



<https://doi.org/10.5800/GT-2017-8-2-0241>

MAFIC INCLUSIONS AND MINGLING STRUCTURES IN APLITES OF THE OSHURKOV MASSIF (WESTERN TRANSBAIKALIA)

M. O. Rampilov, G. S. Ripp, E. I. Lastochkin, I. A. Izbrodin

Geological Institute, Siberian Branch of RAS, Ulan-Ude, Russia

Abstract: Our study of aplite dykes cross-cutting the Oshurkov basite massif revealed drop-shaped inclusions of the monzonite composition. These are crystallized drops of basite melts, which show traces of the interaction with the host acidic melt. The Ar-Ar method was applied to determine the age of the aplites (114.9 Ma for biotite) and the monzonite inclusions (123.3 Ma for amphibole).

Key words: Oshurkov massif; mixing of magmas; mingling; aplite; monzonite

МАФИЧЕСКИЕ ВКЛЮЧЕНИЯ И МИНГЛИНГ-СТРУКТУРЫ В АПЛИТАХ ОШУРКОВСКОГО МАССИВА (ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)

М. О. Рампилов, Г. С. Рипп, Е. И. Ласточкин, И. А. Избродин

Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, Россия

Аннотация: Статья посвящена вещественному исследованию даек аплитов, секущих Ошурковский базитовый массив. В нескольких телах аплитов обнаружены каплевидные включения монцонитового состава. Установлено, что они являются закристаллизованными каплями базитового расплава и имеют следы взаимодействия с вмещающим кислым расплавом. Ar-Ar методом определен возраст аплитов (по биотиту – 114.9 млн лет) и монцонитовых включений (по амфиболу – 123.3 млн лет).

Ключевые слова: Ошурковский массив; смешение магм; минглинг; аплит; монцонит

RESEARCH ARTICLE

Recommended by E.V. Sklyarov

Received: May 10, 2016

Revised: November 29, 2016

Accepted: December 5, 2016

For citation: Rampilov M.O., Ripp G.S., Lastochkin E.I., Izbrodin I.A., 2017. Mafic inclusions and mingling structures in aplites of the Oshurkov massif (Western Transbaikalia). *Geodynamics & Tectonophysics* 8 (2), 269–281. doi:10.5800/GT-2017-8-2-0241.

Для цитирования: Рампилов М.О., Рипп Г.С., Ласточкин Е.И., Избродин И.А. Мафические включения и минглинг-структуры в аплитах Ошурковского массива (Западное Забайкалье) // *Геодинамика и тектонофизика*. 2017. Т. 8. № 2. С. 269–281. doi:10.5800/GT-2017-8-2-0241.

1. ВВЕДЕНИЕ

Проблема смешения контрастных по составу магм (расплавов) включает в себя несколько главных вопросов. Один из них связан с доказательством идентичности их возраста. Ко второму относится установление причин появления в пределах изучаемой площади контрастных по составу (бимодальных) серий пород. Третий предполагает структурно-текстурные особенности, отражающие смешение фаз. Он определяется в основном характером взаимодействия двух жидкостей. И, наконец, четвертое – должны быть зафиксированы результаты взаимодействия между расплавами. Все перечисленные составляющие сконцентрированы в пределах ареала, окружающего Ошурковский базитовый плутон, поэтому он представляет собой уникальный объект для петрологических исследований. Ошурковский массив известен, в первую очередь, как месторождение апатита. Его изучением занимались многие исследователи [Kuznetsov, 1980; Andreev et al., 1972; Smirnov, 1971; Litvinovsky et al., 1998, 2002, 2005; Kuznetsova et al., 1995; Polyakov et al., 1980; и др.]. Это единственный в Западном Забайкалье базитовый плутон позднемезозойского возраста. Остальные известные проявления основных пород в регионе представлены вулканическими образованиями и дайками. Для массива установлена [Ripp et al., 2013a] временная близость кислых (гранитов, щелочно-полевошпатовых сиенитов и гранитных пегматитов) и базитовых магматитов, что позволило выделить здесь габбро-сиенит-гранитную ассоциацию, образовавшуюся путем анатектического плавления сиалических пород при тепловом воздействии базитового расплава.

В контурах габброидного массива и за его пределами установлены дайки аплитовидных гранитов с двумя группами включений. Одна из них представлена ксенолитами различных по составу пород (монцогаббро, лампрофиров, сиенитовых пегматитов), имеющих обычно угловатую форму со следами дробления и дезинтеграции. В другую группу входят каплевидные, овальные и линзовидные обособления тонкозернистых агрегатов, химический состав которых соответствует монцониту.

Авторами предпринята попытка на основании детальных петрографо-минералогических исследований выяснить природу и механизм образования мафических включений в аплитах Ошурковского массива.

2. МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Состав минералов изучен на модернизированном рентгеновском микроанализаторе MAP-3

(С.В. Канакин). В зависимости от состава минералов съемка проводилась при 15–20 kV, ускоряющем напряжении, токе зонда от 20 до 40 нА, времени измерения 20 с и диаметре зонда 2–3 мкм. Для более достоверных результатов, как правило, анализ выполнялся в нескольких точках. Микроструктурные особенности и взаимоотношения минералов изучались на электронном микроскопе LEO-1430 с энергодисперсионным спектрометром Inca Energy-300 (аналитик Е.А. Ходырева). Определение состава пород проведено методом классического силикатного анализа (ГИН СО РАН, г. Улан-Удэ).

Изотопный анализ Nd и Sr проведен в Институте геологии и геохронологии докембрия РАН (г. Санкт-Петербург). Подготовка проб для изотопных анализов, включая химическое разложение и последующее выделение элементов методом ионообменной хроматографии, описана в работе [Savatenkov et al., 2004]. Определение изотопного состава неодима и стронция проводилось на многоколлекторном твердофазном масс-спектрометре Triton. Воспроизводимость определения концентраций Rb, Sr, Sm и Nd, вычисленная на основании многократных анализов стандарта BCR-1, соответствует $\pm 0.5\%$. Величина холостого опыта составляла: 0.05 нг для Rb, 0.2 нг для Sr, 0.3 нг для Sm и 0.8 нг для Nd. Результаты анализа стандартного образца BCR-1 (6 измерений): Sr=336.7 мкг/г, Rb=47.46 мкг/г, Sm=6.47 мкг/г, Nd=28.13 мкг/г, $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}=0.4062$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0.705036\pm 22$, $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}=0.1380$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0.512642\pm 14$. Воспроизводимость изотопных анализов контролировалась определением состава стандартов La Jolla и SRM-987. За период измерений Sr полученное значение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в стандарте SRM-987 соответствовало 0.710241 ± 15 (2 σ , 10 измерений), а величина $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ в стандарте La Jolla составила 0.511847 ± 8 (2 σ , 12 измерений). Изотопный состав Sr нормализован по величине $^{88}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=8.37521$, а состав Nd – по величине $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0.7219$. Изотопный состав Nd приведен к табличному значению стандарта La Jolla ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0.511860$).

Ar-Ar датирование проведено в Институте геологии и минералогии СО РАН (г. Новосибирск) по биотиту по методике, изложенной в работе [Travin et al., 2009]. При расчете $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ возраста по плато использовались критерии [Fleck et al., 1977].

3. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ И ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД

Ошурковский массив находится в 15 км от г. Улан-Удэ, занимает площадь несколько более 12 км². Он расположен в 7 км к северу от Иволгино-Удинской рифтогенной впадины, выполненной

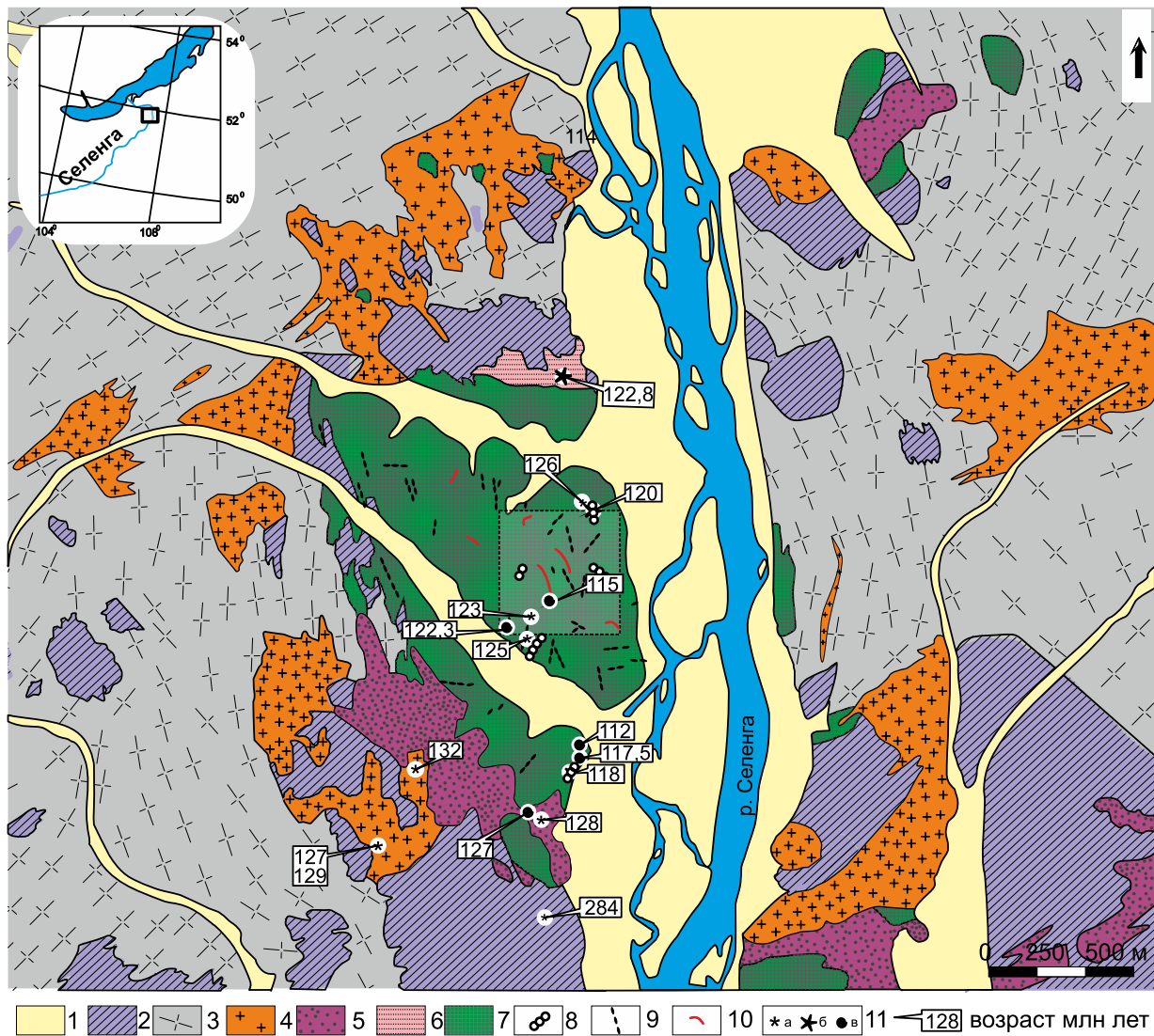


Рис. 1. Схема геологического строения площади Ошурковского месторождения (по результатам геологической съемки масштаба 1:50000, с добавлениями авторов).

1 – современные рыхлые отложения; 2 – биотитовые гнейсы и кристаллические сланцы; 3 – гнейсовидные граниты; 4 – лейкократовые граниты; 5 – щелочно-полевошпатовые сиениты; 6 – сиениты биотитовые; 7 – габброиды Ошурковского плутона. Квадрат – границы участка (см. рис. 2) с детализацией распределения жильных пород; 8 – жилы карбонатитов; 9 – дайки лампрофиров; 10 – дайки аплитов; 11 – точки отбора проб на геохронологические исследования и значения возраста по [Ripp et al., 2013a]: а – Ub-Pb (SHRIMP II), б – Rb-Sr, в – Ar-Ar.

Fig. 1. Schematic geologic structure of the Oshurkov deposit (based on geological mapping, scale 1:50000, with the additions by the authors).

1 – modern loose deposits; 2 – biotite gneiss and schist; 3 – gneissic granite; 4 – leucocratic granite; 5 – alkaline feldspar syenite; 6 – biotite syenite; 7 – gabbro of the Oshurkov pluton. Box – boundary of the site (see Fig. 2) wherein the distribution of vein rocks was studied in detail; 8 – carbonatite veins; 9 – lamprophyre dykes; 10 – aplite dykes; 11 – points of sampling for geochronological studies, and ages after [Ripp et al., 2013a]: а – Ub-Pb (SHRIMP II), б – Rb-Sr, в – Ar-Ar.

мезозойскими существенно терригенно-осадочными породами. Результаты геохронологических исследований представлены в работах [Ripp et al., 2013a, 2013b]. Схема геологического строения массива показана на рисунке 1.

Ошурковский массив более чем на 70 % сложен базитовыми породами, образовавшимися в период

117.5–126.0 млн лет назад. К начальному этапу кристаллизации массива относится *диопсидовое габбро*. Оно слагает тело протяженностью более 300 м на юго-восточном фланге плутона. Главным минералом является диопсид, содержащий до 10 % эгиринового минала. Другой темноцветный минерал представлен высокоглиноземистым (12–13

мас. % Al_2O_3), титанистым (3–4 мас. % TiO_2) гасдингситом. Для плагиоклаза характерно высокое содержание анортитового компонента (An_{36-50}). Акцессорные минералы представлены ильменитом, магнетитом и бадделейтом.

Большая часть плутона сложена *монцогаббро*. Порода состоит из варьирующегося количества плагиоклаза (An_{16-32}), амфибола, биотита, клинопироксена, апатита, калиевого и калинатрового полевого шпата. По содержанию порообразующих минералов выделяются мелано-, мезо- и лейкократовые разности, имеющие между собой как резкие границы, так и постепенные переходы. Амфибол относится к гасдингситу с повышенным содержанием щелочей (0.8–1.2 ф.е.), титана (2–4 мас. % TiO_2). Менее распространена железомagneзиальная роговая обманка, образовавшаяся при замещении гасдингсита и клинопироксена. В слюдах (флогопит-аннитовая серия) повышена титанистость (до 4–6 мас. % TiO_2) и магнезиальность (до 1.8 ф.е. Mg). Количество пироксена обычно не превышает 5–7 %. В нем содержится 8–15 % эгиринового минала. В составе второстепенных установлены апатит, титанит, ильменит и высокотитанистый (15–20 % TiO_2) магнетит.

Массив повсеместно рассечен дайками основного состава – *лампрофирами*. Они сложены гасдингситом, биотитом, плагиоклазом (An_{18-28}), апатитом, калинатровым полевым шпатом. В небольших количествах присутствуют клинопироксен, титанит, магнетит, ильменит, бадделейт. Возраст лампрофиров оценен в интервале 117–122 млн лет [Ripp et al., 2013b].

На площади массива установлены несколько типов *сиенитов*: биотит-амфиболовые, щелочно-полевошпатовые, биотитовые и диопсидовые. Биотит-амфиболовые сиениты часто имеют постепенные переходы к габбро-сиенитам, а диопсидовые – к шонкинитам. Щелочно-полевошпатовые слагают полосу шириной до 0.7–1.0 км, вытянутую вдоль юго-восточного контакта массива. Это среднезернистые порфиroidные породы, характерной особенностью которых является доминирование в составе щелочного полевого шпата с четко выраженным полосчатым и ленточным пертитам и преобладание альбитовой компоненты (50–80 %). Мелкой вкрапленностью представлены магнетит, титанит, апатит, циркон. Сформировались они 126–129 млн лет назад [Ripp et al., 2013b]. Биотитовые сиениты расположены на северном фланге массива в виде вытянутого вдоль контакта тела протяженностью ~600 м. Сложены они калиевым полевым шпатом с подчиненным количеством альбита. В них равномерно рассеяны пластинки биотита, присутствует редкая вкрапленность магнетита, титанита, апатита, циркона.

Сиенитовые пегматиты сформировались после монцогаббро. Это маломощные (обычно не более 1 м) жилы, прослеживающиеся на расстояние до нескольких десятков метров. Породы сложены калиевым полевым шпатом, альбитом с подчиненным количеством пироксена (25–30 % эгиринового минала). Их типоморфными акцессорными минералами являются биотит, магнетит, титанит, циркон, пироксид. В осевой части жил в небольших количествах присутствует кварц.

Граниты и гранитные пегматиты представлены двумя возрастными группами. Первая включает в себя тела лейкогранитов, распространенных по периферии Ошурковского плутона. Формирование их произошло в период 127–132 млн лет [Ripp et al., 2013b]. Это мелкозернистые породы с директивной структурой, обусловленной ориентированной вкрапленностью биотита и магнетита. Акцессорные минералы представлены цирконом, апатитом, титанитом. Более поздними являются дайки аплитов и гранитных пегматитов.

Дайки *аплитов* распространены как внутри массива, так и за его пределами. Общее количество даек достигает нескольких десятков, мощность их обычно не более 10–15 м, протяженность – до сотен метров. Дайки имеют различную ориентировку. Нередко это пересекающиеся и ветвящиеся тела (рис. 2). Представлены они мелкозернистыми гипидиоморфно-зернистыми породами с гранобластовой структурой, массивной гнейсовидной текстурой. В породах отмечаются директивные структуры, обусловленные ориентированным расположением биотита и магнетита. Для установления времени становления аплитов были проведены ^{39}Ar - ^{40}Ar изотопные исследования биотита (N 51°56'19.7" E 107°28'15.3"). Для спектра биотита получено четкое плато с возрастом 114.9 ± 1.5 млн лет (рис. 3, а).

В дайках аплитов встречаются меланократовые включения, сложенные гасдингситом, олигоклазом (An_{10-12}), калиевым полевым шпатом, кварцем, биотитом, апатитом, магнетитом, в большинстве случаев они имеют каплевидную, изометричную и линзовидную форму. Включения распространены равномерно по всей массе аплита и выдержаны по составу. Размер их обычно не превышает 1–2 см. Для определения возраста образования каплевидных включений было проведено ^{39}Ar - ^{40}Ar изотопное датирование амфибола (N 51°56'19.7" E 107° 28'15.3"). По химическому составу амфибол представлен гасдингситом. Результаты $^{40}Ar/^{39}Ar$ датирования представлены на рисунке 3, б. График ступенчатого нагрева амфибола показывает хорошо выраженное плато с возрастом 123.3 ± 2.1 млн лет.

Завершают магматический этап *гранитные пегматиты* (112 млн лет). Это плитообразные тела



Рис. 2. Схема распределения жильных пород на одном из участков Ошурковского массива по [Kostromin, Koval'skii, 1966], с добавлениями авторов).

1 – диопсидовое габбро; 2 – крупнозернистое монцогаббро; 3 – средне-, мелкозернистое монцогаббро; 4 – дайки аплитовидных гранитов; 5 – жилы гранитных пегматитов; 6 – дайки лампрофиров; 7 – жилы карбонатитов; 8 – дайки шонкинитов; 9 – координаты места отбора проб для геохронологических исследований.

Fig. 2. The scheme of distribution of vein rocks on the site in the Oshurkov massif after [Kostromin, Koval'skii, 1966] (with the additions by the authors).

1 – diopside gabbro; 2 – coarse monzogabbro; 3 – medium-, fine-grained monzogabbro; 4 – aplite dykes of granite; 5 – granitic pegmatite veins; 6 – lamprophyre dykes; 7 – carbonatite veins; 8 – shonkinite dykes; 9 – coordinates of sampling sites for the geochronological studies.

мощностью до 4–5 м и протяженностью до сотен метров, дифференцированные от аплитов до зоны блокового строения. В них широко развиты графические, субграфические структуры, а в центральной части присутствует кварцевое ядро. Участками в жилах проявился альбитовый замещающий комплекс с мусковитом, бериллом, турмалином, алланитом, пироксеном [Rampilov et al., 2013].

4. МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА АПЛИТОВ И ВКЛЮЧЕНИЙ

Аплиты образовались в промежутке между лампрофирами и гранитными пегматитами. Породы сложены альбитом (An_5) (35 %), калиевым полевым шпатом (25–30 %) с пертитовыми выделениями альбита, кварцем (25 %) и биотитом (1–2 %).

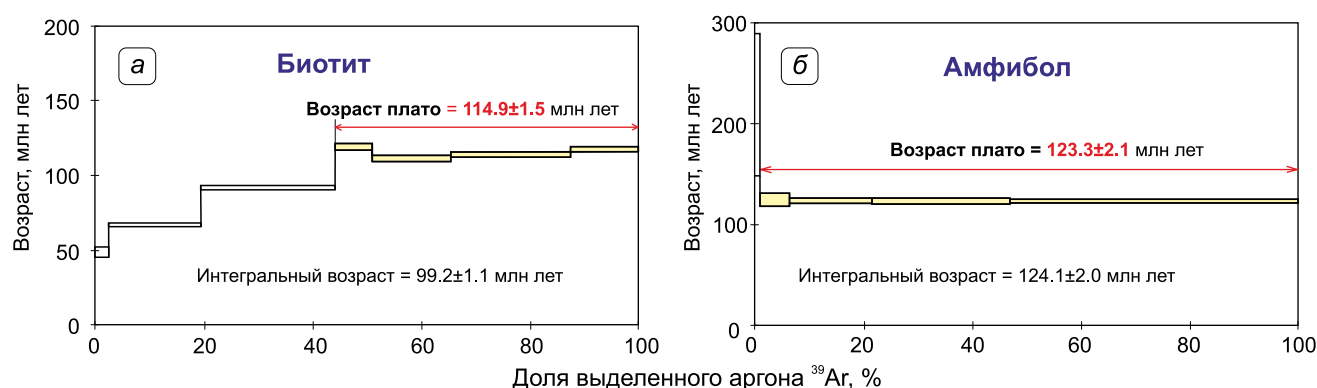


Рис. 3. Ar-Ar возрастные спектры по биотиту из аплита (а) и амфиболу из каплевидных включений (б).

Fig. 3. Ar-Ar age spectra for (a) biotite from aplite, and (b) amphibole from the drop-shaped inclusions.

Особенностью полевых шпатов является отсутствие в них стронция и бария. В качестве акцессорных минералов в них присутствуют титанит, алланит, апатит, магнетит, монацит. Химический состав пород приведен в таблице 1. Аплиты характеризуются варьирующимися содержаниями кремнезема (71.8–74.6 мас. % SiO₂), низкими – титана (0.09–0.15 мас. % TiO₂), преобладанием калия над натрием (Na₂O/K₂O 0.67–0.93). Породы характеризуются высоким отношением ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr₀ (0.70564) и низким значением ε_{Nd}(T) (–5.3) (табл. 2).

Мафические включения выдержаны по составу, сложены амфиболом, олигоклазом, калиевым полевым шпатом (рис. 4). В числе акцессорных минералов установлены магнетит, биотит, апатит, титанит, циркон. Состав амфибола и плагиоклаза

приведен в таблице 3. По химическому составу амфибол отвечает гастингситу. Он характеризуется повышенной глиноземистостью (~0.5 A/CNK) и высокой железистостью (~0.65 Fe/Fe+Mg). Гастингсит замещается железомagneзиальной роговой обманкой, характеризующейся пониженными содержаниями щелочей, титана и глинозема. Плагиоклаз относится к альбиту и кислому олигоклазу (An_{10–12}) (табл. 3), а в калиевом полевым шпате постоянно содержится 1.4–2.7 мас. % BaO. Апатит представлен фтор-апатитом, в котором присутствует около 1 мас. % SrO и 0.5–0.9 мас. % SO₃. В титаните содержится 0.9–1.8 мас. % Al₂O₃, 1.3–2.1 мас. % FeO. Часто в титаните присутствуют округлые (подобные эмульсионным) включения магнетита и ильменита. Магнетит высокотитанистый

Т а б л и ц а 1. Химический состав аплитов, монзонитов и монзогаббро

Table 1. Chemical composition of aplite, monzonite and monzogabbro

№ п/п	Аплит				Монзонит		Монзогаббро								
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
SiO ₂	71.80	73.40	74.60	75.10	59.70	60	42.15	45.6	43.22	48.58	45.45	47.02	51.1	45.00	45.10
TiO ₂	0.09	0.14	0.07	0.15	0.47	0.35	1.49	2.02	3.10	2.67	3.04	2.71	1.99	2.23	2.30
Al ₂ O ₃	14.60	14.18	13.80	12.85	11.90	12.5	4.50	13.30	13.80	15.20	15.20	15.95	16.9	13.60	11.40
Fe ₂ O ₃	0.64	0.80	0.91	0.77	3.74	5.47	2.81	2.81	3.98	4.41	3.99	2.53	3.14	1.57	1.87
FeO	0.12	0.11	0.28	0.39	5.88	4.32	3.90	5.50	6.68	4.06	5.73	4.93	4.77	6.89	5.85
MnO	0.01	<0.01	0.01	<0.01	0.37	0.76	0.26	0.10	0.08	0.08	0.08	0.07	0.09	0.10	0.20
MgO	0.09	0.18	0.07	0.20	3.72	3.39	6.22	7.00	6.89	4.61	5.96	6.81	3.14	5.92	6.80
CaO	0.13	0.82	0.09	1.45	4.92	3.92	24.82	12.89	10.97	7.98	9.17	10.24	5.20	10.64	12.00
Na ₂ O	4.86	4.44	4.76	3.08	3.00	4.35	2.42	3.26	3.41	3.80	3.41	3.89	1.85	3.44	1.98
K ₂ O	6.39	4.75	5.11	4.60	4.11	2.65	1.21	2.15	2.01	3.15	3.36	2.22	4.30	3.68	5.16
P ₂ O ₅	0.04	0.02	0.03	0.02	0.08	0.10	2.71	2.87	3.34	2.44	2.76	2.11	1.10	2.18	3.75
П.п.п.	0.17	0.47	0.18	0.71	1.31	1.98	7.95	1.77	1.68	1.73	1.70	1.78	1.63	4.11	1.77
Сумма	98.94	99.31	99.91	99.32	99.20	99.79	100.44	99.27	99.16	98.71	99.85	99.63	98.21	98.36	98.18

Примечание. Состав монзонита определен из каплевидных включений в аплите. Монзогаббро вмещают аплиты.

Note. The monzonite composition is determined for the drop-shaped inclusions in aplite. Monzogabbro host aplites.

Т а б л и ц а 2. Nd-Sr изотопная систематика пород

Table 2. Nd-Sr isotope systematics of the rocks

№ п/п	Возраст	Sm, г/т	Nd, г/т	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\pm 2s$	$\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T})$	Rb, г/т	Sr, г/т	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_0$
1	115	2.65	17.81	0.90060	0.512286	4	-5.30	126.561	773.438	0.47334	0.70564
2	115	4.90	30.75	0.09634	0.512255	6	-6.00	134.105	315.067	1.23136	0.707579
3	125	25.79	166.70	0.09352	0.512434	3	-2.33	22.38	5089.18	0.0127	0.705174

П р и м е ч а н и е. 1 – аплит; 2 – монзонит; 3 – монцогаббро. Возраст монцогаббро для расчета по [Ripp et al., 2013a].

N o t e. 1 – aplite; 2 – monzonite; 3 – monzogabbro. The monzogabbro is dated after [Ripp et al., 2013a].

(15–20 % TiO_2). Он содержит 0.4–1.0 мас. % Cr_2O_3 и 0.5 мас. % V_2O_5 . В ильмените присутствует 1–2 мас. % MnO . Биотит содержит 2.4–2.6 мас. % TiO_2 , фтор отсутствует, Al_2O_3 – 12.0–13.6 мас. %, FeO – 17.0–17.8 мас. %, MgO 11.0–12.5 мас. %.

По химическому составу включения подобны монзонитам. Относительно монцогаббро в них выше кремнекислотность. На TAS-диаграмме включения ложатся в поле монзонита и занимают промежуточное положение между аплитами и вмещающими монцогаббро (рис. 5). Значение $\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T})$ во включениях приближено к значению в монцогаббро (-6.0 и -5.3 соответственно) (табл. 2).

5. ХАРАКТЕР СООТНОШЕНИЙ АПЛИТОВ И МАФИЧЕСКИХ ВКЛЮЧЕНИЙ

В аплитах установлено две группы включений (рис. 6). Одна из них представлена ксенолитами различных по составу пород (монцогаббро, лам-

профиры, сиенитовые пегматиты), имеющих обычно угловатую форму со следами дезинтеграции и сохранивших структурно-текстурные особенности начальных пород. Размер их варьируется от долей до 10–25 см (рис. 6, а). В другую группу входят обособления тонкозернистых агрегатов, химический состав которых соответствует монзониту. По морфологическим признакам они резко отличаются от ксенолитов. Эти включения имеют изометричную, линзовидную форму, характерную для эмульсий. Они представлены одиночными или сближенными по две–три капли выделениями (рис. 6, б, в), размером, обычно не превышающим 5–7 мм в диаметре (иногда до 1.0–1.5 см). Многие из них вытянуты согласно полосчатости даек, имеют овальную и линзовидную форму, некоторые подобны «головастикам» (рис. 6, г), уплощенные фрагменты огибают ксенолиты (рис. 6, д). В этих выделениях отсутствуют признаки дезинтеграции, а часть длинных осей зерен плагиоклаза и амфибола ориентирована вдоль включений. Иногда

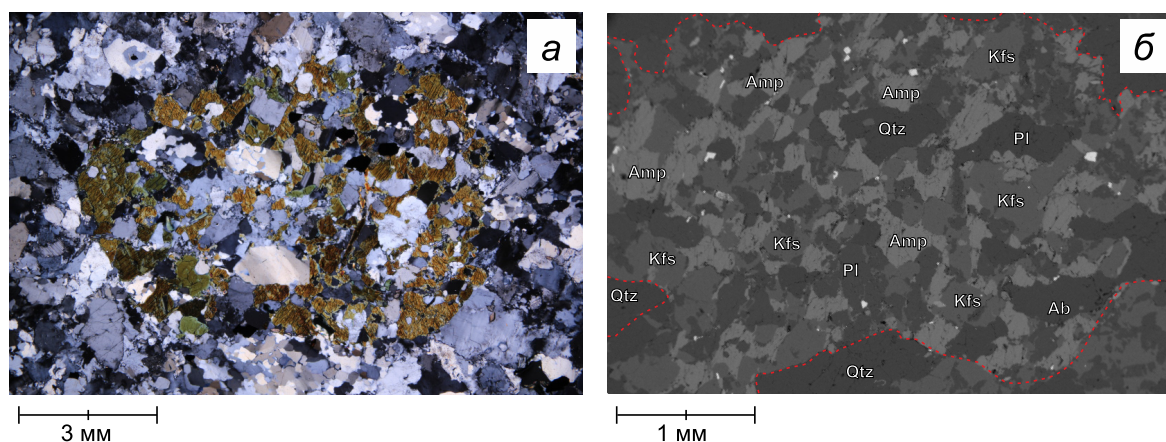


Рис. 4. Морфологические особенности и состав монзонитовых включений в аплите: а – шлиф, николи скрещены; б – изображение в обратнорассеянных электронах. Kfs – калиевый полевой шпат, Amp – амфибол, Pl – плагиоклаз, Qtz – кварц.

Fig. 4. Morphological characteristics and composition of monzonite inclusions in aplite: а – thin specimen, nicole are crossed; б – reverse-scattered electron image. Kfs – potassium feldspar, Amp – amphibole, Pl – plagioclase, Qtz – quartz.

Т а б л и ц а 3. Представительные химические анализы амфиболов и плагиоклазов, мас. %

T a b l e 3. Representative chemical tests of amphibole and plagioclase, weight %

Порода	№ п/п	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO общ.	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	SrO	Сумма
Амфибол											
Монцогаббро	1	40.28	3.85	11.79	16.00	10.12	11.32	2.26	2.00	н/о	97.63
	2	39.75	3.15	11.79	16.25	10.41	11.04	2.01	2.10	н/о	96.50
	3	41.16	3.54	11.45	15.26	11.39	11.35	2.6	1.64	н/о	98.39
	4	39.62	4.07	11.98	14.77	10.70	11.24	2.18	1.86	н/о	96.41
	5	40.88	3.79	12.30	14.50	11.18	11.53	2.24	1.95	н/о	98.36
Включения монцонита	6	44.35	0.83	8.45	19.27	10.55	10.86	2.05	1.20	н/о	98.05
	7	45.38	0.58	7.12	18.64	11.01	11.38	1.71	0.99	н/о	97.01
	8	44.43	0.87	7.78	20.11	9.73	11.14	1.78	1.31	н/о	97.16
	9	45.27	0.58	7.65	18.81	10.45	11.18	2.08	0.90	н/о	97.31
	10	47.43	0.72	7.16	18.82	11.46	11.15	1.87	1.06	н/о	100.07
Плагиоклаз											
Монцогаббро	11	61.76	н/о	23.43	–	–	4.39	8.6	0.30	1.55	100.04
	12	62.08	н/о	23.30	–	–	3.71	9.17	0.29	1.79	100.33
	13	61.36	н/о	24.58	–	–	4.83	7.98	0.53	1.56	100.84
	14	61.85	н/о	23.64	–	–	4.67	8.02	0.34	2.33	100.85
	15	61.46	н/о	23.96	–	–	4.67	8.38	0.36	1.47	100.31
Включения монцонита	16	65.21	н/о	19.92	–	–	0.23	10.24	–	–	96.73
	17	66.81	н/о	20.95	–	–	–	10.81	–	–	99.88
	18	64.76	н/о	21.62	–	–	0.25	10.15	–	–	98.86
	19	65.91	н/о	20.73	–	–	–	10.72	–	–	98.53
	20	65.67	н/о	20.81	–	–	0.25	10.48	–	–	97.21
Аплит	21	68.39	н/о	19.40	<0.08	0.10	0.19	11.42	0.20	–	99.72
	22	68.6	н/о	19.02	<0.08	0.08	0.23	11.71	0.17	–	99.81
	23	66.79	н/о	20.53	0.13	0.11	1.71	10.52	0.56	–	100.35
	24	66.54	н/о	20.57	0.12	0.10	1.68	10.31	0.76	–	100.08
	25	68.06	н/о	19.46	0.08	–	0.20	11.30	0.11	–	99.32

П р и м е ч а н и е. н/о – элемент не определялся, прочерк – содержание ниже предела обнаружения.

N o t e. н/о – unspecified element; dash – content below the detection limit.

отмечается незначительная фрагментация включений. Также установлены участки с разноориентированными включениями.

В аплитах вокруг монцонитовых выделений фиксируются ореолы осветления. Их ширина коррелируется с размерами капель с примерным соотношением 1:1. В ореолах отсутствуют темноцветные минералы, а на границах некоторых включений установлена кайма с биотитом. Вдоль «струй» также отмечаются диффузионные зоны осветления (рис. 6, б, в).

6. ОБСУЖДЕНИЕ

Временная близость образования базитов и кислых магматитов позволила выделить габбро-сиенит-гранитную ассоциацию, подобную бимодальным вулканическим сериям [Ripp et al., 2013b]. Близкий возраст контрастных по составу пород и распространенность на ограниченной территории предполагают возможность смешения их расплавов. Одним из примеров такого смешения

могут быть включения монцонитов в дайках аплитов.

Зоны осветления вокруг включений и исчезновение в них темноцветных минералов, а также появление биотита на границе включений и аплитовой матрицы свидетельствуют о взаимодействии между двумя расплавами. Во включениях относительно монцогаббро резко увеличилось количество кремнезема (с 48 до 60 мас. % SiO₂) и уменьшились глиноземистость (с 14 до 12 мас. % Al₂O₃), содержание магния (с 6.7 до 3.7 мас. % MgO), кальция (с 7–10 до 4–5 мас. % CaO), фосфора (с 2–3 до десятых долей мас. % P₂O₅) (см. табл. 1). Биотит стал менее магнизальным и титанистым, чем в монцогаббро, амфибол – более железистым, а плагиоклаз – более кислым (табл. 3). Такое различие в химическом составе между монцогаббро и включениями, а также в составе минералов, слагающих их, могло быть обусловлено как фракционной кристаллизацией, так и взаимодействием с кислым расплавом. В пользу второй гипотезы могут свидетельствовать результаты изотопных исследований. Значения εNd во включениях (–6.0) не

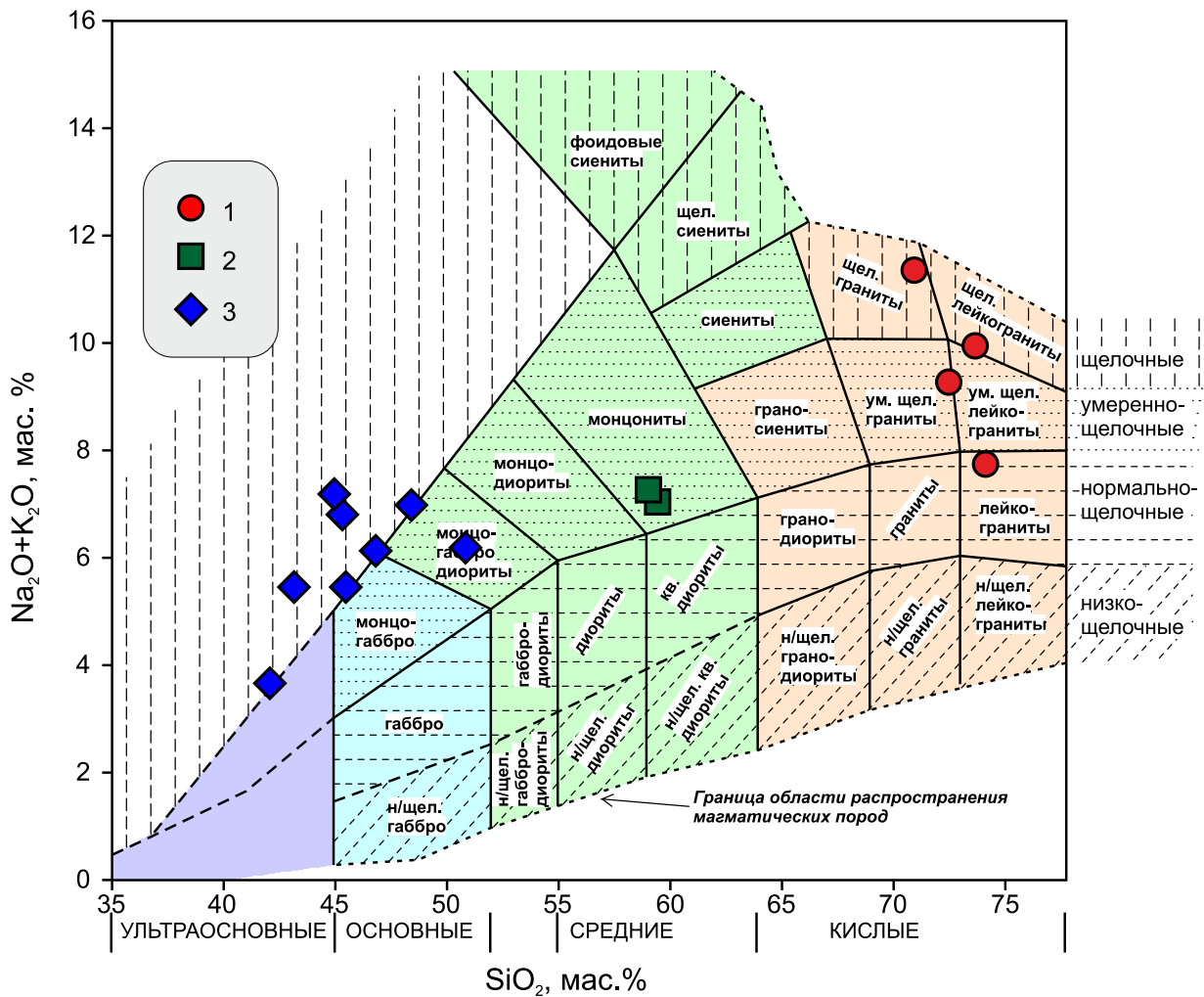


Рис. 5. Положение аплитов (1), монцонита из каплевидных включений (2) и вмещающих монцогаббро (3) на классификационной диаграмме TAS для плутонических пород [Sharpenok et al., 2013].

Fig. 5. Positions of aplite (1), monzonite from the drop-shaped inclusions (2) and host monzogabbro (3) in the TAS classification diagram for plutonic rocks [Sharpenok et al., 2013].

унаследованы из материнских монцогаббро (–2.33), а приближены к значениям в аплитах (–5.3). В то же время состав акцессорных минералов, а именно апатита, титанита, магнетита, циркона, в монцогаббро и в монцонитовых включениях, в целом идентичен.

Серьезную проблему создают полученные Ar-Ar данные по биотиту из аплита и амфиболу из монцонитовых включений, показавшие временной разрыв в ~10 млн лет. Разрыв значений в геохронологических данных можно объяснить более поздним закрытием системы в слюде относительно амфибола, что косвенно подтверждается наличием трехступенчатого плато для аргонограммы биотита. Присутствие более поздних пород, таких как гранитные пегматиты и карбонатиты [Ripp et al., 2013b], могло обусловить изотермический прогрев биотита, потерю ^{39}Ar и омоложение Ar-Ar

спектра [Voronovsky, Ovchinnikova, 1979; Evernden et al., 1960]. Например, разница возрастов между более устойчивыми к термическому воздействию минералами и слюдами нередко достигает 15–20 млн лет (например, массивы Калгутинский, Калбинский, Кунушский) [Travin, 2016].

Морфологические особенности монцонитовых включений, в частности изометричная и линзовидная формы с признаками пластических деформаций, могут свидетельствовать о смешении двух жидкостей с разной вязкостью [Cook, 1988; Lowell, Young, 1999; Valentini, Moore, 2009; и др.]. Некоторые включения вытянуты вдоль полосчатости гранитов. В участках встречающихся ксенолитов они изгибались, обтекая их (см. рис. 6, д). Это согласуется с экспериментальными работами [Snyder et al., 1977], свидетельствующими о том, что в гетерогенной смеси двух расплавов деформации должны

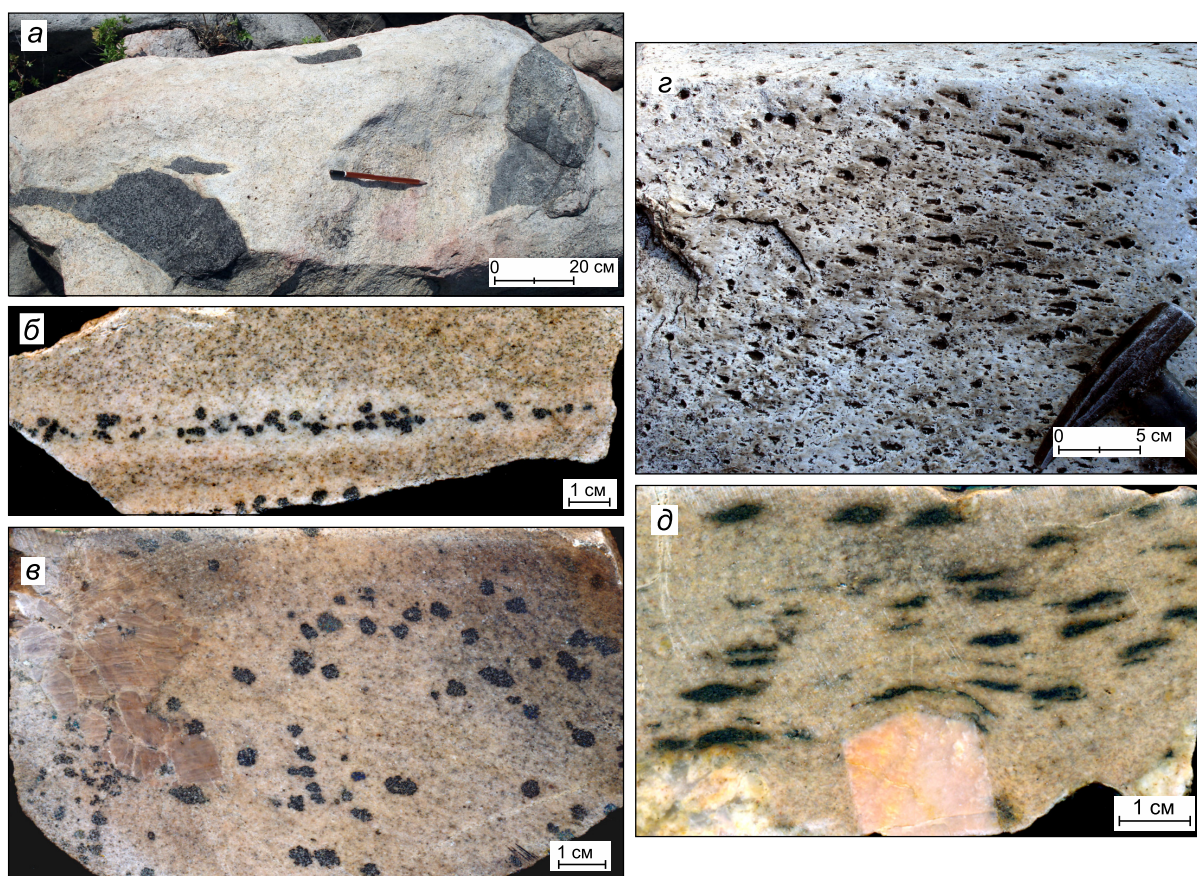


Рис. 6. Морфология включений в аплите: *a* – ксенолиты вмещающих монцогаббро и гнейсов; *б, в* – каплевидные фрагментированные включения с осветленной диффузионной зоной; *з* – уплощенные включения, подобные головастикам; *д* – уплощенные вытянутые согласно простиранию дайки включения, огибающие ксенолит сиенита.

Fig. 6. Morphology of the inclusions in aplite: *a* – xenoliths of host monzogabbro and gneisses; *б, в* – drop-shaped, fragmented inclusions with a lighter diffusion zone; *з* – flattened tadpole-shaped inclusions; *д* – flattened inclusions elongated along the strike of the dyke and enveloping the syenite xenoliths.

сосредоточиться в менее вязком (базальтовом) расплаве, в то время как кислый расплав должен вести себя пассивно.

Высокое флюидное давление в базитовом расплаве (6–8 Кбар), определенное по составу магматического амфибола из вмещающих монцогаббро [Ripp et al., 2013b], способствовало неоднократному впрыскиванию базитового расплава в кислый, а ламинарное течение в последнем привело к переносу и пластичным деформациям капель. Это определило появление пересекающихся зон аплита с включениями монцонита, отличающимися размером капель.

7. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Близкий возрастной интервал образования контрастных по составу пород на площади Ошурковского плутона предопределил возможность смеше-

ния расплавов. Рассматриваемый массив может быть отнесен к числу объектов, весьма перспективных для изучения процессов смешения расплавов.

Мелкозернистые монцонитовые включения в аплитах представляют собой закристаллизованные капли базитового расплава, который является дифференцированной частью монцогаббро.

Присутствие пересекающихся зон аплита с разноразмерными включениями монцонита свидетельствует о неоднократном впрыскивании базитового расплава. Ламинарное течение в аплитовом расплаве привело к перемещению и пластичным деформациям базитовых капель.

Наличие в контактовых ореолах зон осветления аплитов и исчезновение в них темноцветных минералов свидетельствуют о взаимодействии расплавов. Доказательством этих процессов служит появление на границах включений биотита, кварца и более кислого плагиоклаза.

8. ЛИТЕРАТУРА / REFERENCES

- Andreev G.V., Gordienko I.V., Kuznetsov A.N., Kravchenko A.I., 1972. Apatite-Bearing Diorites of Southwestern Transbaikalia. Buryatian Publishing House, Ulan-Ude, 157 p. (in Russian) [Андреев Г.В., Гордиенко И.В., Кузнецов А.Н., Кравченко А.И. Апатитоносные диориты Юго-Западного Забайкалья. Улан-Удэ: Бурятское книжное изд-во, 1972. 157 с.].
- Cook N.D.J., 1988. Diorites and associated rocks in the Anglern Complex at the Neck, northeastern Stewart Island, New Zealand: An example of magma mingling. *Lithos* 21 (4), 247–262. [https://doi.org/10.1016/0024-4937\(88\)90031-x](https://doi.org/10.1016/0024-4937(88)90031-x).
- Evernden I.F., Curtis G.H., Kistler R.W., Obradovich I., 1960. Argon diffusion in glauconite, microcline, sanidine, leucite and phlogopite. *American Journal of Science* 258 (8), 583–604. <https://doi.org/10.2475/ajs.258.8.583>.
- Fleck R.J., Sutter J.E., Elliot D.H., 1977. Interpretation of discordant $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age-spectra at Mesozoic tholeites from Antarctica. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 41 (1), 15–32. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(77\)90184-3](https://doi.org/10.1016/0016-7037(77)90184-3).
- Kostromin S.V., Koval'skii F.I., 1966. The Oshurkovo apatite deposit: geological structure and economic significance. In: Transactions of the Buryat Integrated Research Institute. Issue 21. Buryatian Publishing House, Ulan-Ude, p. 92–96 (in Russian) [Костромин С.В., Ковальский Ф.И. Геолого-структурные особенности Ошурковского месторождения апатита и его народно-хозяйственное значение // Труды Бурятского комплексного научно-исследовательского института. Вып. 21. Улан-Удэ: Бурятское кн. изд-во, 1966. С. 92–96].
- Kuznetsov A.N., 1980. Mineralogy and Geochemistry of Apatite-Bearing Diorites (Southwestern Transbaikalia). Nauka, Novosibirsk, 103 p. (in Russian) [Кузнецов А.Н. Минералогия и геохимия апатитоносных диоритов (Юго-Западное Забайкалье). Новосибирск: Наука, 1980. 103 с.].
- Kuznetsova L.G., Vasilenko V.B., Kholodova L.D., 1995. Features of the composition of rock-forming minerals of the Oshurkovo massif. In: N.V. Sobolev (Ed.), Materials on genetic and experimental mineralogy. Vol. 11. Publishing House of the Siberian Branch of RAS, SRC OIIGM SB RAS, Novosibirsk, p. 81–97 (in Russian) [Кузнецова Л.Г., Василенко В.Б., Холодова Л.Д. Особенности состава породообразующих минералов Ошурковского массива // Материалы по генетической и экспериментальной минералогии / Ред. Н.В. Соболев. Т. 11. Новосибирск: Изд-во СО РАН, НИЦ ОИГМ СО РАН, 1995. С. 81–97].
- Litvinovsky B.A., Jahn B., Zhanvilevich A.N., Shadaev M.G., 2002. Crustal fractionation in the petrogenesis of an alkali monzodiorite – sienite series: the Oshurkovo plutonic sheeted complex, Transbaikalia, Russia. *Lithos* 64 (3–4), 97–130. [https://doi.org/10.1016/S0024-4937\(02\)00179-2](https://doi.org/10.1016/S0024-4937(02)00179-2).
- Litvinovsky B.A., Yarmolyuk V.V., Zhanvilevich A.N., Shadaev M.G., Nikiforov A.V., Posokhov V.F., 2005. Sources of material and genesis of granitic pegmatites of the Oshurkovskii alkaline monzonite massif, Transbaikalia. *Geochemistry International* 43 (12), 1149–1167.
- Litvinovsky B.A., Zhanvilevich A.N., Burdukov I.V., Karmanov N.S., 1998. Derivation of syenite by fractionation of alkali basalt magma: An example from the Oshurkovo pluton, Transbaikalia. *Petrology* 6 (1), 25–46.
- Lowell G.R., Young G.J., 1999. Interaction between coeval mafic and felsic melts in the St. Francois Terrane of Missouri, USA. *Precambrian Research* 95 (1–2), 69–88. [https://doi.org/10.1016/S0301-9268\(98\)00127-2](https://doi.org/10.1016/S0301-9268(98)00127-2).
- Polyakov G.V., Bognibov V.I., Krivenko A.P., Balykin P.A., 1980. On the origin, forms of occurrence, and distribution of the apatite mineralization of the Oshurkov type in the south of Siberia. *Geologiya i Geofizika (Russian Geology and Geophysics)* 21 (6), 19–26 (in Russian) [Поляков Г.В., Богнибов В.И., Кривенко А.П., Балькин П.А. О происхождении, формах проявления и распространенности апатитовой минерализации Ошурковского типа на юге Сибири // Геология и геофизика. 1980. Т. 21. № 6. С. 19–26].
- Rampilov M.O., Lastochkin E.I., Ripp G.S., 2013. Pegmatites of the Oshurkovo apatite pluton. *Otechestvennaya Geologia (Russian Geology)* (3), 65–73 (in Russian) [Рампилов М.О., Ласточкин Е.И., Рипп Г.С. Пегматиты Ошурковского апатитоносного плутона // Отечественная геология. 2013. № 3. С. 65–73].
- Ripp G.S., Izbrodin I.A., Doroshkevich A.G., Lastochkin E.I., Rampilov M.O., Sergeev S.A., Travin A.V., Posokhov V.F., 2013a. Chronology of the formation of the gabbro–syenite–granite series of the Oshurkovo Pluton, Western Transbaikalia. *Petrology* 21 (4), 375–392. <https://doi.org/10.1134/S0869591113030053>.
- Ripp G.S., Izbrodin I.A., Doroshkevich A.G., Lastochkin E.I., Rampilov M.O., Burtseva M.V., 2013b. Oshurkov Basite Pluton: Chronology, Isotope Geochemical and Mineralogical Features, and Conditions of Its Formation. *Geo*, Novosibirsk, 163 p. (in Russian) [Рипп Г.С., Избродин И.А., Дорошкевич А.Г., Ласточкин Е.И., Рампилов М.О., Бурцева М.В. Ошурковский базитовый плутон: хронология, изотопно-геохимические и минералогические особенности, условия образования. Новосибирск: «Гео», 2013. 163 с.].
- Savatenkov V.M., Morozova I.M., Levsky L.K., 2004. Behavior of the Sm-Nd, Rb-Sr, K-Ar, and U-Pb isotopic systems during alkaline metasomatism: fenites in the outer-contact zone of an ultramafic-alkaline intrusion. *Geochemistry International* 42 (10), 899–920.
- Sharpenok L.N., Kostin A.E., Kukhareno E.A., 2013. TAS-diagram alkali sum – silica for chemical classification and diagnostics of plutonic rocks. *Regional'naya Geologiya i Metallogeniya (Regional Geology and Metallogeny)* (56), 40–50 (in Russian) [Шарпенок Л.Н., Костин А.Е., Кухаренко Е.А. TAS-диаграмма сумма щелочей – кремнезем для химической классификации и диагностики плутонических пород // Региональная геология и металлогения. 2013. № 56. С. 40–50].

- Smirnov F.L., 1971. The Oshurkovo apatite deposit. *Sovetskaya Geologiya (Soviet Geology)* (3), 79–90 (in Russian) [Смирнов Ф.Л. Ошурковское месторождение апатита // Советская геология. 1971. № 4. С. 79–90].
- Snyder D., Crambes C., Tait S., Wiebe R.A., 1977. Magma mingling in dikes and sills. *Journal of Geology* 105 (1), 75–86. <https://doi.org/10.1086/606148>.
- Travin A.V., 2016. Thermochronology of Early Paleozoic collisional and subduction-collisional structures of Central Asia. *Russian Geology and Geophysics* 57 (3), 434–450. <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2016.03.006>.
- Travin A.V., Yudin D.S., Vladimirov A.G., Khromykh S.V., Volkova N.I., Mekhonoshin A.S., Kolotilina T.B., 2009. Thermochronology of the Chernorud granulite zone, Ol'khon region, Western Baikal area. *Geochemistry International* 47 (11), 1107–1124. <https://doi.org/10.1134/S0016702909110068>.
- Valentini L., Moore K.R., 2009. Numerical modeling of the development of small-scale magmatic emulsions by Korteweg stress driven flow. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 179 (1), 87–95. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2008.10.004>.
- Voronovsky S.N., Ovchinnikova L.V., 1979. Thermal models of underestimation of potassium–argon datings. In: F.V. Chukhrov (Ed.), *Isotope methods of age determination in geology*. Nauka, Moscow, p. 103–119 (in Russian) [Вороновский С.Н., Овчинникова Л.В. Термические модели занижения калий-аргоновых датировок // Изотопные методы измерения возраста в геологии / Ред. Ф.В. Чухров. М.: Наука, 1979. С. 103–119].



Рампилов Михаил Олегович, канд. геол.-мин. наук
Геологический институт СО РАН
670047, Улан-Удэ, ул. Сахьяновой, 6а, Россия
✉ e-mail: mrampilov@mail.ru

Rampilov, Mikhail O., Candidate of Geology and Mineralogy
Geological Institute, Siberian Branch of RAS
6a Sakhyanova street, Ulan-Ude 670047, Russia
✉ e-mail: mrampilov@mail.ru



Рипп Герман Самуилович, канд. геол.-мин. наук
Геологический институт СО РАН
670047, Улан-Удэ, ул. Сахьяновой, 6а, Россия
e-mail: ripp@gin.bscnet.ru

Ripp, German S., Candidate of Geology and Mineralogy
Geological Institute, Siberian Branch of RAS
6a Sakhyanova street, Ulan-Ude 670047, Russia
e-mail: ripp@gin.bscnet.ru



Ласточкин Евгений Иванович, канд. геол.-мин. наук
Геологический институт СО РАН
670047, Улан-Удэ, ул. Сахьяновой, 6а, Россия
e-mail: gin-buryatia-07@yandex.ru

Lastochkin, Evgenii I., Candidate of Geology and Mineralogy
Geological Institute, Siberian Branch of RAS
6a Sakhyanova street, Ulan-Ude 670047, Russia
e-mail: gin-buryatia-07@yandex.ru



Избродин Иван Александрович, канд. геол.-мин. наук
Геологический институт СО РАН
670047, Улан-Удэ, ул. Сахьяновой, 6а, Россия
e-mail: isbrodin@rambler.ru

Izbrodin, Ivan A., Candidate of Geology and Mineralogy
Geological Institute, Siberian Branch of RAS
6a Sakhyanova street, Ulan-Ude 670047, Russia
e-mail: isbrodin@rambler.ru