸⁵Rb–⁸⁴Sr, разлагались в тefлоновых бомбах в смеси HF+HNO₃+HClO₄ с использованием микроволновой и лабораторной печей. Работа по выделению Sm и Nd происходила с использованием хроматографических смол компании Elchrom. Редкоземельные элементы выделены с помощью смолы TRU Spec, а последующее разделение Sm и Nd осуществлялось на колонках со смолой LnSpec [Pin, Santos Zalduegui, 1997]. Разделение Rb и Sr проходило на смоле SrSpec при отделении Sr с помощью воды [Demonterova et al., 2022]. Измерения изотопных отношений Sm-Nd и Rb-Sr выполнены при помощи масс-спектрометра Finnigan MAT262. Воспроизводимость определений ¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd была ~±0.2 % (2σ), ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd – ±0.003 % (2σ). Средневзвешенное значение ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd в стандарте JNd-1 за период измерений составило 0.5120862±16 (2σ, n=45). Средневзвешенное значение ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr в стандарте NBS 987 за период измерений составило 0.710256±04 (2σ, n=30). Данные изотопных анализов представлены в Прил. 1, табл. 1.3, 1.4.

4. РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Для исследования Sm-Nd методом в работе использованы мономинеральные фракции из двух проб святоноситов, отобранных из разных частей магматического тела. Результаты Sm-Nd датирования приведены на диаграмме ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd – ¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd (рис. 5). Фигуративные точки минералов (апатит, титанит, пироксен, гранат) и вала проб БС-180 и БС-183 образуют линию, наклон которой соответствует возрасту 487.1±6.1 млн лет (СКВО=0.99). Полученный возраст святоноситов Малобыстринского массива несколько древнее двупироксеновых кварцевых сиенитов (БС-621), возраст которых 474±5 млн лет [Kotov et al., 1997] (см. рис. 2). Данный возраст близок к возрасту синметаморфических

Рис. 5. Sm-Nd изохрона для святоноситов из Малобыстринского массива. Изохрона рассчитана по минералам и валу пробы БС-180 (Wr180), гранату и валу пробы БС-183 (Wr183) и соответствует возрасту 487.1±6.1 млн лет. Параметры Sm-Nd изохроны рассчитаны с помощью программы IsoplotR [Vermeesch, 2018]. Пунктирная линия проведена по не использованным для изохроны данным.

Fig. 5. Sm-Nd isochron diagram for sviatonossites from the Malobystrinsky massif. The isochrone, calculated from minerals and bulk sample БС-180 (Wr180), garnet and bulk sample БС-183 (Wr183), corresponds to the age of 487.1±6.1 Ma. The parameters of the Sm-Nd isochrone were calculated using IsoplotR [Vermeesch, 2018]. The dotted line is drawn from the isochrone-unused data.

гранитоидов (БС-625 и БС-613/14) (гиперстеновые и двупироксеновые эндрбиты) 481±5 и 478±2 млн лет [Kotov et al., 1997] (см. рис. 2).

При рассмотрении геохимических характеристик Малобыстринского массива авторы статьи использовали новые данные, а также данные химических анализов из ранее опубликованных работ [Levitsky, Plusnin, 1991]. Породы характеризуются широкими вариациями концентраций основных породообразующих оксидов. Согласно классификации [Frost et al., 2001;

Frost C.D., Frost B.R., 2011], исследованные породы относятся к ряду существенно железистых и метаглиноземистых пород с индексом ASI ниже 1 (рис. 6). Породы характеризуются содержанием SiO₂ от 49 до 65 мас. % и суммой щелочей K₂O+Na₂O до 12 мас. %, MgO ниже 4 мас. %, высокими содержаниями TiO₂ – до 2.5 мас. %, Al₂O₃ – до 17 мас. %. CaO варьируется в широком интервале значений – от 2.2 до 14.7 мас. % (рис. 7).

По микроэлементному спектру породы близки между собой и характеризуются общими минимумами

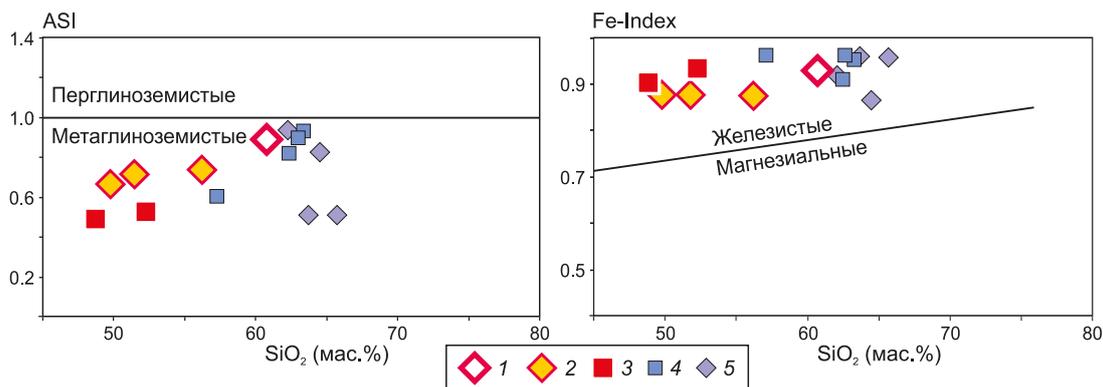


Рис. 6. Диаграммы ASI – SiO₂ и Fe-Index – SiO₂ [Frost et al., 2001] для магматических пород слюдянского комплекса. 1 – сиенит (БС-621); 2 – монзониты (ПС-406, 409, 410); 3 – святоноситы (БС-180, 183); 4 – святоноситы; 5 – сиениты и граносиениты [Levitskii, Plusnin, 1991]. Коэффициенты рассчитываются: ASI=[Al]/(Ca-1.67P+Na+K); Fe-Index=FeO/(FeO+MgO).

Fig. 6. Diagrams of ASI – SiO₂ and Fe-Index – SiO₂ [Frost et al., 2001] for igneous rocks of the Slyudyanka complex. 1 – syenites (БС-621); 2 – monzonites (ПС-406, 409, 410); 3 – sviatonossites (БС-180, 183); 4 – sviatonossites; 5 – syenites and granosyenites [Levitskii, Plusnin, 1991]. The indexes are calculated as: ASI=[Al]/(Ca-1.67P+Na+K); Fe-Index=FeO/(FeO+MgO).

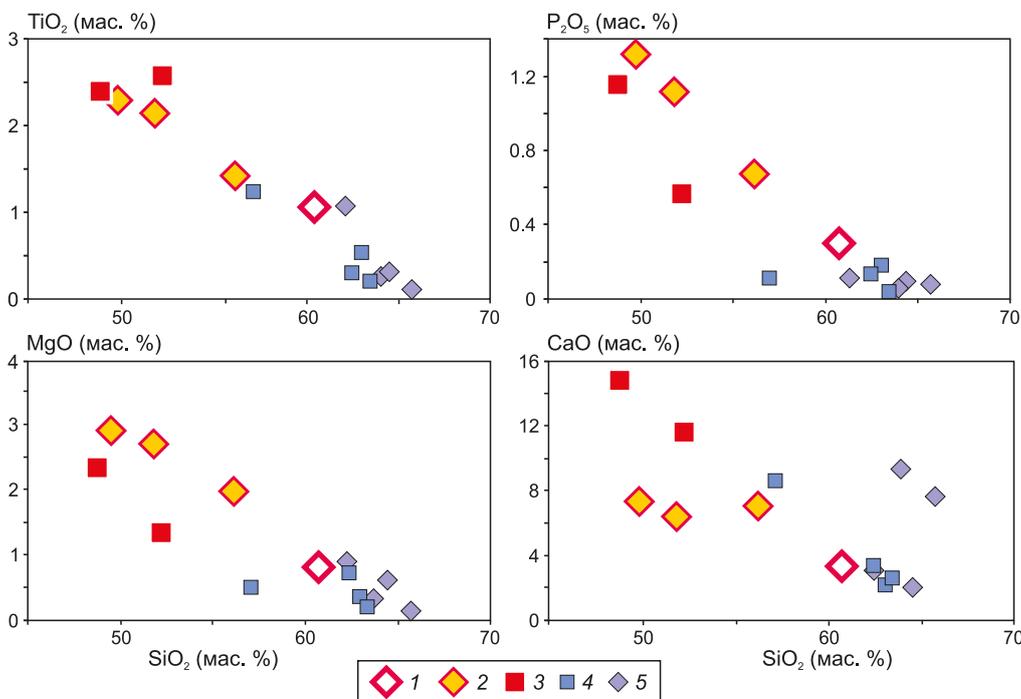


Рис. 7. Диаграммы вариаций петрогенных оксидов относительно SiO₂ для магматических пород слюдянского кристаллического комплекса. Условные обозначения см. на рис. 6.

Fig. 7. Diagrams of the variations of petrogenic oxides relative to SiO₂ for igneous rocks of the Slyudyanka complex. See Fig. 6 for notations.

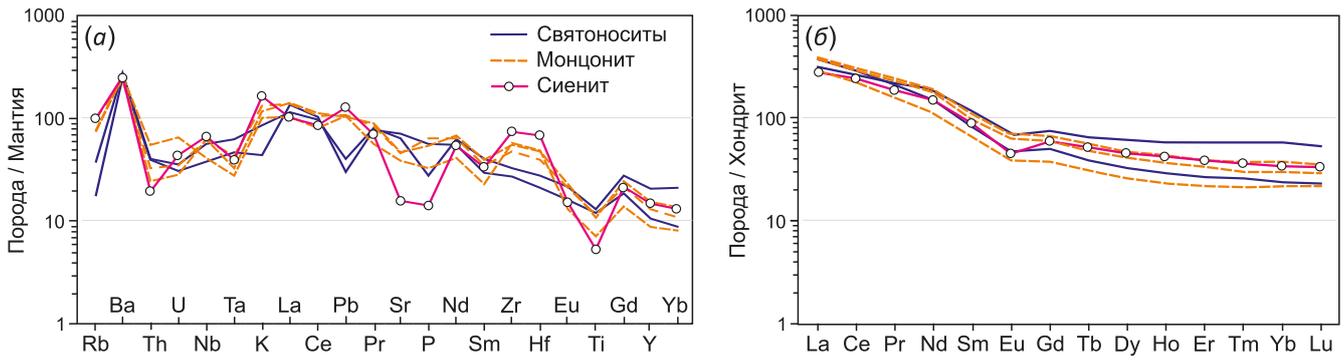


Рис. 8. Диаграмма нормированных концентраций несовместимых элементов к недифференцированной мантии [Sun, McDonough, 1989] (a) и составу хондрита (б) [McDonough, Sun, 1995] для пород Малобыстринского массива.
Fig. 8. Plots of incompatible element concentrations normalized to the primitive mantle (a) [Sun, McDonough, 1989] and incompatible element concentrations normalized to chondrites (б) [McDonough, Sun, 1995] for the rocks of the Malobystrinsky massif.

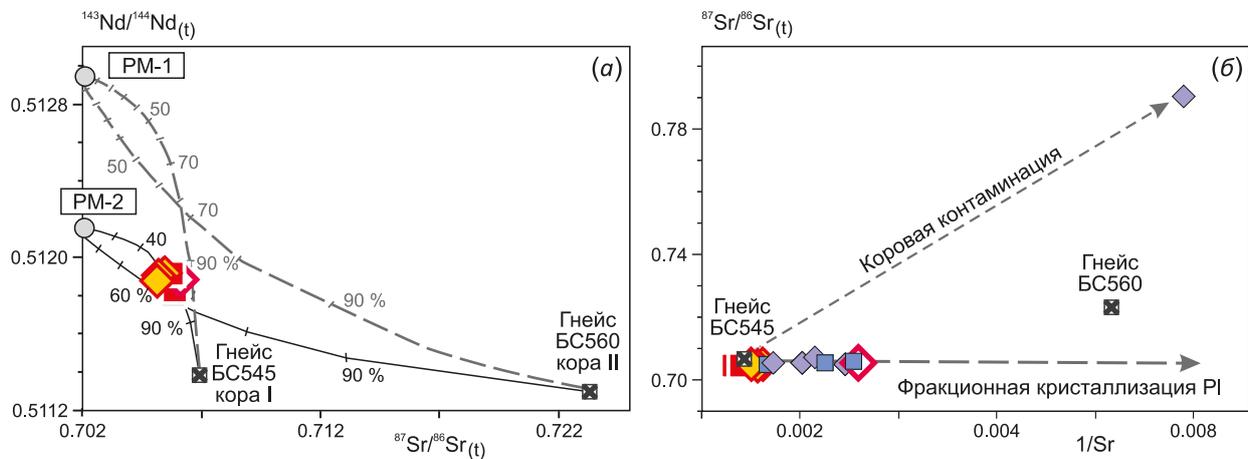


Рис. 9. Изотопно-геохимические характеристики $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{(t)} - ^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(t)}$ (a) и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(t)} - 1/\text{Sr}$ (б) для пород Малобыстринского массива и образцов гнейсов слюдянского комплекса.
 Кривые смешения (a) рассчитаны с использованием модели двухкомпонентного смешения [Faure, 1986]. Для моделирования в первичных выплавках (PM-1 и PM-2) содержание Sr принимается за 1000 г/т, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0.702$ и Nd – 100 г/т; для линий смешения, показанных серым пунктиром, первичный расплав (PM-1) соответствует общему мантийному компоненту FOZO с $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0.51295$, а для линий смешения, показанных черными линиями, первичный расплав (PM-2) подобен мантийному компоненту EM-II с $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0.5121$ [Iwamori, Nakamura, 2015]; состав коры I принят с изотопным составом, как у гнейса БС-545: Sr 1300 г/т, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 0.7069 и Nd 18 г/т при $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 0.51138; состав коры II принят с изотопным составом, как у гнейса БС-560: Sr 120 г/т, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 0.723 и Nd 43 г/т при $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 0.5115. Условные обозначения см. на рис. 6.

Fig. 9. Isotopic-geochemical characteristics $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{(t)} - ^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(t)}$ (a), $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(t)} - 1/\text{Sr}$ (б) for the rocks of the Malobystrinsky massif and gneisses of the Slyudyanka complex.

The mixing curves are calculated using the two-component mixing model [Faure, 1986]. For modeling, Sr content of the primary melts (PM-1 and PM-2) is assumed to be 1000 ppm, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0.702$ and Nd – 100 ppm; for mixing shown by the gray dashed lines, the primary melt (PM-1) corresponds to FOZO mantle component with $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0.51295$, and for mixing shown by the black lines, the primary melt (PM-2) is similar to EM-II mantle component with $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0.5121$ [Iwamori, Nakamura, 2015]; the crust I is assumed to have the same isotopic composition as gneiss BS-545: Sr 1300 ppm, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 0.7069, and Nd 18 ppm at $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 0.51138; the crust II is assumed to have the same isotopic composition as gneiss BS-560: Sr 120 ppm, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 0.723, and Nd 43 ppm at $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 0.5115. See Fig. 6 for notations.

по Th-U, Nb-Ta и Ti. Состав сиенита подобен составу монцонитов, но отличается существенным недостатком Sr, P и Ti и высоким пиком Zr-Hf (рис. 8, а). Святоноситы от сиенита и монцонитов отличаются минимумом по Pb и сглаженным спектром Zr-Hf. На спектрах распределения редкоземельных элементов (РЗЭ) для всего комплекса пород наблюдается очень слабая отрицательная аномалия Eu, наиболее выраженная для сиенита

(рис. 8, б). Спектры тяжелых РЗЭ (от Gd до Lu) пологие. Отношение легких редких земель к тяжелым в изученных породах (La_N/Lu_N) варьируется от 5 до 15.

Данные по изотопному составу Nd и Sr показывают незначительные отличия монцонита и сиенита от святоноситов. Диапазон скорректированных на возраст значений $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{(t)}$ в сиените и монцоните составляет 0.511934–0.511881 ($\epsilon\text{Nd}_{(t)}$ –1.9...–2.8), при $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$

0.705758–0.706035 ($\epsilon Sr_{(t)} 21-29$) (рис. 9; Прил. 1, табл. 1.4). В святоноситах $^{143}Nd/^{144}Nd_{(t)}$ 0.511818–0.511802 ($\epsilon Nd_{(t)}$ –3.8...–4.1) при близких $^{87}Sr/^{86}Sr \sim 0.70577$ ($\epsilon Sr_{(t)} -26$). Модельный возраст всех рассматриваемых пород $T_{Nd}(DM)$ имеет мезопротерозойские значения 1.26–1.62 млрд лет (Прил. 1, табл. 1.4).

5. ОБСУЖДЕНИЕ

Возраст пород. Возраст гранулитового метаморфизма толщ слюдянского комплекса, определенный U-Pb методом по цирконам (ID-TIMS) из двух проб син-метаморфических гранитоидов (БС-625 и БС-613/14) (гиперстеновых и двупироксеновых эндербитов), составляет 481 ± 5 и 478 ± 2 млн лет [Kotov et al., 1997] (см. рис. 2). Определение U-Pb методом (ID-TIMS) по единичным зернам циркона гранулитового морфологического типа из тех же двух проб гранитоидов дает возраст 477.6 ± 2 млн лет [Salnikova et al., 1998]. По циркону гранулитового морфологического типа, но непосредственно из метаморфических пород (двупироксеновых и гиперстеновых гнейсов) с использованием U-Pb локального датирования (LA-ICP-MS) получены значения возраста в диапазоне 480–495 млн лет с пиком на 487 млн лет [Kovach et al., 2013].

Возраст Малобыстринского массива первоначально определен Rb-Sr методом. Наклон изохроны, полученный по валовым составам пород, соответствует 511 ± 11 млн лет [Levitsky, Plyusnin, 1991; Plyusnin et al., 1991]. Однако это значение возраста оказалось древнее, за рамками аналитической неопределенности в сравнении с более поздними U-Pb определениями по циркону. U-Pb методом по циркону (ID-TIMS) из двупироксеновых сиенитов (БС-621) получено значение возраста 474 ± 5 млн лет [Kotov et al., 1997] и 471.2 ± 2 млн лет (single crystal) [Salnikova et al., 1998]. В пределах погрешности с возрастом сиенитов совпадает U-Pb возраст монцонитов из рудничной дайки (ПС-406) 470.1 ± 1.5 [Reznitskii et al., 2000]. Для жильных аляскитовых гранитов U-Pb возраст по циркону (ID-TIMS) составил 477.3 ± 5 млн лет, а для так называемых постфлогопитовых редкоземельных пегматитов – 447 ± 2.4 млн лет [Reznitskii et al., 2000]. Для флогопитовых жил $^{40}Ar/^{39}Ar$ методом по флогопиту получены значительно различающиеся определения возраста 450 ± 8 и 480 ± 4 млн лет [Ivanenko et al., 1990]. Причина такого различия значений не очевидна. По данным Rb-Sr датирования флогопитоносные жилы формировались 459.6 ± 6.6 млн лет [Reznitskii et al., 1999]. Полученная в нашей работе Sm-Nd изохрона, хотя и имеет достаточно большую погрешность, указывает на то, что святоноситы связаны с другими магматическими породами Малобыстринского массива и слюдянского кристаллического комплекса в рамках единого геодинамического события.

Минералогические ограничения на генезис андрадитового граната в сиенитах. Существует несколько гипотез образования андрадита в магматических породах: 1) Ti-андрадит в магме появляется в

результате ассимиляции вмещающих пород, при этом полное переплавление вмещающих пород сиенитовой магмой может не происходить [Litvinovsky, 1967, 1973; Litvinovsky et al., 1986; Chappell et al., 1987]; 2) при смешении магм образуются гибридные породы с кристаллизацией граната как породообразующего минерала [Barnes et al., 2005, 2012]; 3) при плавлении тоналита или метаграувакк во время гранулитового метаморфизма гранат кристаллизуется как самостоятельная фаза [Singh, Johannes, 1996; Vielzeuf, Montel, 1994]; 4) гранат образуется при высокотемпературном метасоматозе под воздействием флюидов на магматическую породу [Petrova et al., 1981; Levitsky, Plyusnin, 1991] или как продукт инфильтрационной метасоматической переработки карбонатных вмещающих пород в зоне контакта с щелочно-сиенитовой интрузией [Litvinovsky, 1967, 1973; Litvinovsky et al., 1986; Coulson et al., 2007]. В исследованиях показано, что, если гранат является ксеногенным, он характеризуется большим количеством минеральных включений [Scheibner et al., 2007; Turkina, Sukhorukov, 2017]. Гранат из сиенитов Малобыстринского массива не имеет таких включений. Он равномерно распределен в матрице породы и по взаимоотношениям с другими минералами сингенетичен им, т.е. структурно и текстурно выглядит как образованный из магмы. Полученный Sm-Nd изохронный возраст, где данные для граната лежат на общей изохроне, однозначно указывает на его сингенетичность с другими минералами. Такие соотношения маловероятны для породы, подвергшейся метасоматическим преобразованиям под воздействием флюидов. Предположение, что только гранат в сиените образовался за счет флюидов без преобразования других породообразующих минералов, маловероятно.

Геохимические ограничения на генезис пород. Происхождение святоноситов в целом и святоноситов Малобыстринского массива в частности является дискуссионным. Как отмечалось выше, присутствие граната в сиенитах часто связывается с процессами ассимиляции коры [Litvinovsky, 1967, 1973; Vasilyev et al., 1981; Litvinovsky et al., 1986; Barnes et al., 2005] или гибридизации основных магм гранитными магмами [Barnes et al., 2012]. Авторы статьи [Levitsky, Plyusnin, 1991] считали, что породы Малобыстринского массива формировались «in situ» (автохтонные), поддерживая гипотезу наложенного высокотемпературного метасоматоза мантийными флюидами. Гранатсодержащие скарны описаны на контактах сиенитов Малобыстринского массива с мраморами. Но мы не рассматриваем мраморы как возможные породы для контаминации при образовании пород, подобных святоноситам, так как замечено, что сиениты, образованные при ассимиляции мраморов, содержат кальцит [Petrova et al., 1981; Litvinovsky et al., 1986; Barnes et al., 2005]. Опробованные нами святоноситы располагаются в поле выхода гнейсов харагольской свиты и метагаббро. Химический и микроэлементный состав гнейсов харагольской свиты представлен в работе [Reznitsky et al., 2004].

Для двух гнейсов харагольской свиты нами получены изотопные данные. Один из них – диопсид-скаполитовый гнейс БС-545 – имеет значения $\epsilon Nd_{(t)}$ –11 и $\epsilon Sr_{(t)}$ +42, второй – гранат-диопсид-скаполитовый гнейс БС-560 – значения $\epsilon Nd_{(t)}$ –8.7 и $\epsilon Sr_{(t)}$ +275 (рис. 9). Полученные значения $\epsilon Nd_{(t)}$ –2.1...+4.1 и $\epsilon Sr_{(t)}$ 26 для святоноситов попадают в область распространения гранитов (граниты I-типа) согласно [McCulloch, Chappell, 1982]. Изотопный состав Sr и Nd для данных пород показывает участие в плавлении вещества с более радиогенным изотопным составом, по изотопным характеристикам подобным коре разного типа от рециклированных осадков [Weaver, 1991; Eisele et al., 2002] до нижней континентальной коры базитового состава [Willbold, Stracke, 2006, 2010]. Представленные гнейсы харагольской свиты сильно различаются по $^{87}Sr/^{86}Sr_{(t)}$ и по концентрации Sr. Расчет линий смещения между гипотетическим мантийным расплавом с гнейсами БС-545 и БС-560 показывает (рис. 9, а), что для объяснения Sr-Nd изотопного состава исследованных нами магматических пород необходимо преобладающее плавление пород коры. Доля гнейсов в модельной смеси составляет 60 % и более, в зависимости от принимаемого состава первичной мантийной выплавки. Sm-Nd данные свидетельствуют о плавлении сиенитов при существенном вкладе протерозойской коры с возрастом ~1.4 млрд лет с ограниченным участием выплавки мантийного состава. При анализе диаграммы $1/Sr - ^{87}Sr/^{86}Sr_{(t)}$ (рис. 9, б) видно, что сиениты, монцониты и святоноситы не образуют контаминационного тренда, связанного с добавлением вещества с высокими изотопными отношениями Sr. Отношение $^{87}Sr/^{86}Sr_{(t)}$ в породах массива остается постоянным при значительных вариациях значения $1/Sr$. Такой отчетливый тренд связан с влиянием фракционной кристаллизации плагиоклаза или участием контаминационного компонента с $^{87}Sr/^{86}Sr_{(t)}$ значением, аналогичным святоноситам, или с плавлением коры, по типу подобной метаморфическим породам слюдянского комплекса. Таким образом, можно предположить, что контаминационными компонентами для сиенитовой магмы при образовании святоноситов могли быть диопсид-скаполитовые гнейсы, которые бедны по сравнению с сиенитовыми выплавками микроэлементами, но привносили кальциевую составляющую для кристаллизации андрадитового граната. Полученное значение возраста святоноситов (Sm-Nd – 487 млн лет) выше данных возраста сиенитов (U-Pb – 474 млн лет) Малобыстринского массива, что, возможно, связано с контаминацией сиенитовой магмы более древними породами при образовании святоноситов. Возраст святоноситов по значению близок к возрасту гранулитового метаморфизма.

Минералогические и геохимические характеристики предполагают тесную генетическую связь между святоноситами, монцонитами и сиенитами. Высокие содержания TiO_2 , Al_2O_3 , CaO и K_2O+Na_2O в сиенитах, монцонитах и святоноситах (см. рис. 6, 7) могут свидетельствовать о низких степенях частичного плавления или

последующей дифференциации расплава с накоплением этих компонентов. По распределению редкоземельных элементов на диаграмме нормированных по хондриту составов сиенит, монцонит и святоносит близки между собой (см. рис. 8, б). По общему микроэлементному спектру породы похожи, что лучше всего видно по несовместимым элементам, которые находятся в левой части спайдер-диаграммы (см. рис. 8, а). Святоноситы отличаются ярким минимумом по Pb и отсутствием максимума по Zr и Hf. Монцониты и сиенит близки по спектрам за исключением глубоких минимумов Eu, Sr, P и Ti у сиенита. Поведение данных элементов может быть связано с фракционной кристаллизацией плагиоклаза (Eu, Sr). Обеднение Eu и Sr могло также произойти, если бы плавился плагиоклазосодержащий субстрат [Willbold, Stracke, 2010], например гранулит, в котором плагиоклаз оставался в рестите. Общие для всех рассматриваемых пород микроэлементные спектры с минимумом по Th-U на спайдер-диаграмме указывают на преобладание в источнике плавления амфибола или пироксена [Pilet et al., 2008]. Сиениты, монцониты и святоноситы Малобыстринского массива демонстрируют отчетливо высокие значения Ba/Rb (20–85) и низкие значения Rb/Sr (<0.2), что говорит о наличии амфибола, а не пироксена в источнике плавления (рис. 10) [Furman, Graham, 1999]. Геохимические данные указывают на плавление коровых пород, содержащих амфибол и пироксен, например амфиболитов. Наблюдаемый Nb-Ta минимум на диаграмме (см. рис. 8) для рассматриваемых пород связан с плавлением метаморфических пород слюдянского комплекса подобно амфиболитам, протолит которых формировался в задуговом бассейне [Shkol'nik et al., 2011]. В целом, обеднение по Nb и Ta типично для континентальной коры [Rudnick, Gao, 2003], а следовательно, будет унаследовано анатектическими расплавами, образованными при ее плавлении. Авторы не рассматривают гипотезу о мантийном происхождении сиенитов слюдянского комплекса, потому что к этому нет никаких предпосылок. Если предполагать плавление примитивной мантии, то количество примеси корового материала составит 90 % (см. рис. 9, а) и спектр микроэлементов (см. рис. 8) будет другой.

Сиениты встречаются в самых разнообразных геодинамических обстановках. Они образуются в условиях коллизионных орогенов (например [Mukhopadhyay et al., 2011; Nosova et al., 2019]) при континентальном рифтогенезе [Zhang et al., 2019] и встречаются на океанических островах [Troll, Carrecedo, 2016]. Однако комплекс имеющихся данных, а именно пространственная и временная ассоциация изученных нами сиенитов, пород с андрадитовым гранатом (святоноситов) и монцонитов со слюдянским комплексом, говорит в пользу того, что их генетическая природа связана с коллизионными процессами. В работе [Zorin et al., 2009] подробно рассмотрено, как изначально формируется задуговой бассейн, а затем при столкновении дуги и континента этот задуговой бассейн конвертируется

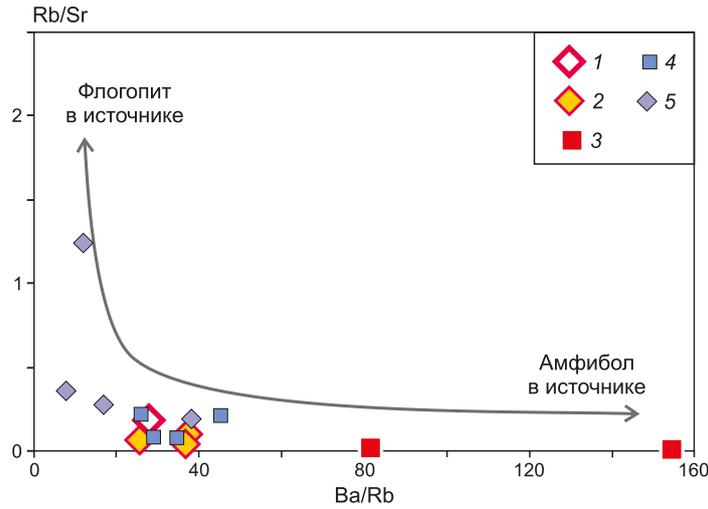


Рис. 10. Диаграмма Rb/Sr – Ba/Rb [Furman, Graham, 1999] для магматических пород слюдянского комплекса. Условные обозначения см. на рис. 6.

Fig. 10. Rb/Sr vs. Ba/Rb diagram [Furman, Graham, 1999] for igneous rocks of the Slyudyanka complex. See Fig. 6 for notations.

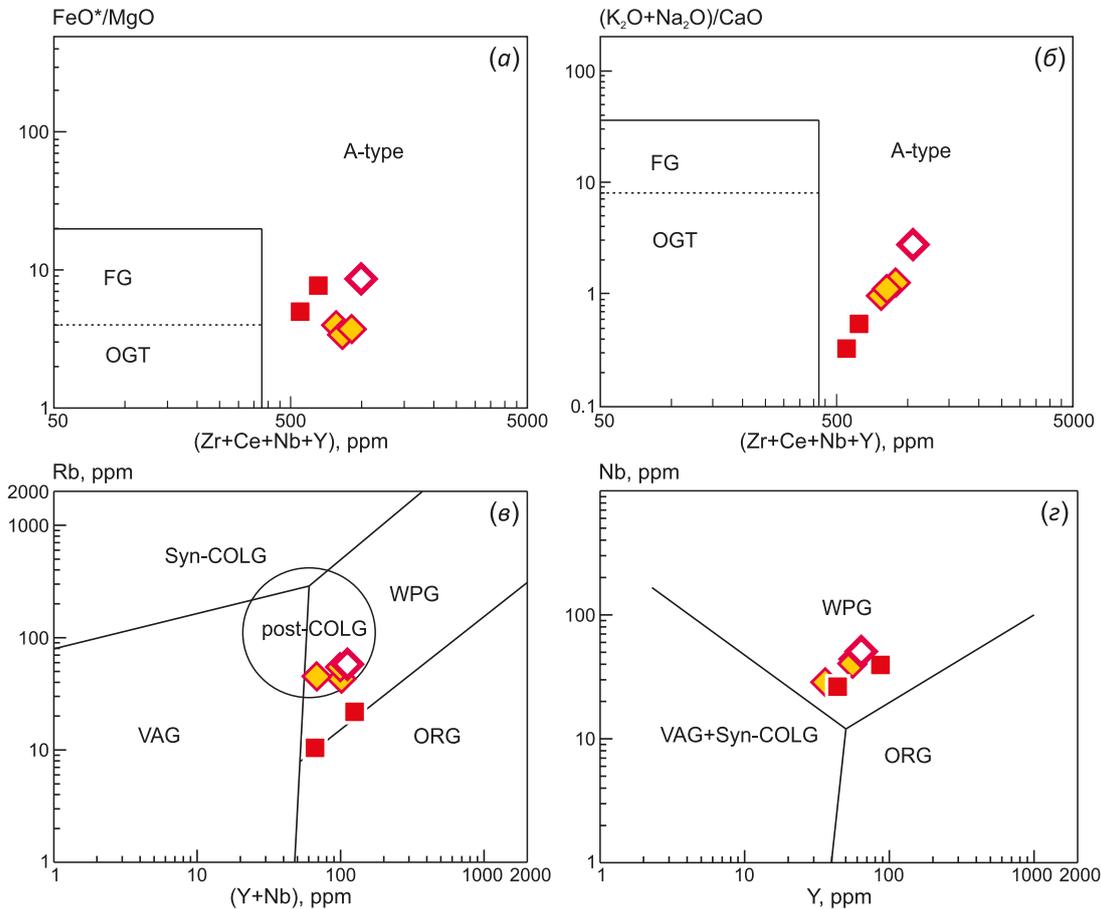


Рис. 11. Диаграммы соотношений $FeO^*/MgO - (Zr+Ce+Nb+Y)$ (а) и $(K_2O+Na_2O)/CaO - (Zr+Ce+Nb+Y)$ (б) [Whalen et al., 1987], $Rb - (Y+Nb)$ (в) [Pearce, 1996], $Nb - Y$ (г) [Pearce et al., 1984] для пород Малобыстринского массива.

Значение аббревиатур на диаграммах, граниты: FG – фракционированные, OGT – нефракционированные, Syn-COLG – син-коллизийные, VAG – вулканических дуг, WPG – внутриплитные, ORG – океанических хребтов. Расчет $FeO^*=FeO+0.89*Fe_2O_3$. Условные обозначения см. на рис. 6.

Fig. 11. FeO^*/MgO (а) and $(K_2O+Na_2O)/CaO$ (б) vs. $(Zr+Ce+Nb+Y)$ [Whalen et al., 1987], Rb vs. $(Y+Nb)$ (в) [Pearce, 1996], Nb vs. Y (г) [Pearce et al., 1984] for the rocks of the Malobystrinsky massif.

FG – fractionated granites, OGT – unfractionated granites, Syn-COLG – syn-collisional granites, VAG – volcanic arc granites, WPG – intraplate granites, ORG – ocean ridge granites. $FeO^*=FeO+0.89*Fe_2O_3$. See Fig. 6 for notations.

в коллизионный ороген. При этом базиты дна задугового бассейна оказываются в низах коры, где метаморфизуются, в том числе, в амфиболитовую фацию. Плавление таких амфиболитов, в случае слюдянского комплекса, дало магмы, которые в итоге кристаллизуются в виде сиенитов и монцонитов. Что примечательно, в работе [Zorin et al., 2009] слюдянский кристаллический комплекс использован в качестве примера обсуждаемой коллизионной модели.

Использование диагностических диаграмм, таких как FeO^*/MgO (рис. 11, а) и $(K_2O+Na_2O)/CaO$ (рис. 11, б) к $Zr+Ce+Nb+Y$ [Whalen et al., 1987], а также $Rb-Y+Nb$ и $Nb-Y$ (рис. 11, в, г) [Pearce et al., 1984; Pearce, 1996], для установления геодинамической природы изучаемых пород подтверждает, что породы образовались в постколлизионных условиях или при плавлении пород первично-магматического происхождения. Обогащение высокозарядными элементами, такими как Zr, Y, и обеднение по P, Sr, Ti позволяет отнести выплавки данных сиенитов к А-типу гранитоидов. В то же время временной разрыв между пиком гранулитового метаморфизма и образованием синколлизионных гранитоидов, с одной стороны, сиенитами, монцонитами и аляскитами – с другой очень небольшой (менее 20 млн лет). За такое время не мог установиться внутриплитный режим. Иначе говоря, рассматриваемые магматические породы формировались в процессе завершения коллизии (постколлизионные). Это обстоятельство вместе со структурной позицией в слюдянском комплексе показывает, что Малобыстринский массив и дайково-жилые тела монцонитов формировались еще в ходе орогенеза. Геохимические параметры в значительной степени зависят от глубины плавления, состава источников и параметров кристаллизации магмы. При близких, частично перекрывающихся геохимических характеристиках сиениты могут относиться как к орогенным (постколлизионным), так и к внутриплитным (анорогенным) геодинамическим типам [Pearce, 1996; Barbarin, 1999]. В работе [Frost C.D., Frost B.R., 2011] предлагается, что образование метаглиноземистых железистых пород с кальциевой и щелочно-кальциевой специализацией, которую мы наблюдаем в породах Малобыстринского массива, может происходить при низких степенях частичного плавления коровых пород. Железистость в совокупности с микроэлементными данными сиенитов и их производных пород указывает на частичное плавление пород земной коры базитового состава, возможно амфиболита.

Геодинамическая интерпретация. В раннем ордовике в результате коллизии к Сибирскому кратону аккретировались океанические структуры (островные дуги, преддуговые, задуговые бассейны) и палеомикроконтиненты рифейского возраста (Тувинно-Монгольский, Байкало-Муйский) [Zorin et al., 2009]. Столкновение вызвало метаморфизм вдоль коллизионных зон и обширный гранитный магматизм в самих зонах [Donskaya et al., 2000; Belichenko et al., 2003]. Тектоническое утолщение коры, расслоение литосферы и после-

дующее ее растяжение позволяют достигать достаточно высоких температур, чтобы вызвать плавление метаморфизованных пород на коровых глубинах. Эксперименты при заданных РТ-условиях, соответствующих гранулитовой фации метаморфизма, показывают возможность плавления тоналитов и метаграувакк с образованием сиенитовых расплавов, при кристаллизации которых гранат является возможным породообразующим минералом [Vielzeuf, Montel, 1994; Singh, Johannes, 1996]. Для плавления на коровом уровне авторами данной статьи привлекается модель, предложенная в статье [Whittington et al., 2009], где показано, что при коллизионных процессах, вызывающих тектоническое сжатие осадочных толщ, через несколько десятков миллионов лет нижняя часть коры нагревается дополнительно из-за существующей обратной связи между температурой и температуропроводностью. Генерируемое из-за радиоактивного распада тепло не успевает отводиться, что приводит к аномальному разогреву коры [Gerdes et al., 2000; Whittington et al., 2009]. Температура коры растет, в итоге превышая солидус для метаморфических пород, что и создает условия для их плавления с образованием магм кислого и среднего состава. Геохимические и изотопные характеристики сиенитов, монцонитов и святоноситов, предполагаемый субстрат в виде амфиболитов говорят о возникновении магм на относительно неглубоком коровом уровне в условиях постколлизионного растяжения. Это согласуется с ранее предложенными геодинамическими реконструкциями Байкальского региона, описанными в работах [Zorin et al., 1994, 2009; Reznitskii et al., 2000; Dobretsov, Buslov, 2007]. Новая Sm-Nd датировка святоноситов не противоречит постколлизионному образованию святоноситов, но, к сожалению, из-за большой погрешности не может и подтвердить это предположение.

6. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Обобщая имеющиеся данные, можно сделать вывод, что сиениты и породы с андрадитовым гранатом (святоноситы) Малобыстринского массива близки по возрасту и имеют магматический генезис. Их образование происходило в едином процессе постколлизионного плавления корового субстрата, представленного преимущественно амфиболитами. Кристаллизация андрадитового граната в сиенитах связана с контаминацией вмещающих пород слюдянского комплекса.

7. БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают благодарность С.В. Пантеевой за выполнение аналитических исследований и И.Г. Барашу – за помощь при оформлении данной статьи.

8. ЗАЯВЛЕННЫЙ ВКЛАД АВТОРОВ / CONTRIBUTION OF THE AUTHORS

Все авторы внесли эквивалентный вклад в подготовку рукописи, прочли и одобрили финальную версию перед публикацией.

All authors made an equivalent contribution to this article, read and approved the final manuscript.

9. РАСКРЫТИЕ ИНФОРМАЦИИ / DISCLOSURE

Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов, связанного с этой рукописью.

The authors declare that they have no conflicts of interest relevant to this manuscript.

10. ЛИТЕРАТУРА / REFERENCES

- Barbarin B., 1999. A Review of the Relationships between Granitoid Types, Their Origins and Their Geodynamic Environments. *Lithos* 46 (3), 605–626. [https://doi.org/10.1016/S0024-4937\(98\)00085-1](https://doi.org/10.1016/S0024-4937(98)00085-1).
- Barnes C.G., Frost C.D., Nordgulen Ø., Prestvik T., 2012. Magma Hybridization in the Middle Crust: Possible Consequences for Deep-Crustal Magma Mixing. *Geosphere* 8 (2), 518–533. <https://doi.org/10.1130/GES00730.1>.
- Barnes C.G., Prestvik T., Sundvoll B., Surratt D., 2005. Pervasive Assimilation of Carbonate and Silicate Rocks in the Hortavær Igneous Complex, North-Central Norway. *Lithos* 80 (1–4), 179–199. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2003.11.002>.
- Belichenko V.G., Reznitsky L.Z., Barash I.G., 2003. Tuva-Mongolia Terrane (In the Context of Microcontinents in the Paleasian Ocean). *Russian Geology and Geophysics* 44 (6), 531–541.
- Chappell B.W., White A.J.R., Wyborn D., 1987. The Importance of Residual Source Material (Restite) in Granite Petrogenesis. *Journal of Petrology* 28 (6), 1111–1138. <https://doi.org/10.1093/petrology/28.6.1111>.
- Coulson I.M., Russell J.K., Dipple G.M., 1999. Origins of the Zippa Mountain Pluton: A Late Triassic, Arc-Derived, Ultrapotassic Magma from the Canadian Cordillera. *Canadian Journal of Earth Sciences* 36 (9), 1415–1434. <https://doi.org/10.1139/e99-045>.
- Coulson I.M., Westphal M., Anderson R.G., Kyser T.K., 2007. Concomitant Skarn and Syenitic Magma Evolution at the Margins of the Zippa Mountain Pluton. *Mineralogy and Petrology* 90, 199–221. <https://doi.org/10.1007/s00710-006-0178-9>.
- Deer W.A., Howie R.A., Zussman J., 1997. Rock-Forming Minerals. Orthosilicates. Vol. 1A. The Geological Society, London, 629 p.
- Demonterova E.I., Ivanov A.V., Sklyarov E.V., Pashkova G.V., Klementiev A.M., Tyagun M.L., Vanin V.A., Volgina E.G., Yakhnenko A.S., Yakhnenko M.S., Kozyreva E.A., 2022. ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr of Lake Baikal: Evidence for Rapid Homogenization of Water. *Applied Geochemistry* 144, 105420. <https://doi.org/10.1016/j.apgeochem.2022.105420>.
- Dobretsov N.L., Buslov M.M., 2007. Late Cambrian-Ordovician Tectonics and Geodynamics of Central Asia. *Russian Geology and Geophysics* 48 (1), 71–82. <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2006.12.006>.
- Donskaya T.V., Gladkochub D.P., Fedorovsky V.S., Sklyarov E.V., Cho M., Sergeev S.A., Demonterova E.I., Mazukabzov A.M. et al., 2017. Pre-Collisional (>0.5 Ga) Complexes of the Olkhon Terrane (Southern Siberia) As an Echo of Events in the Central Asian Orogenic Belt. *Gondwana Research* 42, 243–263. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2016.10.016>.
- Donskaya T.V., Sklyarov E.V., Gladkochub D.P., Mazukabzov A.M., Sal'nikova E.B., Kovach V.P., Yakovleva S.Z., Berezhnaya N.G., 2000. The Baikal Collisional Metamorphic Belt. *Doklady Earth Sciences* 374, 1075–1079.
- Eisele J., Sharma M., Galer S.J.G., Blichert-Toft J., Devey C.W., Hofmann A.W., 2002. The Role of Sediment Recycling in EM-1 Inferred from Os, Pb, Hf, Nd, Sr Isotope and Trace Element Systematics of the Pitcairn Hotspot. *Earth and Planetary Science Letters* 196 (3–4), 197–212. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(01\)00601-X](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(01)00601-X).
- Eskola P., 1921. On the Igneous Rocks of Sviatoy Noss in Transbaikalia. Overview of the Proceedings of the Finnish Science Society LXIII (1), 100 p.
- Faure G., 1986. Principles of Isotope Geology. John Wiley & Sons, New York, 589 p.
- Frost B.R., Barnes C.G., Collins W.J., Arculus R.J., Ellis D.J., Frost C.D., 2001. A Geochemical Classification for Granitic Rocks. *Journal of Petrology* 42 (11), 2033–2048. <https://doi.org/10.1093/petrology/42.11.2033>.
- Frost C.D., Frost B.R., 2011. On Ferroan (A-Type) Granitoids: Their Compositional Variability and Modes of Origin. *Journal of Petrology* 52 (1), 39–53. <https://doi.org/10.1093/petrology/egq070>.
- Furman T., Graham D., 1999. Erosion of Lithospheric Mantle beneath the East African Rift System: Geochemical Evidence from the Kivu Volcanic Province. *Lithos* 48 (1–4), 237–262. [https://doi.org/10.1016/S0024-4937\(99\)00031-6](https://doi.org/10.1016/S0024-4937(99)00031-6).
- Gerdes A., Wörner G., Henk A., 2000. Post-Collisional Granite Generation and Ht-Lp Metamorphism by Radiogenic Heating the Variscan South Bohemian Batholith. *Journal of the Geological Society* 157 (3), 577–587. <https://doi.org/10.1144/jgs.157.3.577>.
- Gladkochub D.P., Donskaya T.V., Mazukabzov A.M., 2015. Palaeozoic – Mesozoic Geology and Tectonics of the Western Transbaikalian Segment of the Central Asian Orogenic Belt. In: A. Kröner (Ed.), *Geology, Evolution, Tectonics, and Models*. Schweizerbart Science Publishers, Stuttgart, p. 154–183.
- Grew E.S., Locock A.J., Mills S.J., Galuskin I.O., Galuskin E.V., Hålenius U., 2013. Nomenclature of the Garnet Supergroup. *American Mineralogist* 98 (4), 785–811. <https://doi.org/10.2138/am.2013.4201>.
- Hajialioghli R., Moazzen M., Milke R., 2011. Titanian Garnet in Nepheline Syenite from the Kaleybar Area, East Azerbaijan Province, NW Iran. *Central European Geology* 54 (3), 295–311. <https://doi.org/10.1556/ceugeol.54.2011.3.6>.
- Ivanenko V.V., Karpenko M.I., Litsarev M.A., 1990. Age of the Sludyanka Phlogopite Deposits (Data of the ³⁹Ar–⁴⁰Ar Method). *Bulletin of the USSR Academy of Sciences. Geological Series* 5, 92–98 (in Russian) [Иваненко В.В., Карпенко М.И., Лицарев М.А. Возраст слюдянских флогопитовых месторождений (данные метода ³⁹Ar–⁴⁰Ar) // Известия АН СССР. Серия геологическая. 1990. Т. 5. С. 92–98].
- Iwamori H., Nakamura H., 2015. Isotopic Heterogeneity of Oceanic, Arc and Continental Basalts and Its Implications

for Mantle Dynamics. *Gondwana Research* 27 (3), 1131–1152. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2014.09.003>.

Izbrodin I.A., Doroshkevich A.G., Rampilov M.O., Ripp G.S., Lastochkin E.I., Khubanov V.B., Posokhov V.F., Vladykin N.V., 2017. Age and Mineralogical and Geochemical Parameters of Rocks of the China Alkaline Massif (Western Transbaikalia). *Russian Geology and Geophysics* 58 (8), 903–921. <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2017.07.002>.

Jacobsen S.B., Wasserburg G.J., 1984. Sm-Nd Isotopic Evolution of Chondrites and Achondrites II. *Earth and Planetary Science Letters* 67 (2), 137–150. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(84\)90109-2](https://doi.org/10.1016/0012-821X(84)90109-2).

Kostyuk V.P., Panina L.I., Zhidkov A.Ya., Orlova M.P., Bazarova T.Yu., 1990. Potassium Alkaline Magmatism in the Baikal-Stanovoi Rift System. *Nauka, Novosibirsk*, 234 p. (in Russian) [Костюк В.П., Панина Л.И., Жидков А.Я., Орлова М.П., Базарова Т.Ю. Калиевый щелочной магматизм Байкало-Становой рифтогенной системы. Новосибирск: Наука, 1990. 234 с.].

Kotov A.B., Sal'nikova E.B., Kozakov I.K., Yakovleva S.Z., Kovach V.P., Reznitskii L.Z., Vasil'ev E.P., Berezhnaya N.G., 1997. Age of Metamorphism of the Slyudyanka Crystalline Complex, Southern Baikal Area: U-Pb Geochronology of Granitoids. *Petrology* 5 (4), 338–349.

Kovach V., Salnikova E., Wang K.-L., Jahn B.-M., Chiu H.-Y., Reznitskiy L., Kotov A., Iizuka Y., Chung S.-L., 2013. Zircon Ages and Hf Isotopic Constraints on Sources of Clastic Metasediments of the Slyudyansky High-Grade Complex, Southeastern Siberia: Implication for Continental Growth and Evolution of the Central Asian Orogenic Belt. *Journal of Asian Earth Sciences* 62, 18–36. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2011.08.008>.

Le Maitre R.W. (Ed.), 2002. *Igneous Rocks: A Classification and Glossary of Terms*. Cambridge University Press, Cambridge, 251 p. <https://doi.org/10.1017/CBO9780511535581>.

Levitsky V.I., Petrova Z.I., 1982. Evolution of Matter during Sviatonossite Formation (Lake Baikal). *Geochemistry* 10, 1525–1530 (in Russian) [Левицкий В.И., Петрова З.И. Эволюция вещества при формировании святоноситов (оз. Байкал) // Геохимия. 1982. № 10. С. 1525–1530].

Levitsky V.I., Plusnin G.S., 1991. New Data on Petrology, Geochemistry and Geochronology of the Bystrinskii Massif. *Russian Geology and Geophysics* 32 (2), 20–25.

Litvinovsky B.A., 1967. The Role of Magmatic Replacement at in Formation of Nepheline Syenites of the Bambui Intrusion, (Vitim Plateau). *Russian Geology and Geophysics* 2, 123–128 (in Russian) [Литвиновский Б.А. О роли магматического замещения при формировании нефелиновых сиенитов Бамбуйской интрузии (Витимское плоскогорье) // Геология и геофизика. 1967. № 2. С. 123–128].

Litvinovsky B.A., 1973. New Data on the Sviatonossite Formation Conditions (as Exemplified by Garnet Syenites of the Bambui Intrusion, Vitim Plateau). *Russian Geology and Geophysics* 14 (1), 42–51 (in Russian) [Литвиновский Б.А. Новые данные об условиях формирования святоноситов (на примере гранатовых сиенитов Бамбуйской

интрузии, Витимское плоскогорье) // Геология и геофизика. 1973. Т. 14. № 1. С. 42–51].

Litvinovsky B.A., Zanzilevich A.N., Ashchepkov I.V., 1986. The Nature of the Sviatonossites of Lake Baykal. *International Geology Review* 28 (1), 46–61. <https://doi.org/10.1080/00206818609466249>.

Maitra M., David J.S., Bhaduri S., 2011. Melanite Garnet-Bearing Nepheline Syenite Minor Intrusion in Mawpyut Ultramafic-Mafic Complex, Jaintia Hills, Meghalaya. *Journal of Earth System Science* 120, 1033–1041. <https://doi.org/10.1007/s12040-011-0129-7>.

McCulloch M.T., Chappell B.W., 1982. Nd Isotopic Characteristics of S- and I-Type Granites. *Earth and Planetary Science Letters* 58 (1), 51–64. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(82\)90102-9](https://doi.org/10.1016/0012-821X(82)90102-9).

McDonough W.F., Sun S.-S., 1995. The Composition of Earth. *Chemical Geology* 120 (3–4), 223–253. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(94\)00140-4](https://doi.org/10.1016/0009-2541(94)00140-4).

Mukhopadhyay S., Ray J., Balaram V., Keshav Krishna A., Ghosh B., Mukhopadhyay S., 2011. Geochemistry and Petrogenesis of Syenites and Associated Rocks of the Elagiri Complex, Southern Granulite Terrane, India. *Journal of Asian Earth Sciences* 42 (6), 1256–1270. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2011.07.011>.

Neill I., Russell J.K., 1993. Mineralogy and Chemistry of the Rugged Mountain Pluton: A Melanite-Bearing Alkaline Intrusion. In: B. Grant, J.M. Newell (Eds), *Geological Fieldwork 1992. A Summary of Field Activities and Current Research*. Paper 1993-1. P. 149–157.

Nosova A.A., Voznyak A.A., Bogdanova S.V., Savko K.A., Lebedeva N.M., Travin A.V., Yudin D.S., Page L., Larionov A.N., Postnikov A.V., 2019. Early Cambrian Syenite and Monzonite Magmatism in the Southeast of the East European Platform: Petrogenesis and Tectonic Setting. *Petrology* 27, 329–369. <https://doi.org/10.1134/S0869591119040064>.

Panteeva S.V., Gladkochoub D.P., Donskaya T.V., Markova V.V., Sandimirova G.P., 2003. Determination of 24 Trace Elements in Felsic Rocks by Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry after Lithium Metaborate Fusion. *Spectrochimica Acta Part B: Atomic Spectroscopy* 58 (2), 341–350. [https://doi.org/10.1016/S0584-8547\(02\)00151-9](https://doi.org/10.1016/S0584-8547(02)00151-9).

Pashkova G.V., Panteeva S.V., Ukhova N.N., Chubarov V.M., Finkelshtein A.L., Ivanov A.V., Asavin A.M., 2019. Major and Trace Elements in Meimechites – Rarely Occurring Volcanic Rocks: Developing Optimal Analytical Strategy. *Geochemistry: Exploration, Environment, Analysis* 19 (3), 233–243. <https://doi.org/10.1144/geochem2017-099>.

Pearce J.A., 1996. Sources and Setting of Granitic Rocks. *Episodes* 19 (4), 120–125. <https://doi.org/10.18814/epiugs/1996/v19i4/005>.

Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G., 1984. Trace Element Discrimination Diagrams for the Tectonic Interpretation of Granitic Rocks. *Journal of Petrology* 25 (4), 956–983. <https://doi.org/10.1093/petrology/25.4.956>.

Petrova Z.I., Zhidkov A.Ya., Levitskiy V.I., Shmakin V.M., 1981. Sviatonossites of the Svyatoy Nos Peninsula (Baikal). *Bulletin of the USSR Academy of Sciences. Geological Series* 3, 26–40 (in Russian) [Петрова З.И., Жидков А.Я.,

Левицкий В.И., Шмакин В.М. Святоноситы п-ова Святой Нос (Байкал) // Известия АН СССР. Серия геологическая. 1981. № 3. С. 26–40].

Pilet S., Baker M.B., Stolper E.M., 2008. Metasomatized Lithosphere and the Origin of Alkaline Lavas. *Science* 320 (5878), 916–919. <https://doi.org/10.1126/science.1156563>.

Pin C., Santos Zalduegui J.F., 1997. Sequential Separation of Light Rare-Earth Elements, Thorium and Uranium by Miniaturized Extraction Chromatography: Application to Isotopic Analyses of Silicate Rocks. *Analytica Chimica Acta* 339 (1–2), 79–89. [https://doi.org/10.1016/S0003-2670\(96\)00499-0](https://doi.org/10.1016/S0003-2670(96)00499-0).

Plyusnin G.S., Levitskiy V.I., Pakholchenko Yu.A., Kuznetsova S.V., 1991. Rb-Sr Age and Genesis of the Syenites of the Bystrinsky Massif in the Southwestern Baikal Region. *Doklady of the USSR Academy of Sciences* 316 (2), 440–443 (in Russian) [Плюснин Г.С., Левицкий В.И., Пахольченко Ю.А., Кузнецова С.В. Rb-Sr-возраст и генезис сиенитов Быстринского массива в Юго-Западном Прибайкалье // Доклады АН СССР. 1991. Т. 316. № 2. С. 440–443].

Reznitskiy L.Z., Kotov A.B., Sal'nikova E.B., Vasil'ev E.P., Yakovleva S.Z., Kovach V.P., Fedoseenko A.M., 2000. The Age and Time Span of the Origin of Phlogopite and Lazurite Deposits in the Southwestern Baikal Area: U-Pb Geochronology. *Petrology* 8 (1), 66–76.

Reznitskiy L.Z., Sandimirova G.P., Pakhol'chenko Yu.A., Kuznetsova S.V., 1999. The Rb-Sr Age of Phlogopite Deposits in Slyudyanka, Southern Baikal Region. *Doklady Earth Sciences* 367, 711–713.

Reznitsky L.Z., Shkol'nik S.I., Levitsky V.I., 2004. Geochemistry of Calcareous-Silicate Rocks of the Kharagol Formation, Southern Baikal Region. *Lithology and Mineral Resources* 39, 230–242. <https://doi.org/10.1023/B:LIMI.000027609.87200.c9>.

Rudnick R.L., Gao S., 2003. 3.01 – Composition of the Continental Crust. *Treatise on Geochemistry* 3, 1–64. <https://doi.org/10.1016/B0-08-043751-6/03016-4>.

Saha A., Ray J., Ganguly S., Chatterjee N., 2011. Occurrence of Melanite Garnet in Syenite and Ijolite–Melteigite Rocks of Samchampi–Samteran Alkaline Complex, Mikir Hills, Northeastern India. *Current Science* 101 (1), 95–100.

Salnikova E.B., Chakhmouradian A.R., Stifeeva M.V., Reguir E.P., Kotov A.B., Gritsenko Y.D., Nikiforov A.V., 2019. Calcic Garnets as a Geochronological and Petrogenetic Tool Applicable to a Wide Variety of Rocks. *Lithos* 338–339, 141–154. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2019.03.032>.

Salnikova E.B., Sergeev S.A., Kotov A.B., Yakovleva S.Z., Steiger R.H., Reznitskiy L.Z., Vasil'ev E.P., 1998. U-Pb Zircon Dating of Granulite Metamorphism in the Sludyanskiy Complex, Eastern Siberia. *Gondwana Research* 1 (2), 195–205. [https://doi.org/10.1016/S1342-937X\(05\)70830-3](https://doi.org/10.1016/S1342-937X(05)70830-3).

Scheibner B., Wörner L., Civetta H., Stosch K., Kronz S.A., 2007. Rare Earth Element Fractionation in Magmatic Ca-Rich Garnets. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 154, 55–74. <https://doi.org/10.1007/s00410-006-0179-z>.

Shkol'nik S.I., Kovach V.P., Reznitsky L.Z., Zagornaya N.Yu., 2004. The Sm-Nd Age of Wollastonite Skarns in the Southern

Baikal Region. *Russian Geology and Geophysics* 45 (8), 975–978.

Shkol'nik S.I., Reznitsky L.Z., Barash I.G., 2011. Possibility of Identification of Back-Arc Paleobasins from High-Grade Metamagmatic Rocks: Evidence from Mafic Crystalline Schists of the Slyudyanka Crystalline Complex, South Baikal Region. *Geochemistry International* 49, 1177–1194. <https://doi.org/10.1134/S0016702911100077>.

Singh J., Johannes W., 1996. Dehydration Melting of Tonallites. Part I. Beginning of Melting. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 125, 16–25. <https://doi.org/10.1007/s004100050203>.

Streckeisen A., 1976. To Each Plutonic Rock Its Proper Name. *Earth-Science Reviews* 12, 1–33. [https://doi.org/10.1016/0012-8252\(76\)90052-0](https://doi.org/10.1016/0012-8252(76)90052-0).

Sun S.-S., McDonough W.F., 1989. Chemical and Isotopic Systematics of Oceanic Basalts: Implications for Mantle Composition and Processes. *Geological Society of London Special Publications* 42 (1), 313–345. <http://dx.doi.org/10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19>.

Troll V.R., Carrecedo J.C., 2016. The Geology of Fuerteventura. In: *The Geology of the Canary Islands*. Elsevier, p. 531–582. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-809663-5.00008-6>.

Turkina O.M., Sukhorukov V.P., 2017. Composition and Genesis of Garnet in the Rocks of Paleoproterozoic Gneiss-Migmatite Complex (Sharyzhalgai Uplift, Southwestern Siberian Craton). *Russian Geology and Geophysics* 58 (6), 674–691. <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2016.07.004>.

Vasilyev E.P., Reznitsky L.Z., Vishnyakov V.N., Nekrasova E.A., 1981. The Slyudyanka Crystalline Complex. Nauka, Novosibirsk, 198 p. (in Russian) [Васильев Е.П., Резницкий Л.З., Вишняков В.Н., Некрасова Е.А. Слюдянский кристаллический пояс. Новосибирск: Наука, 1981. 198 с.].

Vermeesch P., 2018. IsoplotR: A Free and Open Toolbox for Geochronology. *Geoscience Frontiers* 9 (5), 1479–1493. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2018.04.001>.

Vielzeuf D., Montel J.M., 1994. Partial Melting of Metagreywackes. Part I. Fluid-Absent Experiments and Phase Relationships. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 117, 375–393. <https://doi.org/10.1007/BF00307272>.

Villa I.M., Bièvre P.D., Holden N.E., Renne P.R., 2015. IUPAC-IUGS Recommendation on the Half-Life of ⁸⁷Rb. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 164, 382–385. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2015.05.025>.

Vlach S.R.F., Ulbrich H., Ulbrich M.N.C., Vasconcelos P.M., 2018. Melanite-Bearing Nepheline Syenite Fragments and ⁴⁰Ar/³⁹Ar Age of Phlogopite Megacrysts in Conduit Breccia from the Poços de Caldas Alkaline Massif (MG/SP), and Implications. *Brazilian Journal of Geology* 48 (2), 391–402. <https://doi.org/10.1590/2317-4889201820170095>.

Warr L.N., 2021. IMA–CNMNC Approved Mineral Symbols. *Mineralogical Magazine* 85 (3), 291–320. <https://doi.org/10.1180/mgm.2021.43>.

Weaver B.L., 1991. The Origin of Ocean Island Basalt End-Member Compositions: Trace Element and Isotopic Constraints. *Earth and Planetary Science Letters* 104 (2–4), 381–397. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(91\)90217-6](https://doi.org/10.1016/0012-821X(91)90217-6).

Whalen J.B., Currie K.L., Chappell B.W., 1987. A-Type Granites: Geochemical Characteristics, Discrimination and Petrogenesis. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 95, 407–419. <https://doi.org/10.1007/BF00402202>.

Whittington A.G., Hofmeister A.M., Nabelek P.I., 2009. Temperature-Dependent Thermal Diffusivity of the Earth's Crust and Implications for Magmatism. *Nature* 458, 319–321. <https://doi.org/10.1038/nature07818>.

Willbold M., Stracke A., 2006. Trace Element Composition of Mantle End-Members: Implications for Recycling of Oceanic and Upper and Lower Continental Crust. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 7 (4), Q04004. <https://doi.org/10.1029/2005GC001005>.

Willbold M., Stracke A., 2010. Formation of Enriched Mantle Components by Recycling of Upper and Lower Continental Crust. *Chemical Geology* 276 (3–4), 188–197. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2010.06.005>.

Zavaritskiy A.N., 1956. *Igneous Rocks*. Publishing House of the USSR Academy of Sciences, Moscow, 479 p. (in Russian)

[Заварицкий А.Н. Изверженные горные породы. М.: Изд-во АН СССР, 1956. 479 с.]

Zhang Z., Qin J., Lai S., Long X., Ju Y., Wang X., Zhu Y., Zhang F., 2019. Origin of Late Permian Syenite and Gabbro from the Panxi Rift, SW China: The Fractionation Process of Mafic Magma in the Inner Zone of the Emeishan Mantle Plume. *Lithos* 346–347, 105160. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2019.105160>.

Zorin Y.A., Belichenko V.G., Turutanov E.K., Mordvinova V.V., Kozhevnikov V.M., Khozbayar P., Tomurtogoo O., Arvisbaatar S., Gao S.S., Davis P.M., 1994. Baikal-Mongolia Transect. *Russian Geology and Geophysics* 35 (7–8), 78–92.

Zorin Yu.A., Sklyarov E.V., Belichenko V.G., Mazukabzov A.M., 2009. Island Arc-Back-Arc Basin Evolution: Implications for Late Riphean – Early Paleozoic Geodynamic History of the Sayan-Baikal Folded Area. *Russian Geology and Geophysics* 50 (3), 149–161. <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2008.06.022>.

ПРИЛОЖЕНИЕ 1 / APPENDIX 1

Таблица 1.1. Химический состав граната из сиенитов с андрадитовым гранатом (святоноситы) Малобыстринского массива
Table 1.1. Chemical composition of garnet from syenites with andradite garnet (sviatonossites) of the Malobystrinsky massif

Компоненты	Гранат из сиенита (святоносита), обр. ВС-180		Гранат из сиенита (святоносита), обр. ВС-183		
	Grт 78	Grт 79	Grт 85	Grт 86	Grт 87
SiO ₂ , мас. %	35.46	36.30	37.51	36.20	35.86
TiO ₂	5.00	4.22	0.56	2.00	4.33
Al ₂ O ₃	6.90	7.13	8.87	5.41	5.42
FeOtot	20.04	20.25	18.98	23.73	22.80
Fe ₂ O ₃	14.97	16.47	16.66	19.68	17.12
FeO	6.57	5.43	3.99	6.02	7.40
MnO	0.27	0.23	0.36	0.62	0.80
MgO	0.49	0.30	-	-	-
CaO	30.58	32.00	32.00	30.00	30.10
Total	100.26	102.10	99.98	99.95	101.04
Количество атомов в формуле					
Si	2.900	2.912	3.036	2.998	2.942
Ti	0.308	0.255	0.034	0.125	0.267
Al	0.665	0.674	0.846	0.528	0.524
Fe ³⁺	0.921	0.994	1.014	1.226	1.057
Fe ²⁺	0.450	0.365	0.270	0.417	0.508
Mn	0.019	0.016	0.025	0.043	0.056
Mg	0.060	0.036	-	-	-
Ca	2.679	2.750	2.775	2.662	2.646
Компонентный состав (мол. %)					
Alm (альмандин), %	13.72	11.13	8.29	13.15	15.86
Pyr (пироп)	1.82	1.09	-	-	-
Sps (спессартин)	0.57	0.48	0.76	1.37	1.74
Grs (грассуляр)	29.53	33.57	49.27	22.91	19.22
Slo (шорломит)	19.69	16.31	2.19	8.24	17.52
Adr (андрадит)	34.66	37.41	39.49	54.34	45.66

Примечание. Количество Fe₂O₃ рассчитано из стехиометрической формулы граната (8 катионов и 12 анионов).

Note. The amount of Fe₂O₃ is calculated from the stoichiometric formula of garnet (8 cations and 12 anions).

Таблица 1.2. Химический состав сиенита и святоноситов Малобыстринского массива и монзонитов рудничной дайки
Table 1.2. Chemical composition of syenite and sviatonossites of the Malobystrinsky massif and monzonites of the mine dike

Компоненты	BC-180	BC-183	ПС-406	ПС-409	ПС-410	BC-621
	СВЯТОНОСИТЫ		МОНЗОНИТЫ			СИЕНИТ
SiO ₂ , мас. %	48.8	52.3	51.9	56.3	49.85	60.7
TiO ₂	2.39	2.57	2.14	1.45	2.32	1.06
Al ₂ O ₃	12.70	13.15	15.05	15.49	13.96	16.35
Fe ₂ O ₃	5.78	5.60	5.66	3.78	6.43	1.64
FeO	6.61	5.45	5.27	3.60	5.19	4.94
MnO	0.22	0.20	0.24	0.16	0.21	0.15
MgO	2.31	1.31	2.68	2.03	2.88	0.81
CaO	14.7	11.49	6.26	6.92	7.30	3.29
Na ₂ O	3.53	4.34	5.46	5.28	4.12	4.75

Таблица 1.2 (продолжение)

Table 1.2 (continued)

Компоненты	БС-180	БС-183	ПС-406	ПС-409	ПС-410	БС-621
	СВЯТОНОСИТЫ		МОНЦОНИТЫ			СИЕНИТ
K ₂ O	1.25	2.45	3.36	2.86	3.78	4.70
P ₂ O ₅	1.15	0.56	1.11	0.75	1.34	0.29
П.п.п.	0.20	0.54	0.14	0.59	1.88	0.05
Сумма	99.66	99.96	99.24	99.26	99.61	98.74
V, г/г	130.4	132.5	84.54	96.06	157.8	17.73
Cr	7.52	4.23	3.09	6.46	2.83	2.78
Co	17.26	12.58	13.63	11.07	22.10	17.24
Ni	6.30	8.84	6.22	11.29	11.21	4.52
Cu	14.97	10.18	7.59	25.33	24.69	6.57
Zn	143.9	123.9	195.7	123.1	192.8	143.4
Ga	17.08	17.26	19.98	18.37	19.11	21.61
Rb	10.48	21.91	43.92	44.98	58.71	58.57
Sr	1389	1258	927.9	764.8	899.2	312.5
Y	44.67	88.85	65.84	37.06	55.50	62.50
Zr	283.4	343.3	575.3	602.5	493.2	765.4
Nb	24.76	36.86	40.35	26.55	39.50	43.06
Mo	1.65	1.12	1.53	2.63	2.32	3.83
Sn	1.68	2.52	3.99	3.27	2.91	1.52
Cs	0.03	0.03	0.09	0.18	0.30	0.08
Ba	1625	1797	1650	1682	1508	1645
La	86.45	73.28	90.91	66.12	89.20	64.85
Ce	171.7	160.3	185.8	132.6	174.3	142.9
Pr	19.23	20.18	22.40	14.16	21.09	17.31
Nd	67.76	76.99	84.47	50.82	78.65	66.76
Sm	11.95	16.23	15.71	9.15	14.03	13.41
Eu	2.68	3.59	3.79	2.17	3.53	2.49
Gd	9.98	14.75	13.17	7.51	11.64	11.60
Tb	1.41	2.31	2.00	1.11	1.73	1.87
Dy	8.07	14.73	11.48	6.35	9.93	11.24
Ho	1.57	3.14	2.35	1.26	2.00	2.29
Er	4.26	9.27	6.24	3.51	5.35	6.19
Tm	0.64	1.43	0.89	0.53	0.74	0.90
Yb	3.84	9.22	5.94	3.54	4.73	5.68
Lu	0.56	1.29	0.87	0.53	0.72	0.82
Hf	5.92	7.82	13.26	13.66	11.08	18.98
Ta	1.72	2.28	1.20	1.02	1.57	1.45
Pb	4.49	6.04	15.31	15.62	16.00	18.87
Th	3.10	3.15	1.94	4.36	2.58	1.53
U	0.62	0.71	0.57	1.32	0.70	0.88

Таблица 1.3. Sm-Nd данные для святоноситов Малобыстринского массива и минералов из них
Table 1.3. Sm-Nd data for sviatonossites of the Malobystrinsky massif and their component minerals

Образец	Sm, г/г	Nd, г/г	¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	±2σ	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	±2σ
Вал БС-180	12.7	74.9	0.1021	0.0004	0.512128	0.000010
Вал БС-183	12.1	57.7	0.1268	0.0005	0.512222	0.000010
Гранат (БС-180) (личингован)	25.6	39.1	0.3957	0.0016	0.513076	0.000008
Гранат (БС-183) (личингован)	26.9	42.1	0.3859	0.0015	0.513045	0.000013
Сфен (БС-180)	168	944	0.1074	0.0004	0.512163	0.000013
Апатит (БС-180)	84.6	694	0.0736	0.0003	0.51205	0.000013
Пироксен (БС-180)	1.50	8.9	0.1031	0.0004	0.512145	0.000013
Гранат БС-183 не личингован	36.7	50.4	0.4394	0.0018	0.512891	0.000014
К-полевой шпат (БС-180)	0.21	1.20	0.1086	0.0004	0.512382	0.000023

Таблица 1.4. Rb-Sr и Sm-Nd изотопные данные для магматических пород Малобыстринского массива, монзонитов рудничной дайки и гнейсов харагольской свиты
Table 1.4. Rb-Sr and Sm-Nd isotopic data for igneous rocks of the Malobystrinsky massif, monzonites of the mine dike and gneisses of the Kharagol formation

Table 1.4. Rb-Sr and Sm-Nd isotopic data for igneous rocks of the Malobystrinsky massif, monzonites of the mine dike and gneisses of the Kharagol formation

№ пробы	Порода и ее возраст, млн лет	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr ±2σ	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr _(t)	εSr _(t)	¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd ±2σ	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd _(t)	εNd _(t)	T _{Nd} (DM), млн лет
БС-180	Святоносит, 487 млн лет	0.0330	0.705990±10	0.705766	26	0.1021	0.512128±10	0.511802	-4.1	1396
БС-183	Святоносит, 487 млн лет	0.0616	0.706185±11	0.705767	26	0.1268	0.512222±10	0.511818	-3.8	1626
ПС-406	Монзонит, 470 млн лет*	0.0870	0.706328±12	0.705758	25	0.1068	0.512263±10	0.511934	-1.9	1265
ПС-409	Монзонит, 470 млн лет*	0.1316	0.706797±11	0.705935	28	0.1134	0.512246±10	0.511897	-2.6	1373
ПС-410	Монзонит, 470 млн лет*	0.1841	0.706642±09	0.706642	21	0.1124	0.512266±10	0.511920	-2.2	1329
БС-621	Сиенит, 474 млн лет**	0.5293	0.709534±11	0.706035	29	0.1186	0.512250±11	0.511881	-2.8	1442
БС-545	Диопсид-скаполитовый гнейс, 487 млн лет***	0.1014	0.707579±12	0.706891	42	0.1074	0.511718±11	0.511376	-12	-
БС-560	Гранат-диопсид-скаполитовый гнейс, 487 млн лет***	3.28	0.745561±10	0.723281	275	0.1735	0.511833±13	0.511280	-14	-

Примечание. * – возраст для монзонита ПС-406 взят из работы [Reznitskii et al., 2000]. ** – возраст для амфибол-двупироксенового кварцевого сиенита БС-621 взят из работы [Kotov et al., 1997]. *** – возраст для гнейсов принят как возраст метаморфизма слюдянского комплекса из работы [Kovach et al., 2013]. Значения ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd_(t), εNd_(t), ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr_(t) и εSr_(t) рассчитаны на возраст, указанный в данной таблице, млн лет. Современные значения хондрита: ¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd=0.1967 и ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd=0.512638 [Jacobsen, Wasserburg, 1984]. Современные значения валового состава Земли: ⁸⁷Rb/⁸⁶Sr=0.0816 и ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr=0.7045 [Faure, 1986]. Константа распада ⁸⁷Rb – 1.3972·10⁻¹¹ лет принята из работы [Villa et al., 2015].

Note. * – the age of monzonite ПС-406 is provided from [Reznitskii et al., 2000]. ** – the age of amphibole-two-pyroxene quartz syenite БС-621 – from [Kotov et al., 1997]. *** – the age for gneisses, assumed as that for metamorphism of the Slyudyanka complex – from [Kovach et al., 2013]. The ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd_(t), εNd_(t) and εSr_(t) values are calculated for the age listed in this table, Ma. The present-day CHUR values are: ¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd=0.1967 and ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd=0.512638 [Jacobsen, Wasserburg, 1984]. The present-day values of Bulk Earth Composition are ⁸⁷Rb/⁸⁶Sr=0.0816 and ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr=0.7045 [Faure, 1986]. The value of 1.3972·10⁻¹¹ yr for the ⁸⁷Rb decay constant is provided from [Villa et al., 2015].