



MID-MIOCENE SEQUENCES OF HIGH- AND MODERATE-MG VOLCANIC ROCKS IN VITIM PLATEAU, SOUTHERN SIBERIA: IMPACT OF A SUB-LITHOSPHERIC CONVECTIVE MATERIAL ON THE LITHOSPHERE

I. S. Chuvashova^{1,2}, S. V. Rasskazov^{1,2}, T. A. Yasnygina¹, N. N. Fefelov¹,
E. V. Saranina¹, N. A. Rudneva^{1,2}

¹ Institute of the Earth's Crust, Siberian Branch of RAS, Irkutsk, Russia

² Irkutsk State University, Irkutsk, Russia

Abstract: A comparative study of major elements, trace elements, and isotopes in high- and moderate-Mg volcanic sequences of 16–14 and 14–13 Ma, respectively, has been performed in the Bereya volcanic center. In the former (small volume) sequence, contaminated by crustal material basalts and trachybasalts of K–Na series were followed by uncontaminated basanites and basalts of transitional (K–Na–K) compositions and afterwards by picobasalts and basalts of K series. From pressure estimates using equation [Scarraw, Cox, 1995], high-Mg magma originated at the deep range of 115–150 km. In the latter (high-volume) sequence, basalts and basaltic andesites of transitional (Na–K–Na) compositions and basalts of Na series were overlain by basalts and trachybasalts of K–Na series. First, there was a strong melting of its shallow garnet-free part with coeval weak melting of more deep garnet-bearing portion, then only a deep garnet-bearing portion of the lithospheric mantle melted. It is suggested that the sequential formation of high- and moderate-Mg melts reflected the mid-Miocene thermal impact of the lithosphere by hot material from the Transbaikalian low-velocity domain, which had the potential temperature T_p as high as 1510 °C. This thermal impact triggered the rifting in the lithosphere of the Baikal Rift System.

Key words: volcanism, geodynamics, Cenozoic, Asia, asthenosphere, lithosphere, picobasalt, basanite, basalt.

Recommended by E.V. Sklyarov

For citation: Chuvashova I.S., Rasskazov S.V., Yasnygina T.A., Fefelov N.N., Saranina E.V., Rudneva N.A. 2015. Mid-Miocene sequences of high- and moderate-Mg volcanic rocks in Vitim Plateau, Southern Siberia: Impact of a sub-lithospheric convective material on the lithosphere. *Geodynamics & Tectonophysics* 6 (1), 91–125. doi:10.5800/GT-2015-6-1-0174.

Для цитирования: Чувашова И.С., Рассказов С.В., Ясныгина Т.А., Фефелов Н.Н., Саранина Е.В., Руднева Н.А. 2015. Среднемиоценовые последовательности высоко- и умеренно-Mg вулканических пород на Витимском плоскогорье, юг Сибири: воздействие подлитосферного конвектирующего материала на литосферу // *Геодинамика и тектонофизика*. 2015. Т. 6. № 1. С. 91–125. doi:10.5800/GT-2015-6-1-0174.

СРЕДНЕМИОЦЕНОВЫЕ ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТИ ВЫСОКО- И УМЕРЕННО-MG ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД НА ВИТИМСКОМ ПЛОСКОГОРЬЕ, ЮГ СИБИРИ: ВОЗДЕЙСТВИЕ ПОДЛИТОСФЕРНОГО КОНВЕКТИРУЮЩЕГО МАТЕРИАЛА НА ЛИТОСФЕРУ

И. С. Чувашова^{1,2}, С. В. Рассказов^{1,2}, Т. А. Ясныгина¹, Н. Н. Фефелов¹,
Е. В. Саранина¹, Н. А. Руднева^{1,2}

¹ Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия

² Иркутский государственный университет, Иркутск, Россия

Аннотация: В восточной части Витимского плоскогорья, в Береинском вулканическом центре, выполнено сравнительное изучение вариаций петрогенных оксидов, микроэлементов и изотопов в последовательностях высоко- и умеренно-Mg вулкаников, извергавшихся, соответственно, 16–14 и 14–13 млн лет назад. В первой (малообъемной) последовательности определена смена контаминированных коровым материалом базальтов-трахибазальтов K-Na-серии неконтaminированными высоко-Mg базанитами-базальтами переходного (K-Na-K) состава и пикробазальтами-базальтами K-серии. По оценкам давлений с использованием уравнения [Scarraw, Cox, 1995], высоко-Mg магмы выплавлялись в глубинном интервале 115–150 км. Во второй (крупнообъемной) последовательности выявлена смена базальтов-андезибазальтов переходного (Na-K-Na) состава и базальтов Na-серии базальтами-трахибазальтами K-Na-серии. Сначала произошло сильное плавление малоглубинной безгранатовой части литосферной мантии (или с небольшим содержанием граната) с одновременным слабым плавлением более глубинного субстрата, обогащенного гранатом, а затем продолжал слабо плавиться только ее более глубинный субстрат. Предполагается, что последовательное образование высоко- и умеренно-Mg выплавок отразило среднемиоценовое термальное воздействие на литосферу горячего материала Забайкальского низкоскоростного домена, обладавшего высокой потенциальной температурой (до 1510 °C). Это термальное воздействие вызвало рифтогенез в литосфере Байкальской рифтовой системы.

Ключевые слова: вулканизм, геодинамика, кайнозой, Азия, астеносфера, литосфера, пикробазальт, базанит, базальт.

1. ВВЕДЕНИЕ

Современные представления о происхождении внутриплитных базальтов из источников, расположенных в глубокой части мантии, основаны на моделях глобальной сейсмической томографии в сочетании с результатами экспериментов сверхвысоких давлений [Anderson, 2007; Maruyama et al., 2007; Ghosh et al., 2007, 2009; Karato, 2012]. Океанические базальты, извергающиеся сквозь тонкую молодую литосферу, несут информацию об источниках глубинной и малоглубинной мантии [Hofmann, 1997; Sobolev et al., 2009]. В то же время модели, предложенные, например, для объяснения структуры мантии и состава вулканических пород, связанных с Гавайским плюмом [Sobolev et al., 2005, 2011; Wang, Gaetani, 2008; Hanano et al., 2010; Herzberg, 2011], нельзя непосредственно применить для интерпретации эволюции магматизма других океанических островов и, тем более, континентов. Континентальные базальтовые расплавы проникают сквозь мощную древнюю литосферу и испытывают существенное влияние процессов, сопровождающих их подъем [Dickin, 2005]. Нередко в моделях магматизма, особенно континентального, первостепенная роль отводится эффекту предшествующего метасоматоза литосферной мантии [Griffin et al., 1988; Barry et al., 2003]. В продолжающейся полемике о плюмовой и плитной динамике мантийных процессов решающее значение приобретают сейсмические изображения скорост-

ного строения мантии [Hofmann, 1997; Foulger, 2010].

В позднепермское время и на пермско-триасовом рубеже на территории Азии формировались крупные трапповые провинции – Эмейшанская и Сибирская. В обеих провинциях преобладало поступление низко-Mg (низкотемпературных) базальтовых расплавов, но локально проявились и высоко-Mg¹ (высокотемпературные): меймечитового состава – в Сибири, коматиитового – в Эмейшане [Vasiliev, Zolotukhin, 1995; Fedorenko et al., 1996; Fedorenko, Czamanske, 1997; Kogarko, Ryabchikov, 2000; Hanski et al., 2004; Carlson et al., 2006; Sobolev et al., 2009; Rasskazov et al., 2010]. Образование крупной магматической провинции Сибири моделировалось активизацией термохимического плюма в области переходной и верхней мантии с поперечником почти 1000 км [Sobolev et al., 2011]. В моделях сейсмической томографии мантийные процессы, сопровождавшие образования Сибирской трапповой провинции, однако, уже не регистрируются [Koulakov, Bushenkova, 2010].

Характер плавления мантии в свете сейсмо-томографических моделей находит непосредственное выражение в изучении пространственно-временной эволюции позднекайнозойского магматизма Азии. Здесь была выделена аномальная ман-

¹ К высоко-Mg вулканическим породам относятся их разновидности, кристаллизующиеся из магматических расплавов с содержаниями MgO от 12 до 32 мас. % [Le Bas, 2000; Kerr, Arndt, 2001].

тия по запаздыванию скоростей сейсмических волн от атомных взрывов в штате Невада, США [Rogozhina, Kozhevnikov, 1979]. В начале 1990-х гг. появились гипотезы о связи вулканизма некоторых районов Центральной и Восточной Азии с плюмами в понимании, предложенном Дж. Морганом [Nakamura et al., 1990; Yarmolyuk et al., 1990, 1994; Rasskazov, 1991]. Предполагалось также, что рассредоточенный внутриплитный кайнозойский вулканизм этой территории в целом был производным обширного астеносферного апвеллинга с более глубинного мантийного уровня («горячая область» [Tatsumi et al., 1990]) или конвективного потока, поднимавшегося от границы ядро–мантия («горячее поле мантии» [Zonenshain et al., 1991]). Позже появились модифицированные варианты динамики этой области [Maruyama et al., 2007; Yarmolyuk et al., 2000; et al.].

Внутриплитному вулканизму предполагаемого крупномасштабного азиатского астеносферного апвеллинга была приписана изотопная аномалия DUPAL [Flower et al., 1998]. Однако выполненные изотопно-геохимические исследования свинцов в кайнозойских базальтах показали ограниченное пространственное распространение этой аномалии в кайнозойских базальтах, извергавшихся в пределах Тувино-Монгольского и других рифейских массивов, некогда принадлежавших Восточной Гондване Южного полушария Земли и дрейфовавших в позднем докембрии по Палеоазиатскому океану в Северное полушарие. Отсутствие аномалии DUPAL в кайнозойских базальтах, извергавшихся в более молодых (каледонских) складчатых комплексах, свидетельствовало о том, что она была привнесена дрейфовавшими рифейскими массивами и характеризовала источники малоглубинной мантии [Rasskazov et al., 2002a, 2002b].

С улучшением разрешения глубинных сейсмических моделей выявилось сложное строение мантии Азии. На основе модели S-волн [Yanovskaya, Kozhevnikov, 2003] и анализа пространственно-временного распределения кайнозойских внутриплитных базальтов были выделены крупные низкоскоростные домены, объединяющие локальные аномалии на двух верхнемантийных ярусах: Забайкальский в нижнем ярусе (200–410 км) и Саяно-Монгольский, Охотоморский и Филиппиноморский – в верхнем ярусе (50–200 км) [Rasskazov et al., 2003a; 2004]. Эта же модель S-волн была использована затем в качестве основы для моделирования сквозных плюмовых колонн верхней мантии в глубинном интервале 200–670 км локальными гравитационными аномалиями [Zorin et al., 2006].

Разноглубинная индивидуальность Забайкальского и Саяно-Монгольского низкоскоростных (расплавных) доменов подчеркивается резкой ла-

теральной сменой скоростей в модели [Yanovskaya, Kozhevnikov, 2003] на уровне 250 км и латеральной сменой состава позднекайнозойских вулканических пород. В контуре Забайкальского домена распространены высоко-Mg вулканические породы. Извержениям лав такого состава частично предшествовали (но в основном за ними следовали) извержения умеренно-Mg лав. В контуре Саяно-Монгольского расплавленного домена позднекайнозойские породы имеют исключительно умеренно-Mg состав, а высоко-Mg породы отсутствуют (рис. 1). Следовательно, Забайкальский и Саяно-Монгольский домены обладали петрогенетической индивидуальностью магматических процессов.

Высоко-Mg лавы извергались в контуре Забайкальского домена в середине миоцена, как правило, в небольших объемах. Следовавшие за ними и возобновлявшиеся в течение миллионов лет извержения умеренно-Mg лав формировали крупные вулканические массивы. Так, малообъемные (первые км³) начальные извержения высоких-Mg оливинных мелалейцититов произошли на Удоканском вулканическом поле около 14 млн лет назад. Массовые извержения (объем 450 км³) вулканитов серий щелочной оливинный базальт – трахит и базанит – тефрифонолит распространились на этой территории в последние 8 млн лет [Rasskazov et al., 1997, 1998, 2000]. Небольшой выход высоко-Mg базальтов обнаружен на Камарском вулканическом поле в толще возрастом 16–15 млн лет. Этим извержениям предшествовали и за ними следовали извержения низко-Mg базальтов, слагающих вулканические толщи с датировками в интервалах, соответственно, 18.1–17.6 и 13–12 млн лет [Rasskazov et al., 2003b; 2013]. Подобным образом небольшие тела высоко-Mg пород и объемные массивы пород низко-Mg состава соотносятся на Витимском и Дариганском вулканических полях [Aschepkov, 1991; Aschepkov et al., 2003; Chuvashova et al., 2012, 2015].

В настоящей работе мы приводим результаты изучения состава среднемиоценовых пород Витимского вулканического поля в возрастных интервалах 16–14 и 14–13 млн лет. В первом интервале представлены высоко-Mg породы (базаниты, пикробазальты, базальты), во втором – умеренно-Mg породы (базальты, трахибазальты, андезибазальты). Микроэлементы из вулканических пород были определены в лаборатории изотопии и геохронологии Института земной коры СО РАН методом ICP-MS с использованием масс-спектрометра Agilent 7500ce Байкальского аналитического центра коллективного пользования (пробоподготовка М.Е. Марковой, калибровка данных Т.А. Ясныгиной) по методике, приведенной в работах [Yasnygina et al., 2003; Rasskazov et al., 2012]. Измерение изотоп-

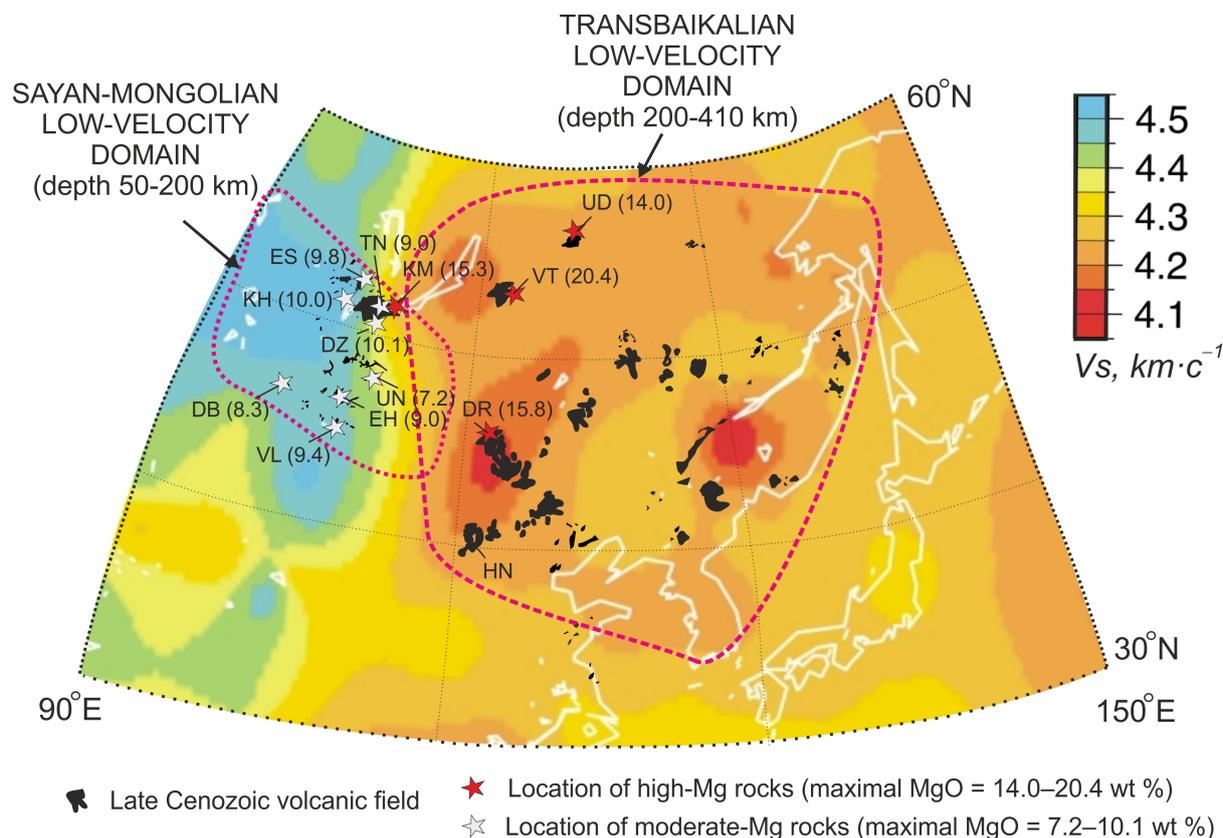


Рис. 1. Пространственное распределение высоко- и умеренно-Mg среднемиоценовых вулканических пород во Внутренней Азии по отношению к сечению скоростей S-волн на глубине 250 км из работы [Yanovskaya, Kozhevnikov, 2003].

Интегрированные скоростные характеристики разных уровней мантии относятся к глубокому Забайкальскому и менее глубокому Саяно-Монгольскому низкоскоростным доменам [Rasskazov et al., 2003]. Использованы данные для вулканических пород из базы данных [Certificate..., 2013]. Вулканические поля со среднемиоценовыми породами: высоко-Mg – Витимское (VT), Удоканское (UD), Камарское (KM), Дариганское (DR); умеренно-Mg – Тункинское (TN), Джидинское (DZ), Восточно-Саянское (ES), Хубсугульское (KH), Дзабханское (DB), Долиноозерское (VL), Восточно-Хангайское (EH), Угейнурское (UN). Рядом с каждым местонахождением среднемиоценовых пород высоко- и умеренно-Mg состава в скобках приведено максимальное содержание MgO (мас. %). Показано также местоположение вулканического поля Ханнуоба (HN), на котором эволюционированные щелочные оливиновые базальты были производными высоко-Mg расплавов (см. текст).

Fig. 1. Spatial distribution of high- and moderate-Mg Mid-Miocene volcanic rocks in Inner Asia relative to S-wave velocity image at depth 250 km after Yanovskaya and Kozhevnikov [2003].

Integrated velocity characteristics at different levels of the upper mantle are referred to the deeper Transbaikalian and more shallow Sayan-Mongolian low-velocity domains [Rasskazov et al., 2003]. Data for volcanic rocks are from the database [Certificate..., 2013]. Volcanic fields with Mid-Miocene rocks: *high-Mg* – Vitim (VT), Udokan (UD), Kamar (KM), Dariganga (DR); *moderate-Mg* – Tunka (TN), Dzhida (DZ), Eastern Sayans (ES), Khubsugul (KH), Dzabkhan (DB), Valley of Lakes (VL), Eastern Hangay (EH), Ugii-Nur (UN). Next to each Mid-Miocene location of high- and moderate-Mg rocks, a maximum content of MgO (wt. %) is shown in parentheses. Also, location of the Hanuoba volcanic field (HN), where evolved alkali olivine basalts are derived from high-Mg liquids, is shown (see text).

ных отношений Sr и Nd проводилось на 7-коллекторном масс-спектрометре Finnigan MAT-262 Байкальского аналитического центра коллективного пользования (пробоподготовка Е.В. Сараниной, масс-спектрометрические исследования Н.Н. Фефелова) по методике, приведенной в работе [Rasskazov et al., 2012]. Петрогенные оксиды измерялись в Аналитическом центре Института земной коры СО РАН классической «мокрой химией» (аналитики Г.В. Бондарева и М.М. Самойленко). Частич-

но использовались аналитические данные, полученные в работах [Esin et al., 1995; Harris, 1998; Johnson et al., 2005; Chuvashova et al., 2015].

2. ОБЩАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ТЕРРИТОРИИ

Территория исследований находится в области сочленения Еравнинского островодужного, Икат-

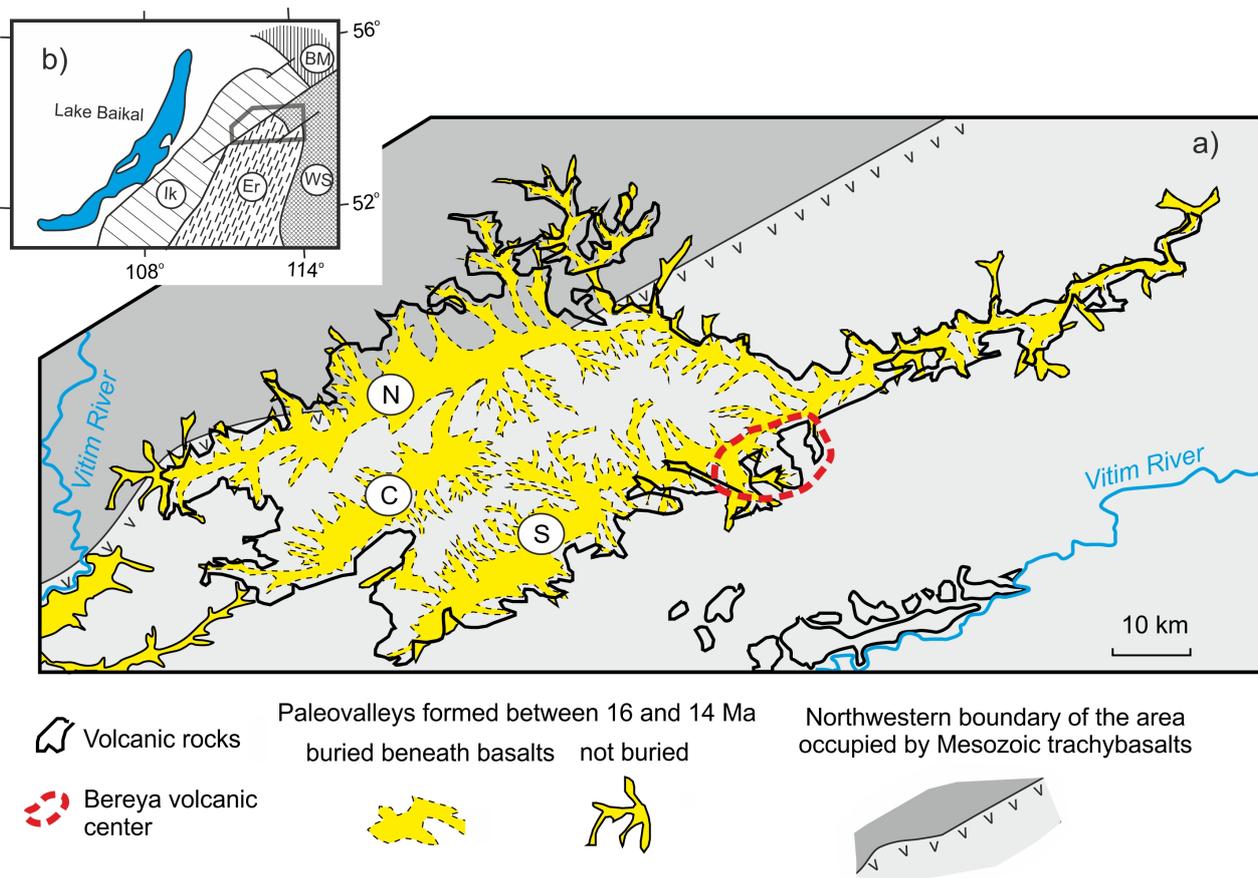


Рис. 2. Среднемиоценовые речные долины, погребенные под лавами Витимского вулканического поля (а) и тектоно-стратиграфические террейны Западного Забайкалья (b).

а – палеодолины: Северная (N), Центральная (C) и Южная (S) [Rasskazov et al., 2000, 2007b]; б – границы террейнов: островодужного Еравнинского (Er), задугового турбидитового Икатского (Ik), рифейского Байкало-Муйского (BM) и составного Западно-Станового (WS) [Belichenko et al., 2006].

Fig. 2. Mid-Miocene river valleys buried under lavas of the Vitim volcanic field (a) and tectono-stratigraphic terranes of Western Transbaikalia (b).

In the scheme (a), the Northern (N), Central (C) and Southern (S) paleovalleys are shown after Rasskazov et al. [2000, 2007b]. In the scheme (b), the terrane boundaries island arc Eravna (Er), back-arc turbidite Ikat (Ik), Riphean Baikalo-Muya (BM), and composite West Stanovoy (WS) are designated after Belichenko et al. [2006].

ского турбидитового и Западно-Станового составного террейнов [Belichenko et al., 2006]. В раннем палеозое по границе между Еравнинской островной дугой и Икатским задуговым бассейном внедрялись щелочно-ультраосновные тела сайжинского комплекса [Konev, 1982]. В мезозое территория Еравнинского и Станового террейнов оказалась охваченной вулканическими извержениями преимущественно трахибазальтового состава. В пределы Икатского террейна извержения не распространялись. В кайнозое на территории Еравнинского террейна образовалось Витимское вулканическое поле (рис. 2, b).

Вулканическое поле получило известность благодаря многочисленным работам по глубинным включениям из щелочных базальтоидов и пикро-

базальтов [Volyanyuk et al., 1976; Kiselev et al., 1979; Rasskazov, 1985, 1993; Aschepkov, 1991; Ionov et al., 1993, 2005; Litasov, Taniguchi, 2002; Litasov et al., 2000a; Litasov et al., 2000b; Aschepkov et al., 2011; Goncharov, Ionov, 2012]. С начала 1980-х гг. на вулканическом поле проводилось систематическое изучение последовательностей кайнозойских вулканических и вулканогенно-осадочных толщ с использованием керн скважин. Слои вулканических пород, вскрытых скважинами Байкальского филиала «Сосновгеология» ФГУП «Урангеологоразведка» и других геологических организаций, использовались для корреляций стратиграфических подразделений с применением датирования в K-Ar-изотопной системе и согласованием с биостратиграфическими данными осадочных отложений [Rasskazov et al., 2000,

2001, 2007b; Chernyaeva et al., 2007; Usoltseva et al., 2010; Chuvashova et al., 2015].

Разработанная стратиграфическая схема включает кулариктинскую свиту олигоцена – нижнего миоцена, джилиндинскую свиту среднего–верхнего миоцена, хойготскую толщу плиоцена и береинскую толщу плейстоцена. Кулариктинская свита формировалась в слаборасчлененном рельефе. Единичные К–Аг-датировки, сопоставляющиеся со свитой, не привязаны к разрезу и нуждаются в подтверждении прецизионными геохронометрическими данными. Джилиндинская свита начала формироваться на своде Антасе, поднятие которого сопровождалось заложением глубоких (до 500 м) рифтовых палеодолин с эрозионным расчленением окружающей территории. Под вулканическими породами и осадочными отложениями погребены три палеодолины, протягивающиеся в северо-восточном направлении: Северная, Южная и Центральная. Первая прослежена на 120 км, вторая – на 100 км, третья – на 50 км. В начале среднего миоцена (16–14 млн лет назад) в палеодолинах накапливались грубообломочные отложения нижнеджилиндинской подсвиты, почти не содержащей вулканических прослоев. Дальнейшее осадконакопление с переходом к фациям озерных отложений верхнеджилиндинской подсвиты среднего–верхнего миоцена сопровождалось объемными излияниями лав во временном интервале 14.4–9.0 млн лет назад. Затем лавы и осадки джилиндинской свиты были частично эродированы. В образовавшихся эрозионных палеодолинах накапливались лавы и осадки хойготской и береинской толщ.

Лавами, изливавшимися на Витимском поле во временном интервале 16.0–0.6 млн лет, была занята площадь около 5000 км². Общий объем вулканических пород превысил 1500 км³. Извергнутые лавы способствовали планации рельефа с образованием обширного Витимского плоскогорья.

На вулканическом поле закартировано 88 шлако-лавовых конусов, выступающих над аккумулятивной лавовой поверхностью. При бурении обнаружено еще 18 погребенных вулканических построек. Шлако-лавовые аппараты распределены дискретно и образуют семь крупных и шесть небольших вулканических центров (на рис. 2 не показаны). Крупные имеют поперечник 16–20 км и насчитывают от 7 до 17 отдельных шлако-лавовых построек. Вулканические центры меньших размеров (в поперечнике первые километры) объединяют от двух до четырех шлако-лавовых построек. Каждый вулканический центр действовал в течение ограниченного временного интервала и отличался по времени активности от других вулканических центров [Rasskazov et al., 2000]. Сравнительное изучение состава пород в вулканиче-

ских последовательностях восточной и западной частей Витимского вулканического поля выявило сходство магматической эволюции под этими территориями во временном интервале 13.0–9.5 млн лет назад и существенные различия в предшествующей и более поздней эволюции [Chuvashova et al., 2015].

Береинский вулканический центр, расположенный в восточной части вулканического поля (рис. 2), образуют семь шлако-лавовых построек, с которыми пространственно связаны лавовые накопления на площади не менее 250 км². Представительные данные о составе пород вулканического центра получены при изучении последовательностей в обнажениях и керне скважин (рис. 3, 4).

Высоко-Mg породы возрастом 16–14 млн лет находятся в виде обломков и линз подушечных лав в слоистой туфогенно-осадочной толще, вскрытой карьером на 76-м км дороги Романовка – Багдарин [Aschepkov, 1991]. Эта толща сформировалась в начале эрозионного расчленения территории и занимает относительно высокое гипсометрическое положение (>1000 м). Обломки вулканических пород и подушечные лавы сложены преимущественно вулканическим стеклом. Часть пород имеет афировое сложение. Иногда в них содержатся крупные порфиоровые выделения оливина или фрагменты дезинтегрированных ксенолитов шпинелевых и гранатовых перидотитов.

Опробование обломков пород из туфогенно-осадочной толщи проводилось в процессе отработки карьера и его углубления. Верхний слой был вскрыт в сентябре 1986 г., средний – к середине 1990-х гг., нижний – к 2013 г. Верхний слой содержал обломки пикробазальтов, базальтов и многочисленные мантийные ксенолиты, средний – обломки высоко-Mg базанитов и базальтов (встречены линзы подушечных лав этих же пород) с включениями мантийного ксеногенного материала, нижний – обломки высоко-Mg базальтов с включениями корового ксеногенного материала (рис. 5).

Умеренно-Mg породы возрастом 14–13 млн лет представлены лавами, заполнившими глубокие эрозионные палеодолины, тальвеги которых углублены в фундамент до абсолютной отметки 850 м. При толщине лавовых накоплений более 150 м их объем превысил 15 км³. Приблизительно такой же объем лав излился на Береинском вулканическом центре за весь последующий временной интервал его активности с 12.6 до 0.6 млн лет назад.

В возрастной генерации 14–13 млн лет преобладает группа пород переходного состава от Na- к K–Na-серии, составляющая около 70 % лав. Эта группа распространена на всей территории вулканического центра. В переслаивании с лавами

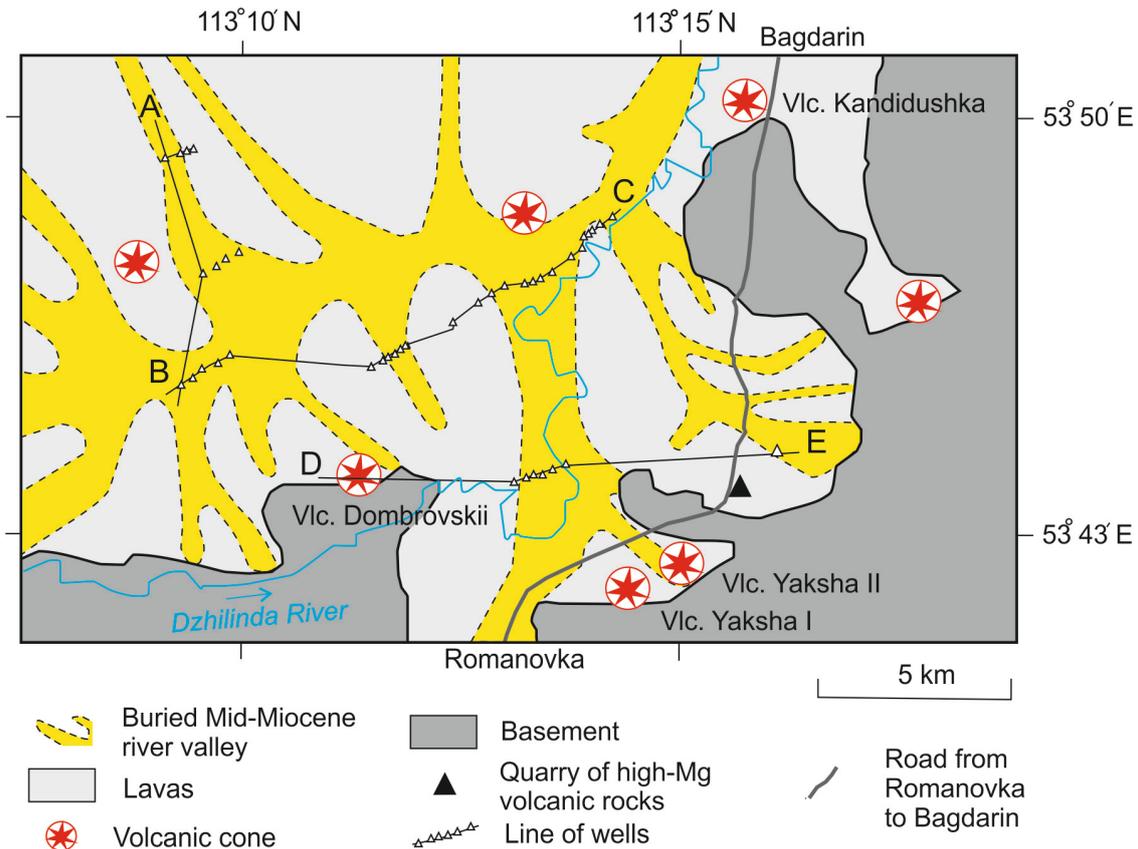


Рис. 3. Местоположение карьера и линий скважин, вскрывших, соответственно, высоко- и умеренно-Mg породы в Берейнском вулканическом центре.

Fig. 3. Location of the quarry and lines of wells that exposed, respectively, high- and moderate-Mg rocks in the Bereya volcanic center.

переходного состава в единственной скважине W4657, пройденной в северо-восточной части территории, обнаружены лавы Na-серии. Их объем не превышает 5 %. Остальные 25 % лав приходятся на лавы K-Na-серии, залегающие в северной части вулканического центра стратиграфически выше лав переходного (Na-K-Na) состава (см. рис. 3, 4).

3. ПЕТРОГЕННЫЕ ОКСИДЫ

Представительные составы среднемиоценовых пород Берейнского вулканического центра приведены в таблице. Для их систематики используются диаграммы $K_2O - K_2O/Na_2O$, $K_2O - SiO_2$, щелочи - кремнезем и $MgO - SiO_2$ (рис. 6, 7).

В качестве основного критерия выделения серий магматических пород приняты соотношения калия и натрия. В калиевых сериях содержания K_2O выше содержаний Na_2O (в мас. %), в натровых составляют менее одной четвертой части от суммы щелочей, а в калинатовых - содержания K_2O имеют промежуточные соотношения с содержаниями

Na_2O [Foley et al., 1987; Rollinson, 1993]. На диаграмме $K_2O - K_2O/Na_2O$ (см. рис. 6) среднемиоценовые породы перекрывают диапазон калинатовой серии с распространением в калиевую и натровую. В возрастной генерации 16–14 млн лет в калиевую серию ($K_2O/Na_2O > 1.0$) попадает группа пикробазальтов-базальтов, в калинатовую - группа контаминированных базальтов. Группа высоко-Mg базанитов-базальтов занимает промежуточное положение с переходом от K к K-Na серии. В возрастной генерации 14–13 млн лет к натровой серии ($K_2O/Na_2O < 0.25$) относится группа базальтов ($K_2O=0.31-0.49$ мас. %, $K_2O/Na_2O = 0.11-0.15$). Переходный состав от натровой серии к калинатовой имеет группа базальтов-андезибазальтов ($K_2O=0.50-1.10$ мас. %, $K_2O/Na_2O=0.16-0.40$). К калинатовой серии принадлежит группа базальтов-трахибазальтов ($K_2O=1.1-1.8$ мас. %, $K_2O/Na_2O=0.34-0.64$).

На классификационной диаграмме щелочи - кремнезем группы Mg-базанитов-базальтов и пикробазальтов-базальтов из вулканогенно-осадочной толщи возрастом 16–14 млн лет характеризу-

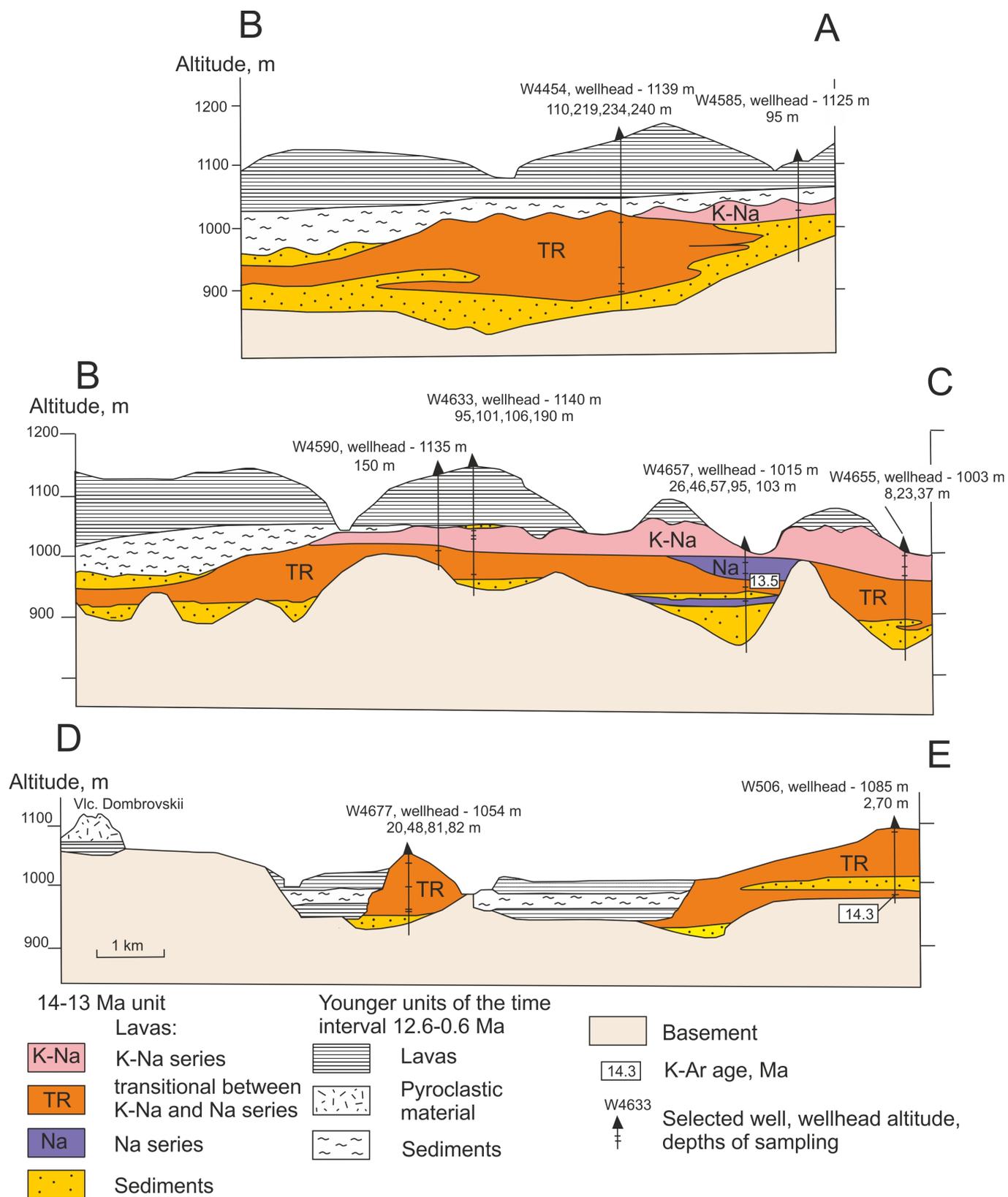


Рис. 4. Соотношения вулканогенно-осадочной толщи возрастом 14–13 млн лет с более молодыми толщами возрастного интервала 12.6–0.6 млн лет в Берейном вулканическом центре. Местоположение линий разрезов ВА, ВС, DE показано на рис. 3.

Fig. 4. Relations between the 14–13 Ma and the younger (12.6–0.6 Ma) volcano-sedimentary units in the Bereya volcanic center. The well lines of the sections BA, BC, and DE are shown in Fig. 3.

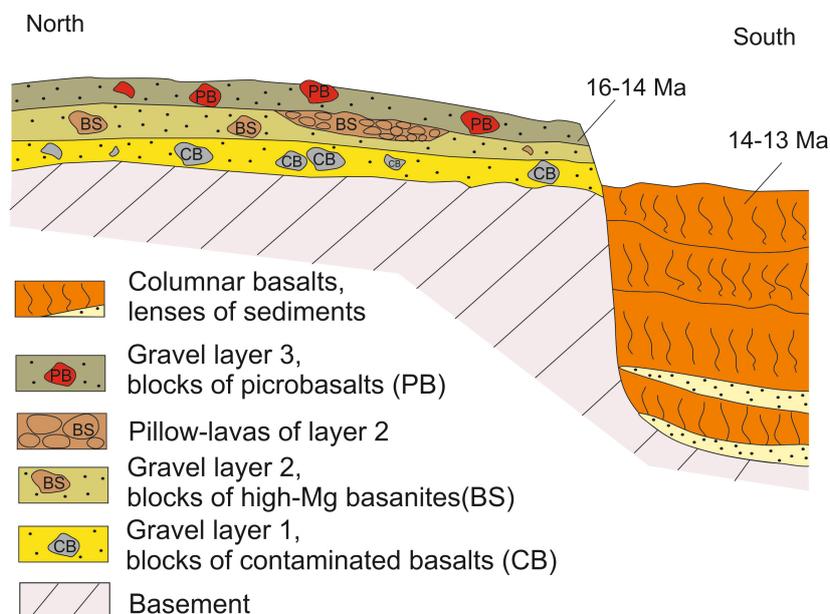


Рис. 5. Соотношения в рельефе вулканогенно-осадочной толщи возрастом 16–14 млн лет и существенно-лавовой толщи возрастом 14–13 млн лет на Берейнском вулканическом центре. Местоположение карьера, в котором обнажены осадки с глыбами высоко-Мг вулканических пород, показано на рис. 3.

Fig. 5. Relations between the 16–14 and 14–13 Ma volcano-sedimentary units in the Bereya volcanic center. Location of the quarry that exposed sediments with blocks of high-Mg volcanic rocks is shown in Fig. 3.

ются низкими содержаниями SiO_2 (42.8–45.0 и 44.2–45.6 мас. %). В группе базальтов–трахибазальтов, контаминированных коровым материалом, определен интервал SiO_2 от 46.2 до 50.2 мас. %. Обр. VT-13-09 с содержанием SiO_2 57.6 мас. % имеет трахиандезитовый состав. В пяти образцах группы контаминированных базальтов–трахибазальтов под бинокляром была отобрана основная масса пород, содержания SiO_2 в которой систематически снижаются относительно валовых составов и находятся в интервале 45.9–49.6 мас. %. Лавы возрастной генерации 14–13 млн лет имеют общий диапазон SiO_2 47.3–53.5 мас. %. Группы базальтов Na-серии и базальтов–трахибазальтов K-Na-серии отличаются от базальтов–андезибазальтов переходного (Na–K–Na) состава повышенными содержаниями SiO_2 (рис. 7, a).

Содержания MgO в группах базанитов–базальтов и пикробазальтов–базальтов варьируются в интервале от 12.5 до 20.4 мас. %. С возрастанием содержания SiO_2 в валовых составах группы контаминированных базальтов–трахибазальтов содержания MgO в целом несколько снижаются относительно групп базанитов–базальтов и пикробазальтов–базальтов (до интервала 10.7–16.8 мас. %). В основной массе группы контаминированных базальтов–трахибазальтов содержится 10.3–12.6 мас. % MgO. В лавках возрастной генерации 14–13 млн лет наблюдается резкое снижение содержания

этого оксида с переходом в умеренно-Mg область (см. рис. 6, b).

Выделенные группы пород возрастных генераций 16–14 и 14–13 млн лет хорошо различаются на диаграмме нормативных минералов. Группа контаминированных базальтов–трахибазальтов отличается от групп базанитов–базальтов и пикробазальтов–базальтов низкими содержаниями нормативного анортита при вариациях нормативного ne (до 8 %) и hy (до 9 %). В группе базанитов–базальтов рассчитывается нормативный ne (3–9 %), а в группе пикробазальтов–базальтов – нормативный hy (0–8 %). Такая петрохимическая специфика группы пикробазальтов–базальтов сближает ее с абсарокитами вулкана Катамата, принадлежащими к шошонитовой ассоциации Юго-Западной Японии [Tatsumi, Koyaguchi, 1989].

Базальт–трахибазальтовая, базальтовая и базальт–андезибазальтовая группы лав образуют субпараллельные тренды слабого возрастания нормативного анортита с последовательным повышением содержания нормативного hy и переходом от ne -нормативных к qz - hy -нормативным составам. Одновременное снижение концентраций магния и нормативного анортита от пород возрастной генерации 16–14 млн лет к породам возрастной генерации 14–13 млн лет свидетельствует об общем снижении температуры кристаллизовавшихся магматических расплавов (рис. 8, a, b).

Содержания петрогенных оксидов (мас. %), микроэлементов (мкг/г) и изотопные отношения Sr и Nd в представительных образцах групп среднемиоценовых пород Береинского вулканического центра

Major oxides (wt/ %) trace elements (ppm), and Sr, Nd isotope ratios in representative samples of the Mid-Miocene groups of rocks from the Bereya volcanic centre

Возрастная генерация	16–14 млн лет			14–13 млн лет			
Группа	Контаминированные базальты–трахиандезиты K–Na-серии	Высоко-Mg базальты–переходного (K–Na–K) состава	Пикробазальты–базальты K-серии	Базальты–андезибазальты переходного (Na–K–Na) состава	Базальты Na-серии	Базальты–трахибазальты K–Na-серии	
1	2	3	4	5	6	7	8
Образец	VT-13-9	VT-13-9gm	VT-13-20	VT-13-19	V9	4657/95	V18
SiO ₂ , мас. %	56.20	47.90	42.55	42.51	52.89	47.03	50.71
TiO ₂	1.13	1.89	1.85	2.09	1.85	3.61	2.28
Al ₂ O ₃	15.30	13.03	9.79	10.27	14.36	13.25	16.13
Fe ₂ O ₃	3.95	5.84	4.20	5.46	11.18*	2.77	10.75*
FeO	2.96	5.29	7.54	6.61	Не опр.	10.66	Не опр.
MnO	0.11	0.16	0.16	0.15	0.18	0.13	0.17
MgO	5.52	10.12	17.23	13.87	7.23	8.43	5.61
CaO	5.22	7.11	8.06	8.99	8.87	9.02	8.69
Na ₂ O	3.80	2.90	2.22	1.28	3.08	3.42	3.88
K ₂ O	3.31	2.11	1.60	1.61	0.63	0.44	1.70
P ₂ O ₅	0.36	0.62	0.64	0.73	0.23	0.65	0.48
П.п.п.	2.04	2.98	4.07	6.61	0.00	0.00	0.00
Сумма	99.90	99.95	99.91	100.18	100.50	99.41	100.40
Sr, мкг/г	15.9	22.2	12.3	11.5	22.7	17.5	19.0
V	105	163	147	156	169	223	183
Co	30	47	63	57	44	52	34
Cu	5	35	40	35	55	59	40
Rb	73	45	26	22	9	28	24
Sr	632	769	791	4042	389	774	713
Y	22.4	26.1	18.9	20.9	23.0	28.3	24.0
Zr	88	156	201	227	123	289	198
Nb	21.9	38.2	49.1	57.0	14.5	48.2	32.7
Cs	1.26	0.62	0.19	0.25	Не опр.	0.33	Не опр.
Ba	1103	845	651	1048	194	519	470
La	48.3	56.7	44.4	54.3	10.8	37.0	25.8
Ce	95.6	114.5	89.6	107.0	23.4	78.5	52.1
Pr	10.9	13.1	10.9	12.7	3.2	9.6	6.6
Nd	42.2	50.9	41.3	49.4	14.2	43.2	26.5
Sm	7.23	9.87	8.64	9.71	4.08	9.88	6.16
Eu	2.37	2.92	2.85	3.34	1.52	3.09	2.09
Gd	6.12	9.68	6.59	7.71	3.89	9.23	5.83
Tb	0.77	1.24	0.98	1.13	0.73	1.25	0.87
Dy	4.69	5.73	4.54	5.08	4.15	6.44	4.59
Ho	0.91	0.97	0.72	0.79	0.78	1.07	0.84
Er	2.26	2.35	1.56	1.68	2.00	2.72	2.08
Yb	1.72	1.80	0.86	0.97	1.57	1.64	1.63
Lu	0.21	0.26	0.09	0.11	0.22	0.23	0.22
Hf	1.96	4.33	4.70	5.47	3.12	6.95	4.47
Ta	1.36	2.33	3.18	3.62	0.88	3.23	2.03
Pb	12.4	9.7	4.5	5.1	Не опр.	3.9	Не опр.
Th	5.39	5.77	5.51	6.51	1.18	3.87	2.88
1	2	3	4	5	6	7	8
U	0.81	1.11	1.17	1.19	0.32	1.01	0.81
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	0.706556	Не опр.	0.704069	0.704243	0.70374	Не опр.	0.70431
2σ	0.000036		0.000050	0.000075	0.00001		0.00001
¹⁴⁴ Nd/ ¹⁴³ Nd	0.512444	Не опр.	0.512852	0.512809	0.512934	Не опр.	0.512788
2σ	0.000049		0.000024	0.000044	0.000009		0.00000

Примечание. Группа контаминированных базальтов–трахиандезитов охарактеризована валовым составом трахиандезита VT-13-9 и составом основной массы этого образца VT-13-9gm. *Определено суммарное содержание железа в виде Fe₂O₃.

Note. The group of contaminated basalts–trachyandesites is characterized by the bulk composition of the trachyandesite VT-13-9 and by the one of groundmass from the same sample VT-13-9gm. *Total iron is measured as Fe₂O₃.

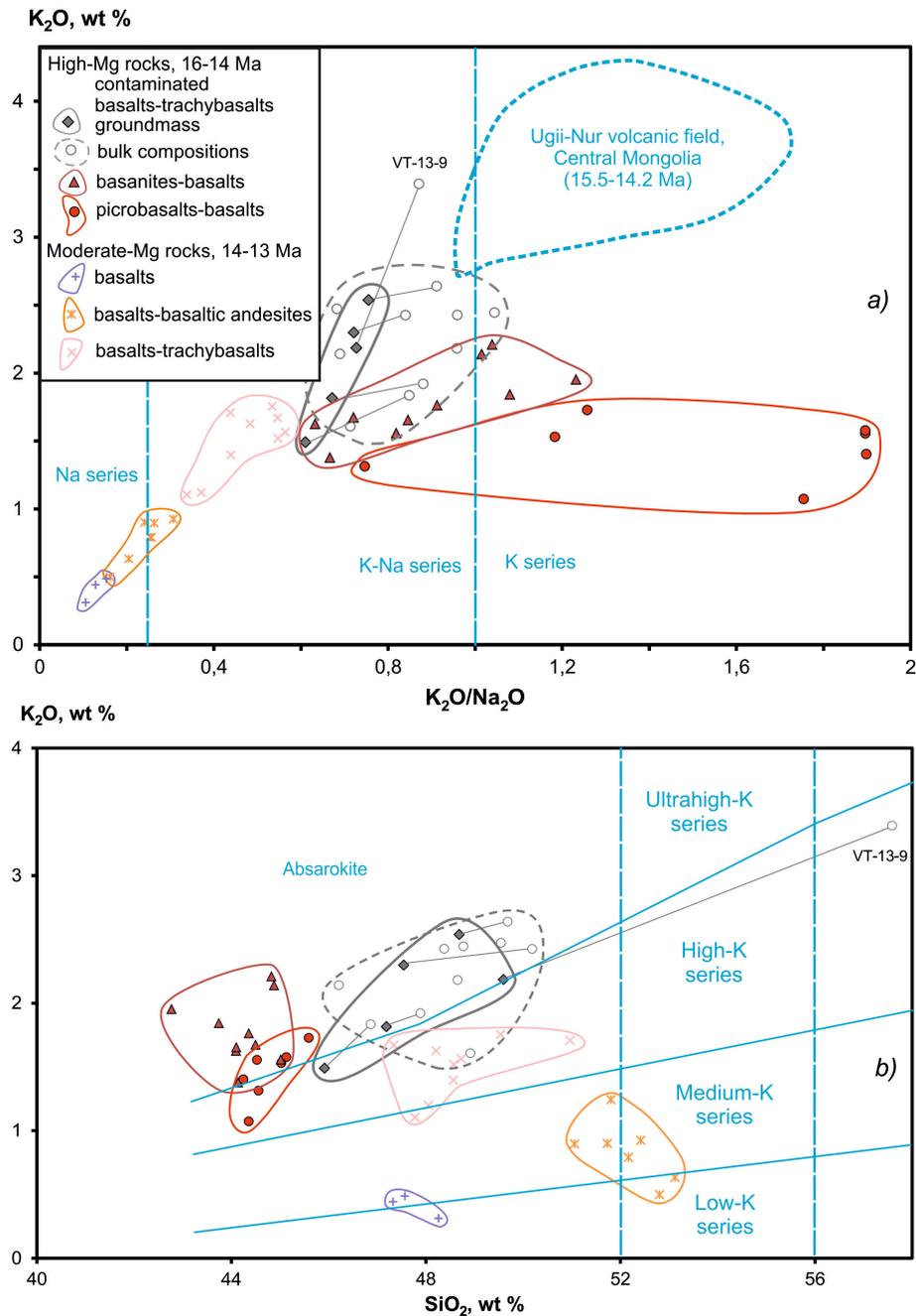


Рис. 6. Соотношения $K_2O - K_2O/Na_2O$ (a) и $K_2O - SiO_2$ (b) в среднемиоценовых породах Берейнского вулканического центра.

Среди вулканических пород из слоев возрастом 16–14 млн лет (рис. 5) различаются группы: 1) контаминированных базальтов и трахибазальтов К–Na-серии, 2) базанитов и базальтов переходного (К–Na–К) состава и 3) пикробазальтов и базальтов К-серии. Среди вулканических пород возрастом 14–13 млн лет по геологическим соотношениям (см. рис. 4) выделяются группы: 1) базальтов Na-серии, 2) базальтов и андезибазальтов переходного (Na–K–Na) состава и 3) базальтов и трахибазальтов К–Na-серии. Для сопоставления на диаграмме (a) показан контур составов среднемиоценовых лав К-серии Угей-Нурского вулканического поля, Центральная Монголия [Rasskazov et al., 2012]. На диаграмме (b) использованы разделительные линии серий по содержанию калия из работы [Rollinson, 1993]. Содержания петрогенных оксидов приведены к 100 % за вычетом потерь при прокаливании.

Fig. 6. K_2O vs K_2O/Na_2O (a) and K_2O vs SiO_2 (b) in Mid-Miocene rocks from the Bereya volcanic center.

Among volcanic rocks from the 16–14 Ma layers (Fig. 5) we define three groups: 1) contaminated basalts and trachybasalts of K–Na series, 2) basanites and basalts of transitional (K–Na–K) compositions, and 3) picrobasalts and basalts of K series. Among volcanic rocks of 14–13 Ma in terms of geological relations (see Fig. 4) we also define three groups: 1) basalts of Na series, 2) basalts and basaltic andesites of transitional (Na–K–Na) compositions, and 3) basalts and trachybasalts of K–Na series. In the diagram (a), a field of K series from the Ugi-Nur volcanic field, Central Mongolia is shown for comparison [Rasskazov et al., 2012]. In the diagram (b), the dividing lines of the series in terms of the potassium content are used after Rollinson [1993]. Contents of major oxides are recalculated to 100 % without loss on ignition.

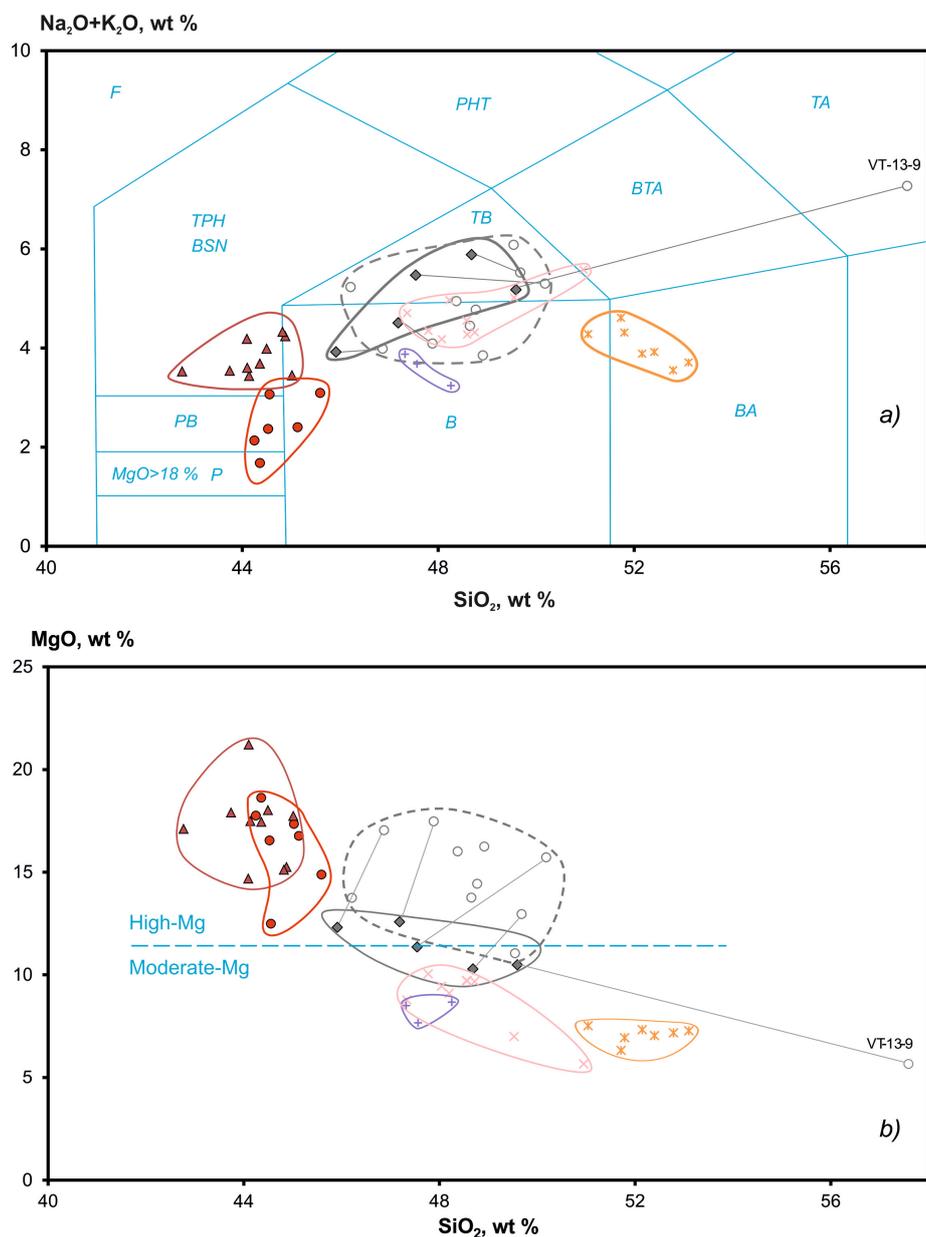


Рис. 7. Диаграммы суммы щелочей – кремнезема (a) и MgO – SiO₂ (b) для среднемиоценовых пород Берейнского вулканического центра.

Усл. обозн. см. рис. 6. Поля на диаграмме (a): P – пикрит, PB – пикробазальт, BSN, TPH – базанит, тейфрит, PHT – фонотейфрит, B – базальт, TB – трахибазальт, BA – андезибазальт, BTA – трахиандезибазальт, TA – трахиандезит [Le Bas, Streckeisen, 1991]. Содержания петрогенных оксидов приведены к 100 % за вычетом потерь при прокаливании.

Fig. 7. Diagrams total alkali – silica (TAS) (a) and MgO vs SiO₂ (b) for Mid-Miocene rocks from the Bereya volcanic center.

Symbols as in Fig. 6. Fields in the diagram (a): P – picrite, PB – picrobasalt, BSN, TPH – basanite, tephrite, PHT – phonotephrite, B – basalt, TB – trachybasalt, BA – basaltic andesite, BTA – basaltic trachyandesite, TA – trachyandesite [Le Bas, Streckeisen, 1991]. Contents of major oxides are recalculated to 100 % without loss on ignition.

4. МИКРОЭЛЕМЕНТЫ

Высоко- и умеренно-Mg группы пород отчетливо разделяются на диаграммах редкоземельных элементов (РЗЭ) (рис. 9). Концентрации легких РЗЭ (ЛРЗЭ) уменьшаются от высоко-Mg базанита и пикробазальта к умеренно-Mg базальтам и связан-

ным с ними породам, в то время как концентрации тяжелых РЗЭ (ТРЗЭ) увеличиваются. В результате линии РЗЭ спектров высоко- и умеренно-Mg пород пересекаются. Такие соотношения РЗЭ показательны для происхождения пород из различных источников [Zhi et al., 1990]. Нормированные к хондриту отношения (La/Yb)_N варьируются в высоко-Mg

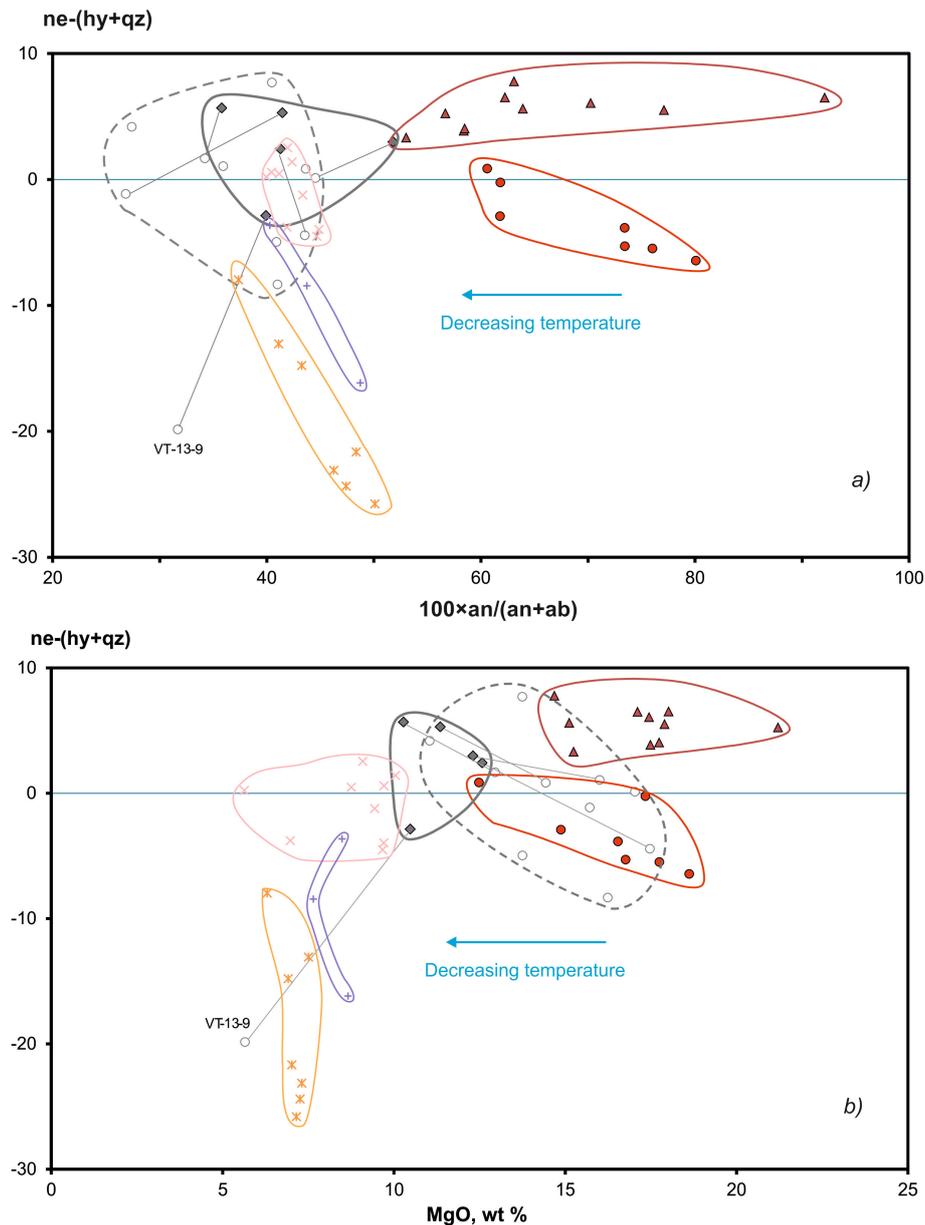


Рис. 8. Соотношения CIPW нормативных $ne-(hy+qz)$ и $100 \times An/(An+Ab)$ (a), $ne-(hy+qz)$ и MgO (b) в среднемиоценовых породах Берейнского вулканического центра. Усл. обозн. см. рис. 6.

Fig. 8. Diagrams of CIPW normative $ne-(hy+qz)$ vs $100 \times An/(An+Ab)$ (a) and $ne-(hy+qz)$ vs MgO (b) in Mid-Miocene rocks from the Bereya volcanic center. Symbols as in Fig. 6.

базанитах–базальтах и пикробазальтах–базальтах от 22.3 до 38.0 и в умеренно-Mg базальтах – от 4.7 до 18.0.

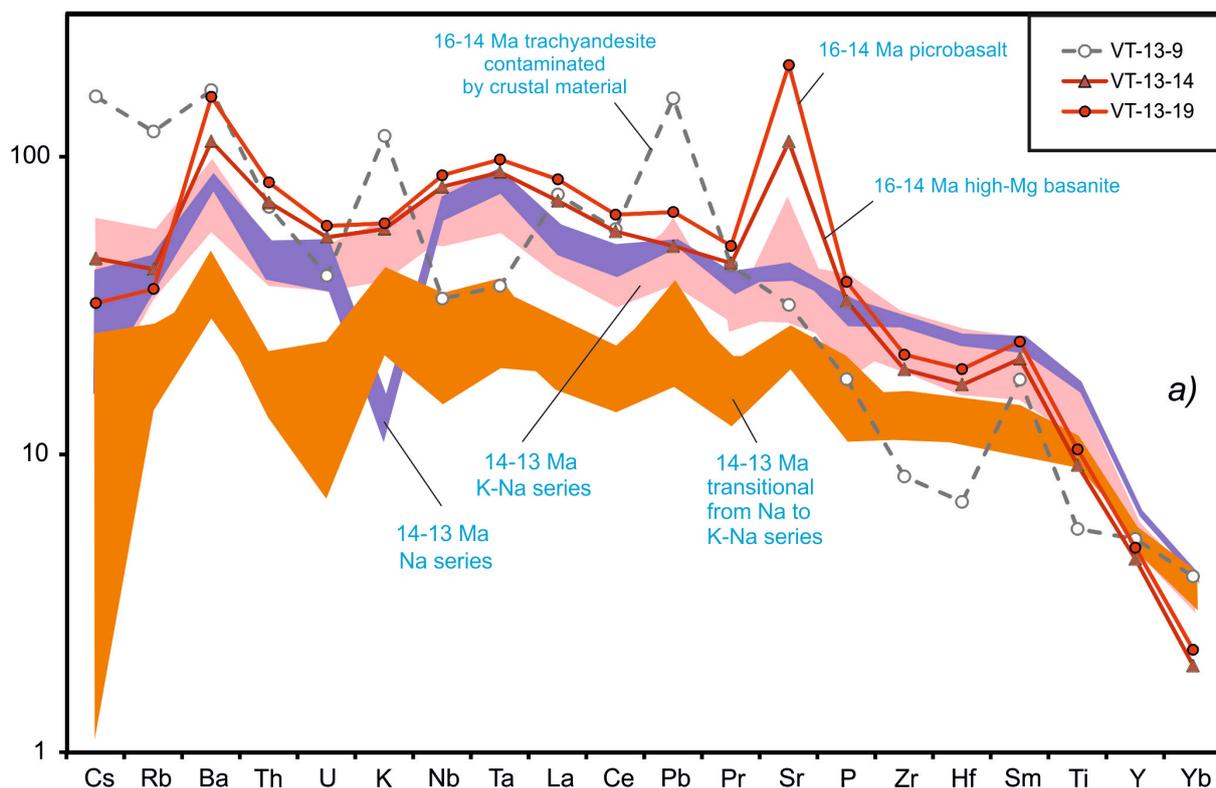
Среди умеренно-Mg лав самые высокие концентрации ЛРЗЭ определены в группе базальтов Na-серии. В базальтах–трахибазальтах K-Na-серии концентрации ЛРЗЭ снижаются и достигают минимальных значений в группе переходного (Na–K–Na) состава, в то время как концентрации тяжелых РЗЭ остаются на одном уровне. Это характерно для равновесного частичного плавления в едином мантийном источнике (batch melting). Увеличение зна-

чений $(La/Yb)_N$ отражает низкую степень плавления [Rollinson, 1993].

Контаминированный трахиандезит VT-13-9 сопоставим с высоко-Mg базанитами по концентрациям ЛРЗЭ и с умеренно-Mg базальтами по концентрациям ТРЗЭ. Четыре проанализированных образца контаминированных базальтов демонстрируют систематически повышенные концентрации РЗЭ в основной массе по сравнению с валовыми составами (диаграммы не показаны).

Группирование составов пород по петрогенным оксидам и РЗЭ дополняется их разделением на

Rock/pirolite



Rock/chondrite

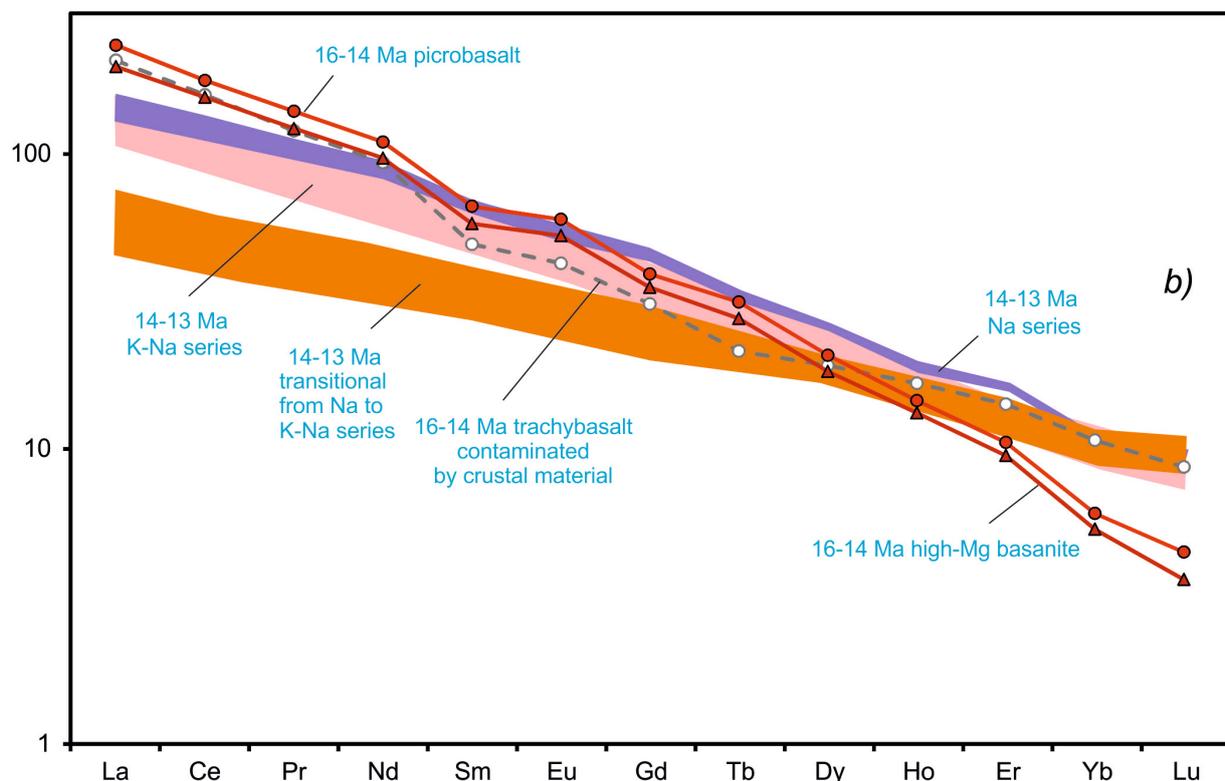


Рис. 9. Несовместимые элементы, нормированные к пиrolиту (a), и PЗЭ, нормированные к хондриту (b), в средне-миоценовых породах Береинского вулканического центра. Для нормирования использованы составы пиrolита и хондрита из работы [McDonough, Sun, 1995].

Fig. 9. Incompatible elements normalized to pyrolite (a) and REE normalized to chondrite (b) in Mid-Miocene rocks from the Bereya volcanic center. The pyrolite and chondrite compositions are after McDonough and Sun [1995].

мультиэлементной диаграмме рис. 9. Высоко-Mg базанит и пикробазальт характеризуются повышенными концентрациями несовместимых элементов от Ba до Sr, относительно умеренно-Mg пород. Максимумы и минимумы высоко-Mg базанита и пикробазальта в целом повторяют конфигурацию максимумов и минимумов умеренно-Mg пород.

Резко выделяется минимум калия в базальтах Na-серии. Отношение K/Y в базальтах Na-серии аномально низкое (96–136). Минимум калия может свидетельствовать об аномальном обеднении источника этим элементом. Подобная конфигурация линии с минимумом K была получена для андезитобазальтов Лесогорской зоны о-ва Сахалин [Rasskazov et al., 2005].

Особенности состава трахиандезита VT-13-9, обусловленные контаминацией мантийных расплавов коровым материалом, выражены в повышенных концентрациях Cs, Rb, K, Pb и пониженных концентрациях Nb, Ta, Sr, P, Zr, Hf, Ti.

На рис. 10, 11 приведены диаграммы соотношений концентраций несовместимых элементов (Th, La, Sr и Ba) с содержаниями MgO. Высоко- и умеренно-Mg породы образуют разнонаправленные тренды. Индивидуальность трендов объясняется происхождением первого в результате вариаций температуры в астеносфере и в подошве литосферы, а второго – при декомпрессионном плавлении литосферной мантии. Содержания MgO возрастают с понижением концентраций несовместимых элементов в группах высоко-Mg базанитов–базальтов и пикробазальтов–базальтов. Тренды свидетельствуют о возрастании степени частичного плавления. Чем выше температура (выше содержания MgO), тем сильнее плавится мантийный материал с относительным снижением концентраций несовместимых элементов. Отклонение от трендов плавления, по-видимому, отражает фракционирование оливина в расплавах при пониженных температурах (т.е. при пониженных содержаниях MgO). Смещение точки базанита VT-13-14 с относительным повышением MgO обусловлено аккумуляцией оливина в расплаве, а смещение точки пикробазальта V-1-3 с относительным снижением MgO, наоборот, отделением оливина от расплава.

В группе контаминированных пород максимальные концентрации несовместимых элементов определены в основной массе базальта VT-13-21 (Th=7.3 мкг/г, La=68 мкг/г, Sr=4912 мкг/г, Ba=1508 мкг/г). Конноды этих элементов в валовых составах и основной массе образца имеют менее крутой наклон, чем наклон тренда плавления групп высоко-Mg базанитов–базальтов и пикробазальтов–базальтов. Конноды других образцов субпараллельны конноде базальта VT-13-21 на диа-

граммах Th – MgO и La – MgO (рис. 10) и становятся более пологими на диаграммах Sr – MgO и Ba – MgO (рис. 11). При минимальных концентрациях La, Sr и Ba фигуративные поля валовых составов и основной массы контаминированных пород перекрываются. Концентрации Th и La в контаминированном трахиандезите VT-13-9 возрастают от валового состава к основной массе с относительным понижением содержаний MgO (см. рис. 10), а концентрация Ba снижается при незначительных вариациях Sr (рис. 11).

На рис. 12 а, б, подчеркивается особенность поведения калия и геохимически связанного с ним рубидия. В отличие от концентраций Th, La, Sr и Ba, концентрации K и Rb существенно зависят от контаминации мантийных расплавов коровым материалом. Контаминированные базальты–трахибазальты и трахиандезит VT-13-9 обогащаются обоими элементами с понижением содержаний MgO.

Группирование вулканических пород хорошо выражено и в микроэлементных отношениях. К примеру, высоко- и умеренно-Mg породы имеют разные отношения Zr/Nb (соответственно, 2.3–4.3 и 5.0–12.2). Группа пикробазальтов–базальтов отличается от группы Mg-базанитов–базальтов в целом более высокими Zr/Y. На диаграмме Zr/Y – Zr/Nb группы Mg-базанитов–базальтов, контаминированных базальтов и базальтов K-Na-серии образуют тренды взаимной корреляции обоих отношений. В группах Na-базальтов и переходных (Na-K-Na) базальтов–андезитобазальтов Zr/Nb варьируются при ограниченных диапазонах вариаций Zr/Y (рис. 13).

5. ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Чтобы выявить соотношения магматических процессов, которые привели к последовательным извержениям 16–14 и 14–13 млн лет назад, соответственно, высоко- и умеренно-Mg расплавов, мы сначала свяжем среднемиоценовое появление высоко-Mg магм с высокими температурами в Саяно-Монгольском расплавленном домене, затем рассмотрим породы, характеризующиеся коровой контаминацией, и неконтаминированные породы из мантийных источников и, наконец, представим модель термального воздействия астеносферного материала на литосферу под Витимским плоскогорьем.

5.1. ОЦЕНКИ ТЕМПЕРАТУР В ЗАБАЙКАЛЬСКОМ И САЯНО-МОНГОЛЬСКОМ РАСПЛАВНЫХ ДОМЕНАХ

Мантия плавится в условиях относительно высокой температуры и низкого давления. Конвек-

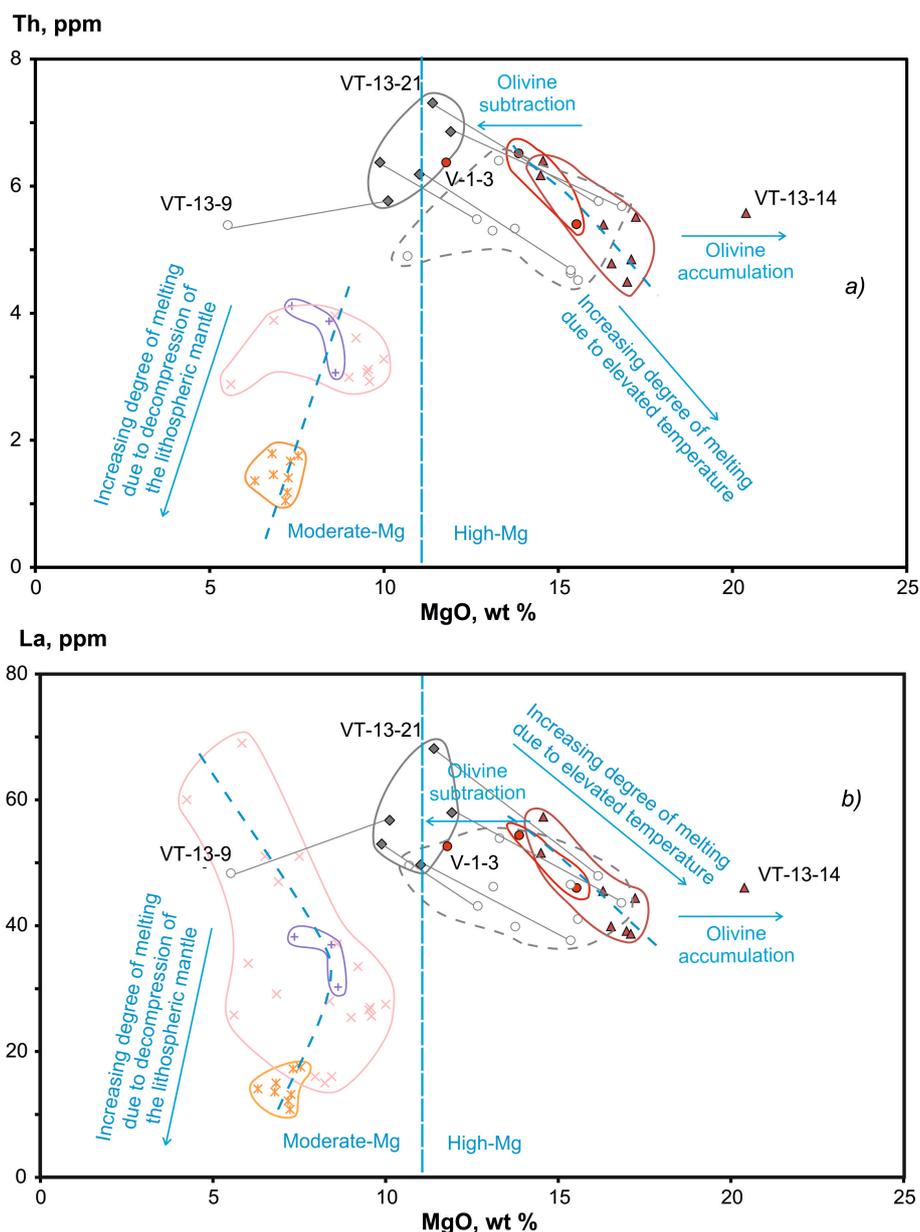


Рис. 10. Соотношения Th – MgO и La – MgO в среднемиоценовых породах Береинского вулканического центра. Усл. обозн. см. рис. 6.

Fig. 10. Th vs MgO and La vs MgO in Mid-Miocene rocks from the Bereya volcanic center. Symbols as in Fig. 6.

тивный перенос тепла в астеносфере обеспечивает вертикальный градиент температуры, отражающийся в течении материала при изменении давления без добавления или удаления тепла. Астеносферный адиабатический градиент около $10 \text{ K}\cdot\text{Гпа}^{-1}$ соответствует потенциальной температуре мантийного источника, которая выражает мантийную температуру, проецируемую вдоль адиабаты до атмосферного давления на земной поверхности, и которая может меняться от 1250 до $1400 \text{ }^\circ\text{C}$ в срединно-океанических хребтах и повышаться до $1550 \text{ }^\circ\text{C}$ в горячих плюмах, таких как Гавайский. Смена на кондуктивный перенос геотер-

мального теплового потока в литосфере вызывает большой температурный градиент, при котором температура возрастает с глубиной на $500 \text{ K}\cdot\text{Гпа}^{-1}$ ($16 \text{ }^\circ\text{C km}^{-1}$) и более. В результате преобладает декомпрессионный механизм плавления мантии, который вызывает извержения базальтовой магмы сквозь растягивающуюся литосферу [Asimov, 2005; Herzberg et al., 2007].

Температура максимальной ликвидусной кристаллизации оливина из расплавов при вулканическом извержении (primary eruption temperature) оценивается исходя из предположения о безводном составе магмы по разным уравнениям. Исполь-

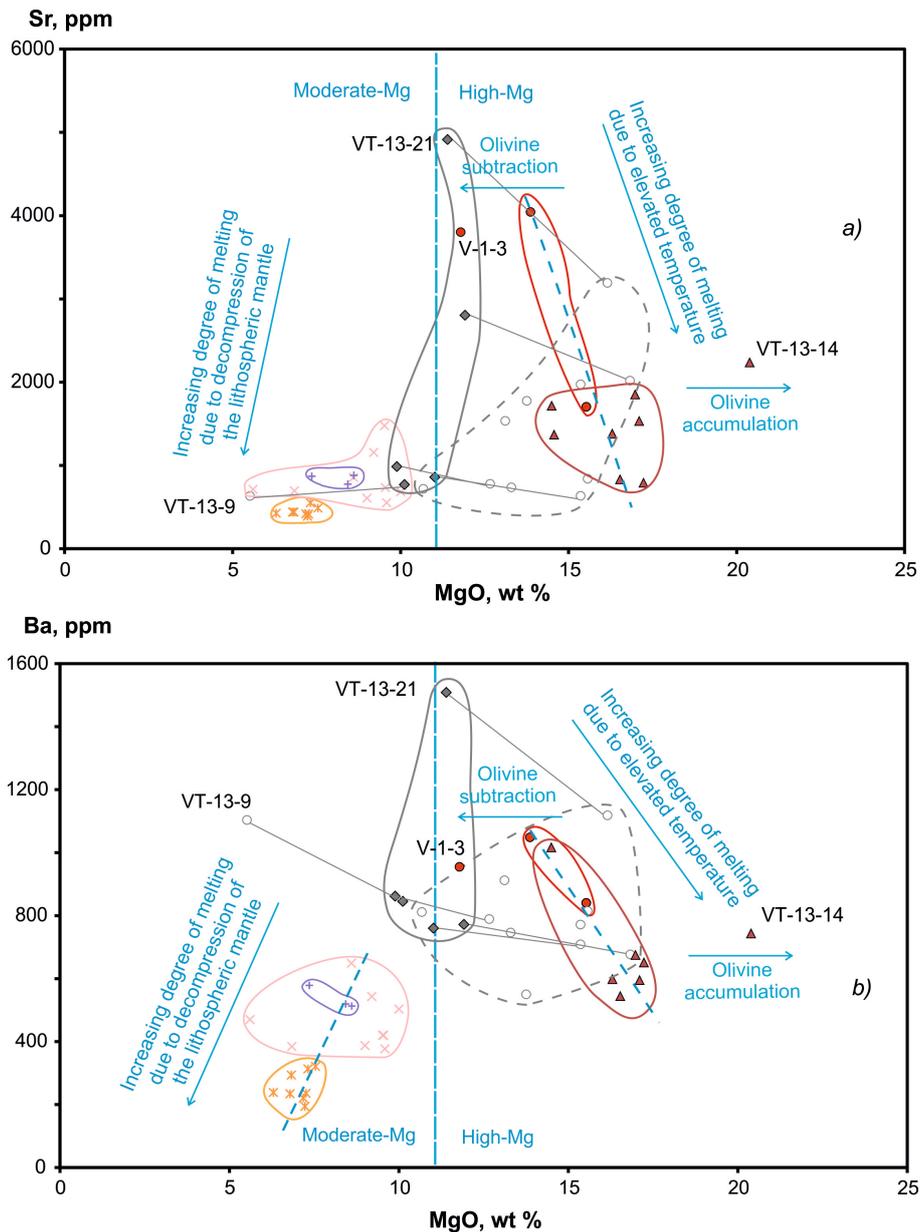


Рис. 11. Соотношения Sr – MgO и Ba – MgO в среднемиоценовых породах Берейнского вулканического центра. Усл. обозн. см. рис. 6.

Fig. 11. Sr vs MgO and Ba vs MgO in Mid-Miocene rocks from the Bereya volcanic center. Symbols as in Fig. 6.

зование трех таких уравнений, приведенных в работах [Kutolin, 1966; Arndt et al., 2008; Herzberg et al., 2007]: $T_{pe} (^{\circ}C) = 1056.6 + 17.34 \times MgO$, $T_{pe} (^{\circ}C) = 1000 + 20 \times MgO$ и $T_{pe} (^{\circ}C) = 935 + 33 \times MgO - 0.37 \times MgO^2$ дает приблизительно сопоставимые результаты. Исключая породы Витимского вулканического поля, обогащенные магнием вследствие аккумуляции оливины, получаем для расплава Mg-базанита VT-13-2 (MgO=17.1 мас. %) максимальную ликвидусную температуру кристаллизации в интервале 1340–1390 °C. Более удовлетворительное приближение к температурным условиям в мантии дает расчет потенциальной температуры по уравнению:

$T_p (^{\circ}C) = 1463 + 12.7 \times MgO - 2924/MgO$ [Herzberg et al., 2007]. Для Mg-базанита VT-13-2 имеем оценку $T_p = 1510$ °C.

Оценка потенциальных температур для мантии под Витимским вулканическим полем является максимальной в контуре Забайкальского расплавленного домена. Минимальная потенциальная мантийная температура (1430 °C) рассчитана для оливиновых мелалейцититов Удоканского вулканического поля. Максимальное значение потенциальной мантийной температуры сопоставимо со значением для пород плато Онтонг Джава и Исландии (раннетретичного времени). По современным по-

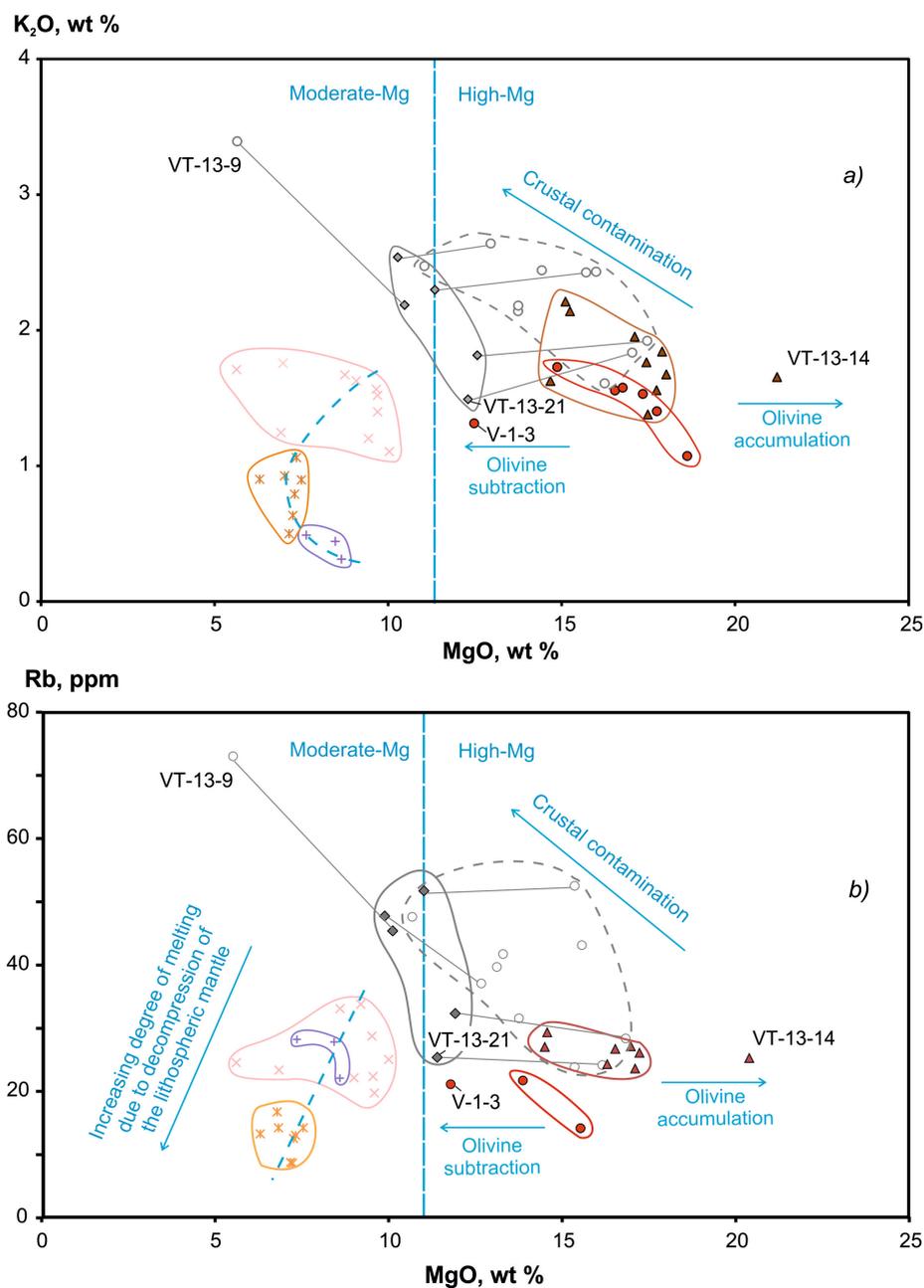


Рис. 12. Соотношения $K_2O - MgO$ и $Rb - MgO$ в среднемиоценовых породах Берейнского вулканического центра. Усл. обозн. см. рис. 6.

Fig. 12. K_2O vs MgO and Rb vs MgO in Mid-Miocene rocks from the Bereya volcanic center. Symbols as in Fig. 6.

родам Исландии получают более низкие потенциальные мантийные температуры. По сейсмотомографическим моделям предполагается, что вулканизм плато Онтонг Джава и Исландии связан с верхнемантийными расплавленными аномалиями, не распространяющимися ниже переходной зоны [Foulger, 2010]. Таким образом, полученные оценки T_p по вулканизму Витимского, Дариганского, Камарского и Удоканского полей, связанному с верхнемантийными конвективными процессами в Забайкальском расплавленном домене (см. рис. 1), в

целом сопоставляются с оценками T_p верхнемантийных расплавленных аномалий. Заметим, что рассчитанная потенциальная температура для Гавайев ($1550\text{ }^\circ\text{C}$ [Herzberg et al., 2007]) превышает приведенный интервал T_p и сопоставляется с более высокотемпературным интервалом T_p пород о-ва Горгона (рис. 14). Эта потенциальная температура могла быть обусловлена поднятием горячего мантийного материала из глубокой части мантии по плюмовой модели Д. Моргана [Morgan, 1971].

Дополнительное ограничение максимальных

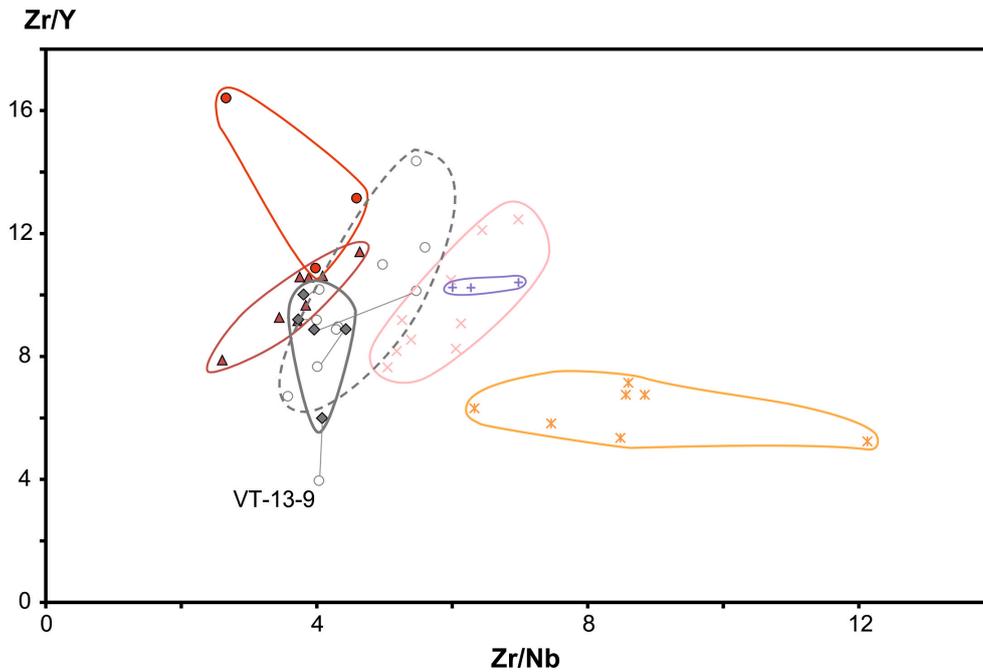


Рис. 13. Соотношения Zr/Y – Zr/Nb в среднемиоценовых породах Береинского вулканического центра. Усл. обозн. см. рис. 6.

Fig. 13. Zr/Y vs Zr/Nb in Mid-Miocene rocks from the Bereya volcanic center. Symbols as in Fig. 6.

температур в мантии можно ввести по расчетам максимальных температур минеральных равновесий в ксеногенном материале из вулканических пород. Аномально высокие температуры были рассчитаны для ксенолитов пегматоидных ортопироксенитов и вебстеритов со структурами распада твердых растворов. Ксенолиты были обнаружены в базанитах Удоканского и Камарского вулканических полей. По расчетам растворимости Ca в ортопироксенах из ксенолитов для исходного твердого раствора получен интервал 1350–1450 °C [Rasskazov, 1985; Rasskazov, Chuvashova, 2013]. На Удоканском поле высокотемпературные ксенолиты находятся в умеренно-Mg базанитовых лавах осевой части хр. Удокан, изливавшихся во временном интервале последних 4 млн лет. Эти базаниты (и содержащиеся в них включения) разделены во времени и пространстве с высоко-Mg мелалейцититами северной части поля. По максимальному содержанию $MgO=14$ мас. % в мелалейцититах рассчитывается потенциальная температура $T_p=1430$ °C, соответствующая интервалу исходных температур распавшегося пегматоидного ортопироксена. На Камарском поле ксенолиты находятся в субвулканической фации базанитов вулкана Сухой возрастом 13–12 млн лет, в основании которого в пакете толеитовых базальтов обнаружены породы с содержанием $MgO=15.3$ мас. %. Расчет потенциальной температуры для такого состава дает оценку

$T_p=1470$ °C, близкую к максимальной температуре распавшегося ортопироксена.

В контуре Саяно-Монгольского низкоскоростного (расплавного) домена расчеты для наиболее магнезиального базальта Джидинского вулканического поля ($MgO=10.1$ мас. %) дают по трем приведенным уравнениям интервал температур кристаллизации $T_{pe}=1200–1230$ °C при оценке потенциальной температуры $T_p=1300$ °C. В лавах возрастного интервала 17–11 млн лет центральной части Восточного Хангая был рассчитан также интервал температур 1260–1170 °C по термометру [Nikolaev et al., 1996]. В более поздних расплавах, изливавшихся в юго-восточной части Восточного Хангая, температура ликвидуса по этому термометру варьировалась в интервале 1160–1210 °C, а в расплавах последних 3.6 млн лет составляла более узкий интервал – 1190–1210 °C [Rasskazov et al., 2007a].

Для позднекайнозойских базальтов вулканических полей, расположенных в контуре Саяно-Монгольского домена, в работе [Simonov et al., 2012] приведены данные по температурам гомогенизации расплавных включений из оливинов. Для базальтов Окинского вулканического поля (Восточный Саян) получен интервал 1220–1250 °C, Джидинского вулканического поля – 1175–1220 °C. Полученные температуры гомогенизации сопоставимы с приведенными выше расчетными максимальными

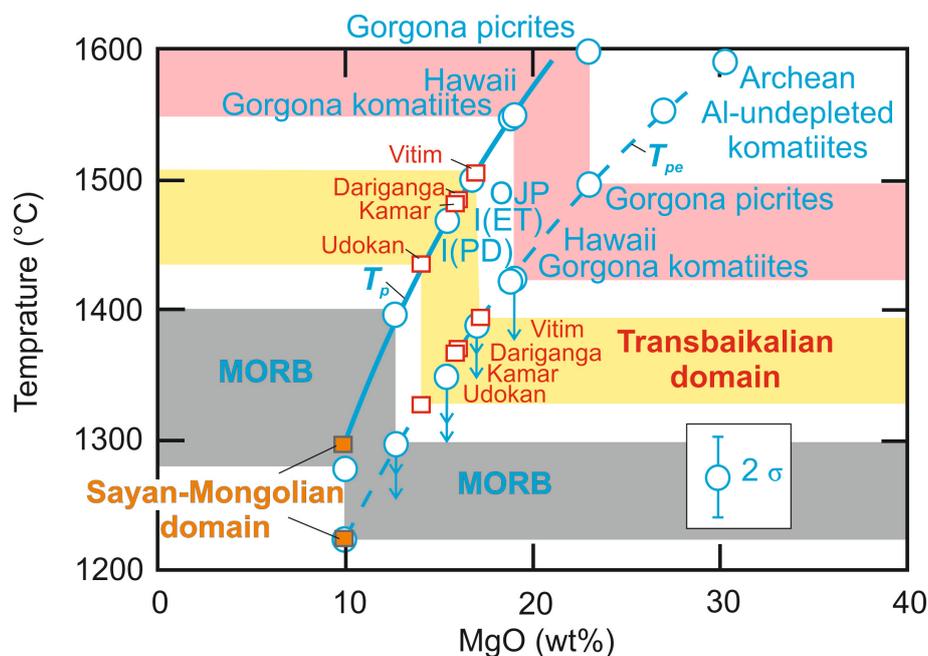


Рис. 14. Соотношения температур первичных извержений (T_{pe}) и мантийных потенциальных температур (T_p) с содержаниями MgO первичных магм.

Принимаются содержания MgO первичных магм. Первичные температуры извержений – температуры оливина на сухом ликвидусе при 1 атм, рассчитанные для первичных расплавов по упрощенному уравнению $T_{pe} (°C) = 935 + 33 \times MgO - 0.37 \times MgO^2$. Приведена ошибка определений температур на уровне 2σ . Потенциальные мантийные температуры – модельные температуры, рассчитанные по уравнению $T_p (°C) = 1463 + 12.7 \times MgO - 2924/MgO$ [Herzberg et al., 2007]. Стрелки обозначают эффект снижения температуры ликвидуса при наличии H_2O . Частичная кристаллизация первичной магмы приводит к занижению фактической температуры ее извержений, по сравнению с первичной температурой извержений. Принятые сокращения: MORB – mid-ocean ridge basalts, OJP – Ontong Java Plateau, I (ET) – Island (Early Tertiary), I (PD) – Island (present day). Цветом выделены три интервала температур: 1) $T_p = 1550$ °C и выше – плюмы, поднимающиеся из глубоких частей мантии (Горгона, Гавайи), 2) $T_p = 1430$ – 1510 °C – расплавные аномалии, начинающиеся от переходной зоны мантии (плато Онтонг Джава, Исландия, Забайкальский домен) и 3) $T_p = 1280$ – 1400 °C – расплавные аномалии малоглубинной части верхней мантии (срединные океанические хребты, Саяно-Монгольский домен).

Fig. 14. Primary eruption and mantle potential temperatures as a function of the MgO contents of primary magmas.

MgO contents of primary magmas are shown. Primary eruption temperatures are anhydrous olivine liquidus temperatures at 1 atm calculated for the primary magmas using the simplified equation $T_{pe} (°C) = 935 + 33 \times MgO - 0.37 \times MgO^2$. The bracket shows the uncertainty at the 2σ level. Potential temperatures are calculated from the equation $T_p (°C) = 1463 + 12.7 \times MgO - 2924/MgO$ [Herzberg et al., 2007]. Arrows display the effects of H_2O content on liquidus temperature. Partial crystallization of primary magmas will yield actual eruption temperatures that are lower than primary eruption temperatures. Abbreviations: MORB – mid-ocean ridge basalts, OJP – Ontong Java Plateau, I (ET) – Island (Early Tertiary), I (PD) – Island (present day). Highlighted in three temperature ranges are: 1) $T_p = 1550$ °C and above – plumes rising from the deeper parts of the mantle (Gorgona, Hawaii), 2) $T_p = 1430$ – 1510 °C – upper-mantle melting anomalies extending from the mantle transition zone (Plateau Ontong Java, Iceland, Transbaikalian domain), and 3) $T_p = 1280$ – 1400 °C – melting anomalies in the shallow part of the upper mantle (mid-ocean ridges, Sayan-Mongolian domain).

ными температурами кристаллизации базальтов Саяно-Монгольского домена. Для пород Тарянского района Центральной Монголии определены два температурных интервала: 1210 – 1240 °C (единичные замеры температур около 1145 °C) и 1279 – 1300 °C. Первый интервал сопоставляется с максимальной расчетной температурой вулканических извержений, второй – с максимальной оценкой потенциальной температуры в Саяно-Монгольском домене.

Сравнительно низкие оценки температур ликвидусной кристаллизации оливина и потенциаль-

ной температуры мантии могут быть прямым следствием меньшей глубины Саяно-Монгольского расплавного домена, термально обеспеченного малоглубинной (не глубже 200 км) астеносферной конвекцией, в отличие от более глубоинной (до 410 км) конвекции в Забайкальском расплавном домене. Оценка потенциальной мантийной температуры $T_p = 1300$ °C соответствует температурному интервалу базальтов срединных океанических хребтов $T_p = 1280$ – 1400 °C. По данным сейсмической томографии, низкоскоростные аномалии под срединными океаническими хребтами находятся не

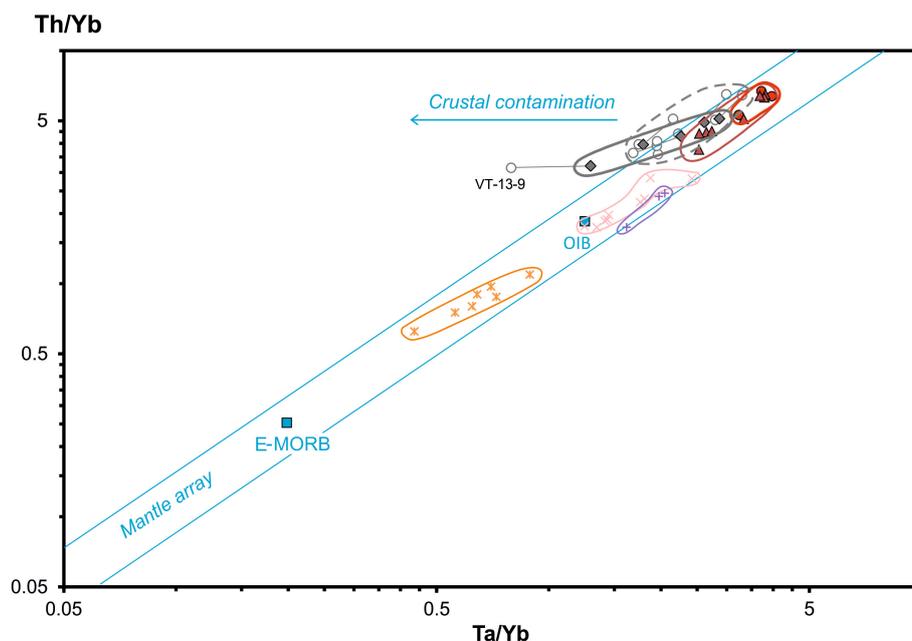


Рис. 15. Соотношения Th/Yb – Ta/Yb в среднемиоценовых породах Берейнского вулканического центра. Усл. обозн. см. рис. 6.

Fig. 15. Th/Yb vs Ta/Yb in Mid-Miocene rocks from the Bereya volcanic center. Symbols as in Fig. 6.

глубже 150 км [Anderson *et al.*, 1992]. Малоглубинный характер источников вулканических пород в контуре Саяно-Монгольского расплавленного домена подтверждается значениями отношений $^3\text{He}/^4\text{He}$ в оливинах из базальтов Тарят-Чулутынского поля Центральной Монголии и Джидинского поля Западного Забайкалья, сопоставимыми со значениями этого показателя в базальтах срединных океанических хребтов [Barry *et al.*, 2007].

5.2. Коровая контаминация

Заметно контаминированы высоко-Mg вулканические породы начального эпизода вулканической активности 16–14 млн лет назад. На всех вариационных диаграммах фигуративные точки группы контаминированных базальтов и трахиандезита VT-13-9 смещены от трендов групп высоко-Mg базанитов-базальтов и пикробазальтов-базальтов. При высоко-Mg составе пород контаминация выражается в возрастании SiO_2 , снижении нормативных $100 \times \text{An}/(\text{An} + \text{Ab})$ до значений, свойственных умеренно-Mg породам (см. рис. 6, 8, *a*), и в повышении концентраций K и Rb (см. рис. 12).

На диаграмме Th/Yb – Ta/Yb контаминированные базальты и трахиандезит VT-13-9 смещены выше мантийного направления. Смещаются и фигуративные точки валовых составов контаминированных пород, и точки основной массы (рис. 15). Таким образом, контаминация выражается не

только в насыщении пород ксеногенным коровым материалом, но и в его частичном усвоении кристаллизовавшимися расплавами.

5.3. КОМПОНЕНТЫ МАНТИЙНЫХ МАГМАТИЧЕСКИХ ИСТОЧНИКОВ

Группа высоко-Mg базанитов-базальтов имеет интервалы начальных $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_t = 0.512867\text{--}0.512892$ и $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i = 0.703831\text{--}0.704183$ в диапазоне обедненной мантии. Группа пикробазальтов-базальтов обнаруживает менее обедненные изотопные характеристики – $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_t = 0.512730\text{--}0.512842$, $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i = 0.703778\text{--}0.704406$ с относительным смещением фигуративных точек вдоль мантийного направления в сторону состава недифференцированной мантии. Фигуративные точки группы контаминированных базальтов-трахибазальтов и трахиандезита VT-13-9 смещены от мантийного направления к изотопно обогащенным составам в правом нижнем углу диаграммы с низкими значениями $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_t$ и $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$. Группа умеренно-Mg базальтов-трахибазальтов перекрывает поля групп высоко-Mg базанитов-базальтов и пикробазальтов-базальтов. Базальт V-9 переходного (Na-K-Na) состава имеет более обедненные изотопные характеристики: $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_t = 0.512934$, $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_t = 0.703740$ (рис. 16, *a*).

На диаграмме $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i - 1000/\text{Sr}$ (рис. 16, *b*) разные группы пород, образующих мантийное

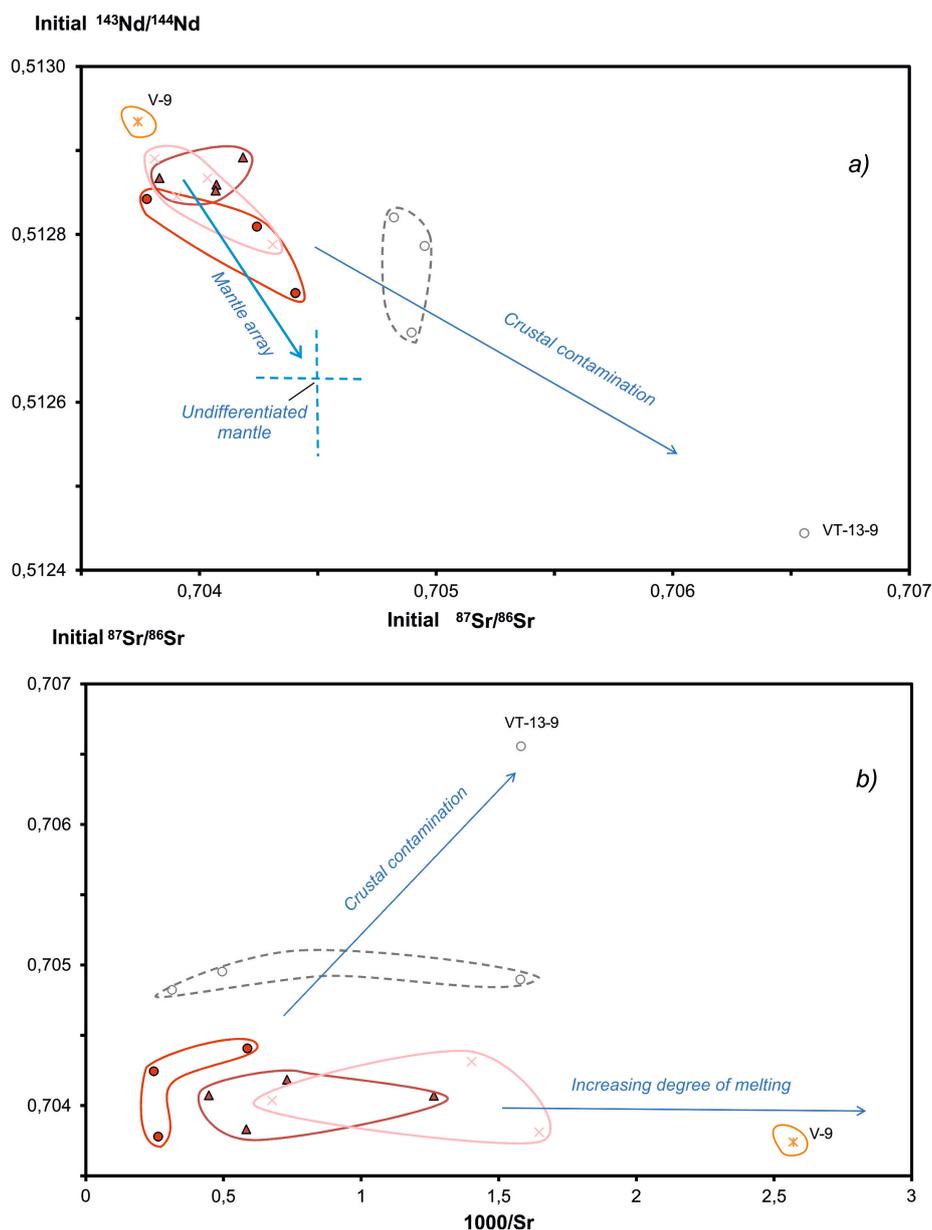


Рис. 16. Соотношения $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_t - (^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ (a) и $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i - 1000/\text{Sr}$ в среднемиоценовых породах Берейнского вулканического центра. Из-за молодого возраста пород и низких Sm/Nd и Rb/Sr начальные изотопные отношения Nd и Sr не отличаются от измеренных. Усл. обозн. см. рис. 6.

Fig. 16. $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_t$ vs $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ (a) and $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ vs $1000/\text{Sr}$ in Mid-Miocene rocks from the Bereya volcanic center. Because of the young ages of rocks and low Sm/Nd and Rb/Sr, the initial isotopic ratios of Nd and Sr do not differ from the measured values. Symbols as in Fig. 6.

направление, смещаются вдоль оси ординат при широком диапазоне $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ (0.703740–0.704406). Смещение объясняется повышением степени частичного плавления в мантийных источниках. Группа контаминированных базальтов-трахибазальтов и трахиандезита VT-13-9 отличается повышенными $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ при относительном возрастании $1000/\text{Sr}$. Между тем изотопные отношения Sr могут быть завышены из-за вторичных изменений пород. Хотя эффект вторичных измене-

ний может сниматься кислотной обработкой проб [Song et al., 1990; Rasskazov et al., 2012, 2015], критерий полноты достижения стронциевых изотопных отношений неизменных пород отсутствует, поэтому нет уверенности в получении истинных значений этого показателя. Поскольку полученные данные по изотопам Sr не дают точной идентификации компонентов, эти данные используются здесь только для общей констатации коровой контаминации.

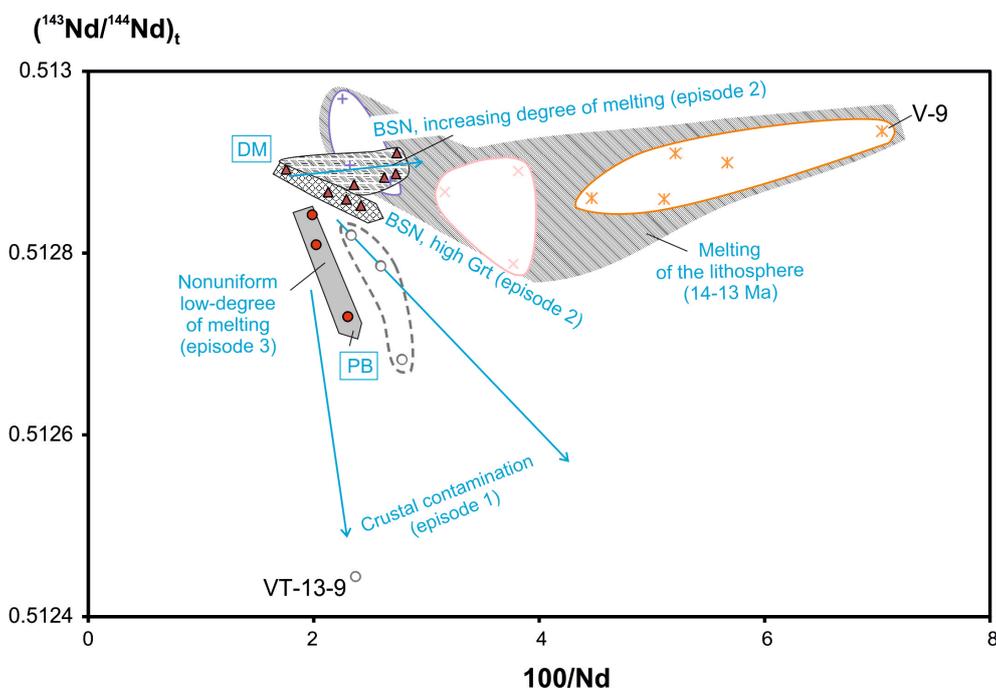


Рис. 17. Соотношения $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_t - 100/\text{Nd}$ в среднемиоценовых породах Береинского вулканического центра. Тренд одинакового малого плавления DM-high Grt соответствует смещению точек от модельной линии с содержанием граната 6 % к линии с модельным содержанием граната 12 % на рис. 18. Усл. обозн. см. рис. 6.

Fig. 17. $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_t - 100/\text{Nd}$ in Mid-Miocene rocks from the Bereya volcanic center. Trend of uniform small melting DM-high Grt corresponds to bias of data points from the model line with the garnet content of 6 % to the line with the garnet content of 12 % in Fig. 18. Symbols as in Fig. 6.

Более уверенная идентификация компонентов вулканических пород обеспечивается совместным использованием диаграмм $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_t - 100/\text{Nd}$ и $(\text{La}/\text{Yb})_n - (\text{Yb})_n$ (рис. 17, 18). Тренды высоко-Mg базанитов-базальтов и пикробазальтов-базальтов сходятся в точке базанита с наиболее обедненной изотопной характеристикой, которая принимается в качестве компонента конвектирующей мантии DM (depleted mantle) с общим составом: $100/\text{Nd} = 1.7$, $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_t = 0.512892$ ($\epsilon\text{Nd} = +5$). Фигуративные точки смещаются от общего компонента DM вдоль направлений базанитов (BSN-high Grt) и пикробазальтов (PB). Тренд контаминированных базальтов проходит между трендами BSN-high Grt и PB и изгибается в сторону снижения $100/\text{Nd}$ (возрастания концентраций Nd). Фигуративные точки более поздних умеренно-Mg расплавов смещены от составов высоко-Mg расплавов с относительным повышением $100/\text{Nd}$ (снижением концентраций Nd) (рис. 17).

Проведено микроэлементное моделирование равновесного частичного плавления источников пород Береинского вулканического центра на основе уравнения [Shaw, 1970]. Доли минералов в плавящемся материале скорректированы с учетом экспериментальных данных [Walter, 1998]. Для

учета соотношения микроэлементов в обогащенном модельном источнике использовались средние составы минералов ксенолитов с водосодержащими минералами из щелочных базальтов Витимского вулканического поля [Ionov et al., 1997; Glaser et al., 1999; Litasov et al., 2000a, 2000b; Ashchepkov et al., 2003, 2011] и в мантийных апатитах типа A [O'Reilly, Griffin, 2000].

По результатам микроэлементного моделирования в координатах $(\text{La}/\text{Yb})_n - \text{Yb}_n$, предполагается выплавление группы высоко-Mg базанитов-базальтов из полиминерального источника с содержаниями граната от 6 до 12 %. Тренд BSN-high Grt на рис. 17 соответствует тренду смещения точек от модельной линии с содержанием граната 6 % к линии с модельным содержанием граната 12 % при узком диапазоне и малой степени частичного плавления ($F = 0.042 - 0.046$) на рис. 18. Содержание граната в источнике повышается с увеличением плотности пород с глубиной, поэтому поступление выплавки одинаковой степени частичного плавления из источников с разным содержанием граната (с разных глубин) может служить показателем вовлечения в плавление мантии с однородными (т.е. астеносферными) свойствами. Источник такого типа был выявлен для базанитов

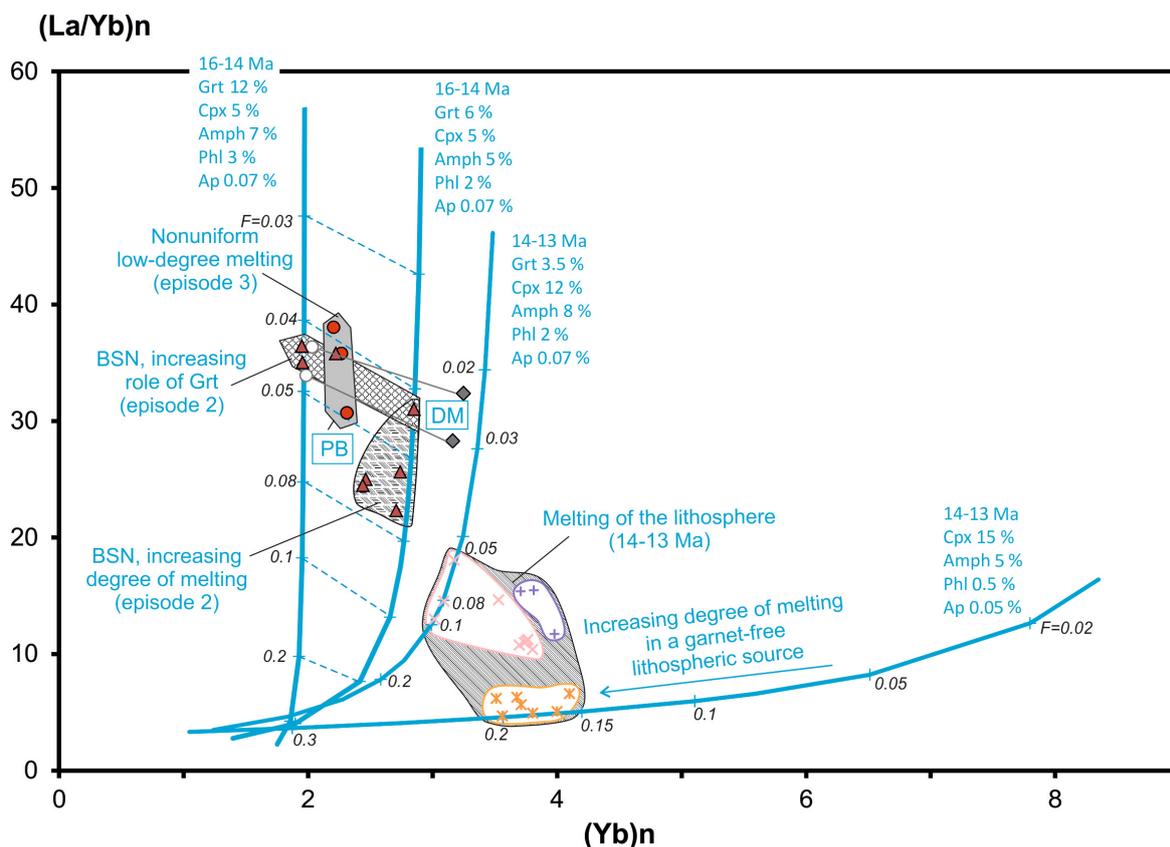


Рис. 18. Соотношения $(La/Yb)_n$ – $(Yb)_n$ в среднемиоценовых породах Берейского вулканического центра.

Для упрощения диаграммы из группы контаминированных базальтов показаны только точки валовых составов и основной массы двух образцов с наиболее высокими $(La/Yb)_n$. Данные для других образцов не показаны. Нормирование выполнено по составу примитивной мантии [McDonough, Sun, 1995]. Сокращения: Grt – гранат, Cpx – клинопироксен, Amph – амфибол, Phl – флогопит, Ap – апатит. Соотношения минералов в источниках рассчитаны исходя из моделирования микроэлементного состава пород (диаграмма не показана). Коэффициенты распределения минерал/расплав для La и Yb из работ [Hart, Dunn, 1993 (Cpx); Kennedy et al., 1993 (Opx); Halliday et al., 1995 (Ol, Grt); La Tourrette et al., 1995 (Amph, Phl); Chazot et al., 1996 (Ap)]. Усл. обозн. см. рис. 6.

Fig. 18. $(La/Yb)_n$ vs $(Yb)_n$ in Mid-Miocene rocks from the Bereya volcanic center.

To simplify the diagram in respect to the group of contaminated basalts, we plotted only data points of bulk and groundmass compositions of two samples from this group that show the highest $(La/Yb)_n$. Data for other samples are omitted. The primitive mantle composition is used after McDonough and Sun [1995]. Abbreviations: Grt – garnet, Cpx – clinopyroxene, Amph – amphibole, Phl – phlogopite, Ap – apatite. Ratios of minerals in sources are based on modeling of the trace-element concentrations in rocks (figure is not shown). The distribution coefficients of mineral/melt for La and Yb are from [Hart, Dunn, 1993 (Cpx); Kennedy et al., 1993 (Opx); Halliday et al., 1995 (Ol, Grt); LaTourrette et al., 1995 (Amph, Phl); Chazot et al., 1996 (Ap)]. Symbols as in Fig. 6.

Камарского вулканического поля, связанных с образованием Южно-Байкальской впадины Байкальской рифтовой зоны [Rasskazov et al., 2013]. Часть фигуративных точек группы базанитов–базальтов Витимского плоскогорья смещена, однако, вдоль линии с 6 % граната с повышением F до 0.07. Относительное возрастание степени частичного плавления при минимальной глубине области генерации группы базанитов–базальтов, по-видимому, отражало развитие магматических процессов на границе астеносферы и литосферы. Плавление возрастало в подошве литосферы, находившейся в равновесии с подстилающей конвектирующей астеносферой.

Тренд PB пересекает среднюю часть тренда BSN-high Grt. В отличие от источника пород этого тренда, в источнике пород тренда PB содержания граната остаются постоянными, а меняется степень частичного плавления ($F=0.039-0.050$). Составы контаминированных базальтов–трахибазальтов с наиболее высокими $(La/Yb)_n$ попали на тренд источника с максимальным содержанием граната (12 %).

С одной стороны, обогащение источников высоко-Mg магм легкими РЗЭ относительно тяжелых обусловлено присутствием граната. Но высоко-Mg магмы обогащены и другими несовместимыми элементами, например Th и Zr (относительно хон-

дрита или пиролита), зависящими от участия в плавлении других минеральных фаз. С другой стороны, источники высоко-Mg магм имеют обедненные характеристики изотопных отношений Nd и Sr относительно недифференцированной мантии. Такие соотношения объясняются конвективной изотопной гомогенизацией подлитосферного мантийного материала и его элементной дифференциацией перед плавлением обособившейся части, обогащенной несовместимыми компонентами. Выплавки из конвектирующей подлитосферной мантии явились, таким образом, следствием высоких температур в конвектирующей мантии и снижения точки плавления ее материала за счет концентрации легкоплавких компонентов. Этот тип магмогенерации отличается от образования коматиитовых магм в плюмовых колоннах, обедненных легкими РЗЭ и другими несовместимыми элементами.

Гранат имеет отношение $Gd/Yb = 0.15$, поэтому, если этот минерал остается в рестите, в частичной выплавке Gd/Yb выше, чем в породах источника [Walter, 1998]. В качестве граничного между выплавками из гранатсодержащего и безгранатового источников принимается $Gd/Yb=1.6$ [Sobolev et al., 2011]. В среднемиоценовых породах Береинского вулканического центра Gd/Yb выше этого значения. По этому критерию все выплавки этого центра должны быть производными гранатсодержащих источников. Наиболее высокие отношения (7.9–9.3) определены в группе пикробазальтов–базальтов, несколько пониженные (6.6–8.1, в одном образце – 5.3) – в группе Mg-базанитов–базальтов. Наиболее низкие Gd/Yb (2.5–3.4) получены для группы базальтов–андезибазальтов. В базальтах Na-серии и базальтах–трахибазальтах Gd/Yb более высокие, соответственно 4.9–5.7 и 3.6–6.5. Таким образом, выстраивается ряд с последовательным уменьшением роли граната в источниках: K-пикробазальт – переходный (K–Na–K) Mg-базанит – K–Na-трахибазальт – Na-базальт – переходный (Na–K–Na) базальт–андезибазальт.

Глубина магмогенерирующих процессов в подлитосферной мантии 16–14 млн лет назад оценивается не только по высоким содержаниям граната в источниках, но и по переходному (K–Na–K) составу группы высоко-Mg базанитов–базальтов с принадлежностью пикробазальтов–базальтов к K-серии. Высокая активность калия свойственна глубинным частям верхней мантии древних кратонов и складчатых областей. Она отражена в распространении калийсодержащих клинопироксенов в ксенолитах из кимберлитов и включениях в алмазах, в алмазоносных пироксен–гранат–карбонатных породах Кокчетавского метаморфического комплекса, выведенного на поверхность тектоническими процессами, и подтверждена эксперимен-

тами при высоких давлениях и температурах [Sobolev, 1974; Tsuruta, Takahashi, 1998; Perchuk et al., 2002; Shatsky et al., 2006; Foley et al., 2009; Safonov et al., 2005]. По уравнению $P(\text{кбар}) = 213.6 - 4.05 \times \text{SiO}_2$ (мас. %) [Sparrow, Cox, 1995] получены оценки давлений для выплавки Mg-базанитов в сравнительно широком диапазоне (36.4–48.6 кбар), а пикробазальтов – в более узком диапазоне (41.4–44.3 кбар). Эти оценки соответствуют глубинным интервалам 115–150 и 135–140 км, которые могут приниматься в качестве вероятных глубинных интервалов среднемиоценовой генерации расплавов Береинского вулканического центра: сначала – Mg-базанитовых (эпизод 2), а затем – пикробазальтовых (эпизод 3). Интересно, что максимальные давления (около 48–49 кбар) получены для группы фигуративных точек Mg-базанитов с максимальной степенью частичного плавления (см. рис. 17–19).

Фигуративные точки лав, излившихся 14–13 млн лет назад, заключены между модельной линией с содержанием граната в источнике 3.5 % и модельной линией без граната. Сначала плавился материал безгранатового источника или содержащего малое количество граната в малоглубинных условиях. Степень частичного плавления была максимальной ($F=0.15-0.20$). Излившиеся лавы группы базальтов–андезибазальтов составили более 2/3 объема продуктов извержений. Одновременно излившаяся небольшая порция базальтовых лав Na-серии была производной более глубинного гранатсодержащего (1–2 % Grt) источника, испытавшего сравнительно слабое плавление ($F=0.05-0.07$). Финальная порция лав, составившая 1/4 объема всех извержений, была также производной гранатсодержащего (до 3.5 % Grt) источника с возросшей степенью частичного плавления ($F=0.05-0.10$), повлекшей за собой полный переход слюды в расплав.

Глубина литосферной мантии, вовлекавшейся в плавление 14–13 млн лет назад, оценивается по гранат–шпинелевому переходу. По экспериментальным данным в системе $\text{CaO-MgO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2$ (CMAS) переход мог происходить в условиях ниже солидуса в интервалах давлений 1.8–2.0 GPa при температуре 1200 °C и 2.6–2.7 GPa при температуре 1500 °C (глубины 60–85 км). В Cr-содержащих системах шпинель сосуществует с гранатом. Повышение концентраций Cr смещает реакцию вхождения граната в область более высоких давлений. Присутствие Fe^{2+} оказывает противоположный эффект [Klemme, 2004; Klemme, O'Neill, 2000]. Подобные оценки гранат–шпинелевого перехода получены в экспериментах с использованием обогащенных и обедненных перидотитов [Robinson, Wood, 1998]. Предполагается, что плавление начинается в жилах гранатовых пироксенитов, стабильных в

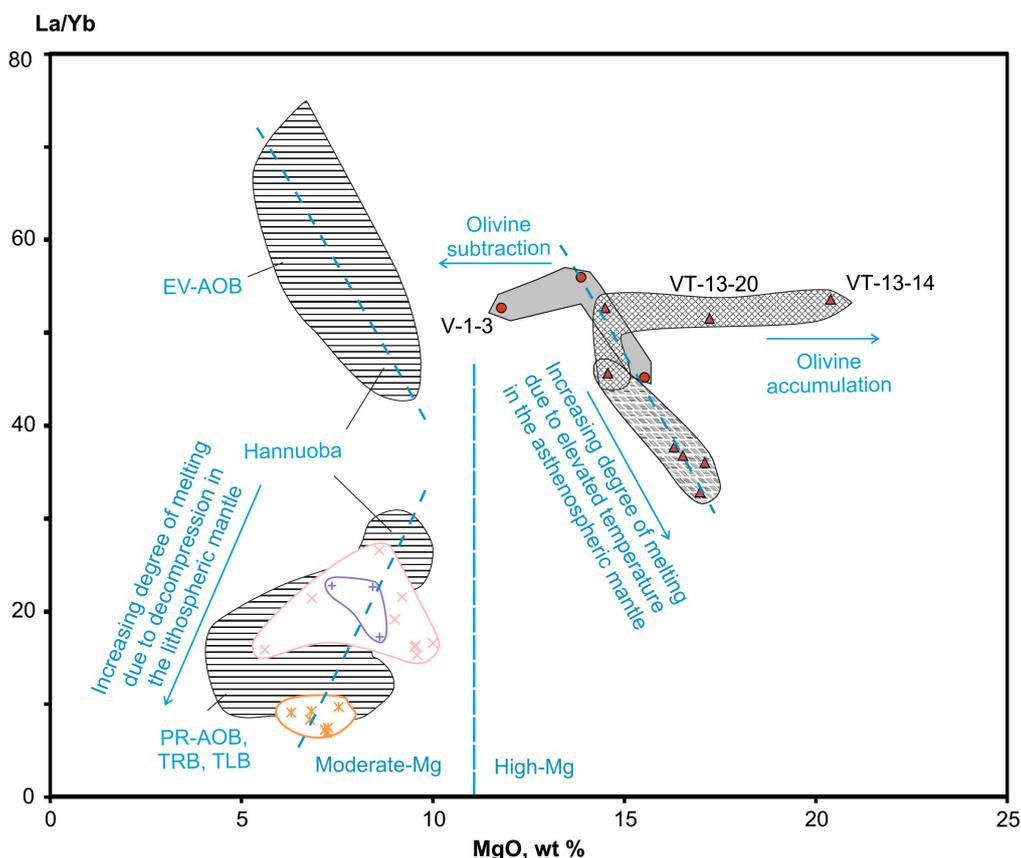


Рис. 19. Соотношения La/Yb – MgO в среднемиоценовых породах Берейинского вулканического центра. Для сравнения показаны фигуративные поля пород Ханнуоба (Северный Китай) – группы эволюционированных щелочных оливиновых базальтов (EV-AOB), примитивных щелочных оливиновых базальтов (PR-AOB), переходных базальтов (TRB) и толеитовых базальтов (TLB). Усл. обозн. см. рис. 6.

Fig. 19. La/Yb vs MgO in Mid-Miocene rocks from the Bereya volcanic center. For comparison, we showed also data fields of rocks from Hannuoba (North China): groups of evolved alkali olivine basalts (EV-AOB), primitive alkali olivine basalts (PR-AOB), transitional basalts (TRB), and tholeiitic basalts (TLB). Symbols as in Fig. 6.

условиях более низких давлений, чем гранатовые перидотиты.

В рассматриваемом случае высоко-Mg выплавки сменялись умеренно-Mg выплавками с временным разрывом в 1–2 млн лет. Между высоко-Mg (высокотемпературными) и умеренно-Mg (умеренно-температурными) расплавами сложились контрастные отношения. Подобный контраст существовал в миоцене на вулканическом поле Ханнуоба (Северный Китай) между группой эволюционированных щелочных оливиновых базальтов с высокими La/Yb и тремя группами (толеитовых, переходных и примитивных щелочных) базальтов с низкими La/Yb. На диаграмме La/Yb – MgO три группы пород Ханнуоба сопоставляются с умеренно-Mg группами пород Берейинского вулканического центра.

Группа эволюционированных щелочных оливиновых базальтов с высокими La/Yb поля Ханнуоба смещена относительно высоко-Mg пород Берейин-

ского центра в умеренно-Mg область (рис. 19). Тренды пород с высокими La/Yb поля Ханнуоба и Берейинского центра параллельны. Оба могут интерпретироваться в связи с возрастанием степени частичного плавления при повышении температуры в астеносферной мантии. В источнике эволюционированных базальтов Ханнуоба моделировалось 4.5–6.0 % граната и доля расплава 2–5 % [Chuvashova et al., 2012]. Эти параметры приближаются к параметрам источника групп высоко-Mg базальтов–базальтов и пикробазальтов–базальтов Берейинского вулканического центра.

Оливин фракционировал в породах верхней части тренда Берейинского вулканического центра (т.е. при пониженной температуре и степени частичного плавления) и не фракционировал в его нижней части (т.е. при повышенной температуре и степени частичного плавления). Нефракционировавшие магматические расплавы были перегретыми. Благоприятные условия для фракционирова-

ния оливина существовали в выплавках малых степеней плавления, образовавшихся в условиях пониженных температур. Перегретые магматические расплавы принадлежали к глубокой части магмогенерирующей колонны. На меньших глубинах под литосферой на ликвидусе начинал кристаллизоваться оливин, аккумулировавшийся в Mg-базанитовых расплавах и, наоборот, отделявшийся от пикробазальтовых расплавов. Эволюционированные щелочные оливиновые базальты Ханнуобы явились следствием условий магмообразования, подобных пикробазальтовым. Первичные выплавки базальтов этого типа на поле Ханнуоба должны были иметь высоко-Mg состав подобно другим вулканическим полям Забайкальского низкоскоростного домена (см. рис. 1).

5.4. МОДЕЛЬ СМЕНЫ МАГМАТИЗМА 16–13 МЛН ЛЕТ НАЗАД

В смене среднемиоценовых вулканических пород Береинского центра от высокомагнезиального состава к умеренно-магнезиальному отразилось тектонотермальное воздействие на литосферу подлитосферного материала (рис. 20).

Во временном интервале 16–14 млн лет назад высоко-Mg базальты–трахибазальты первого вулканического эпизода были насыщены дезинтегрированным коровым ксеногенным материалом. Из-за его частичного усвоения состав первичных выплавов, поднимавшихся из мантии, был искажен. Вероятно, первичные расплавы были близки по составу высоко-Mg базанитовым–базальтовым расплавам, извергнутым на Береинском вулканическом центре после контаминированных базальтов–трахибазальтов.

Высоко-Mg базаниты–базальты второго вулканического эпизода и пикробазальты–базальты третьего представляли собой первичные мантийные выплавки. В адиабатически поднимающемся мантийном материале глубинность плавления зависит от теплосодержания системы. При высоком теплосодержании начальное плавление осуществляется на больших глубинах, а при меньшем – на меньших [Fukuyama, 1985]. Мантийный материал плавился ниже подошвы литосферы. Созданная благодаря этому процессу плавучесть частично расплавленного материала превышала плавучесть кристаллических фаз вмещающей астеносферной мантии. В результате расплав высвобождался из матрицы, мигрировал вверх и изливался на земной поверхности. Сначала образовались высоко-Mg базаниты–базальты в условиях сравнительно однородного плавления малых степеней, сопровождавшегося избыточной концентрацией тепла в подошве литосферы с усилением плавления. Образовавшиеся расплавы оказывались

достаточно плавучими, чтобы мигрировать из области магмообразования с изливанием на земной поверхности. Затем состав выплавов сменился на пикробазальтовый–базальтовый в процессе перерождения средней части однородной подлитосферной области магмогенерации в область с варьирующейся степенью частичного плавления материала.

На этом этапе тепло поступало через магматические каналы в малоглубинную мантийную часть литосферы. В процессе декомпрессионного плавления безгранатовых мантийных пород, сопровождавшего усиление рифтогенеза с поднятием и эрозийным расчленением территории, выплавился и излился на земную поверхность большой объем умеренно-Mg базальтов и андезибазальтов. Возник эффект термального утонения литосферы. Импульс крупнообъемного малоглубинного плавления, однако, был непродолжительным и сменился менее объемным плавлением более глубокой части литосферной мантии гранатовой фации.

6. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Выполнено сравнительное изучение состава последовательностей высоко- и умеренно-Mg вулканических пород, извергавшихся в Береинском вулканическом центре Витимского плоскогорья, соответственно, 16–14 и 14–13 млн лет назад. В первой (малообъемной) возрастной генерации определена смена контаминированных базальтов–трахибазальтов K–Na-серии базанитами–базальтами переходного (K–Na–K) состава, а затем пикробазальтами–базальтами K-серии. Во второй (крупнообъемной) генерации выявлена смена базальтов–андезибазальтов переходного (Na–K–Na) состава, переслаивающихся с базальтами Na-серии, базальтами–трахибазальтами K–Na-серии.

Показано, что относительные вариации петрогенных оксидов, микроэлементов и изотопов в первой последовательности сначала осложнялись коровой контаминацией, эффективность которой затем снизилась. Вариации состава более поздних неконтаминированных продуктов извержений в этой последовательности определялись эффектом температурных вариаций с отделением выплавов повышенной степени плавления сначала на границе астеносферы–литосферы, а затем в астеносфере. Относительные вариации петрогенных оксидов, микроэлементов и изотопов во второй последовательности пород свидетельствовали о сильном начальном плавлении на малых глубинах литосферной мантии и более слабом плавлении на ее больших глубинах с последующей концентрацией выплавов в условиях больших глубин.

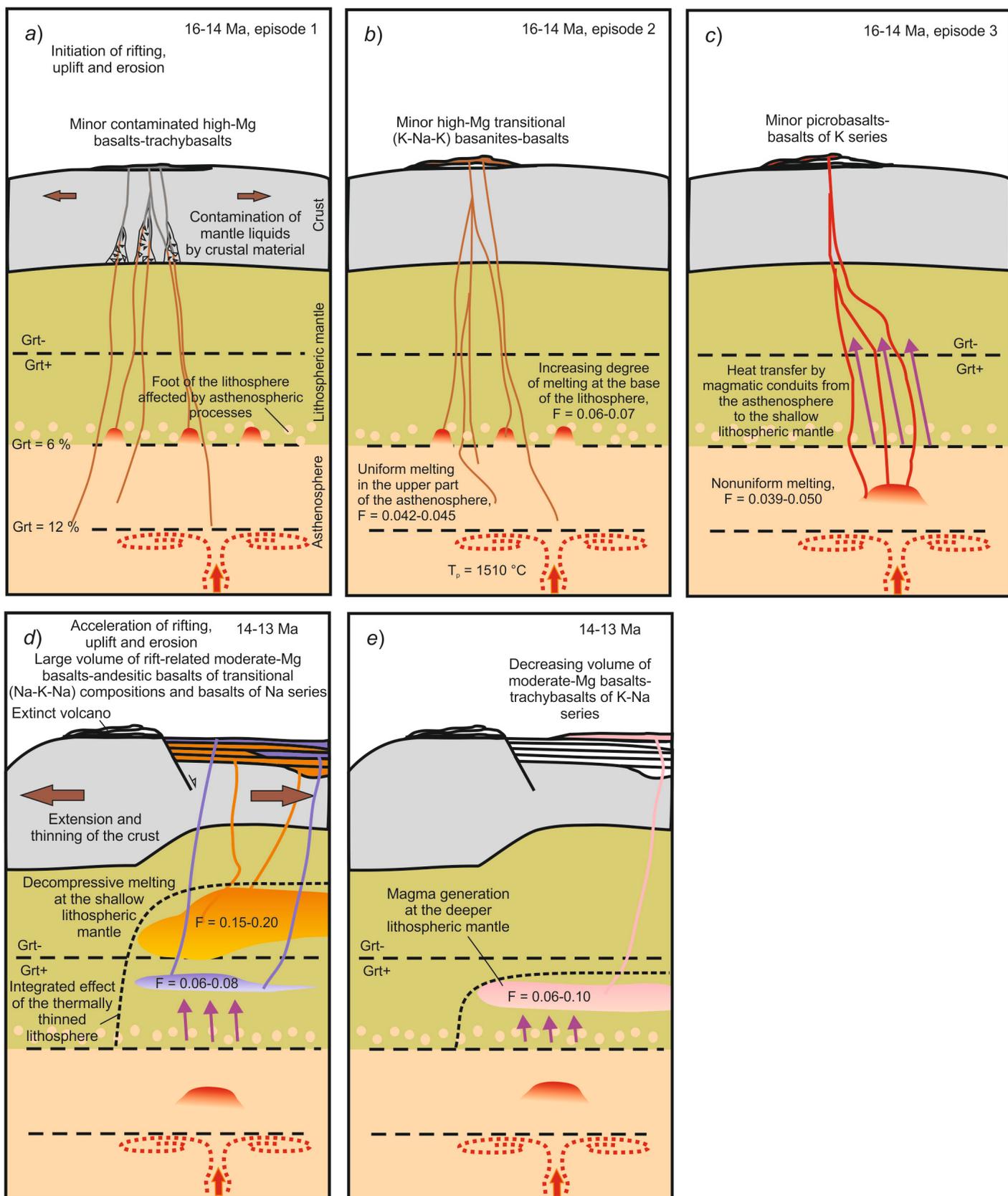


Рис. 20. Отражение среднемиоценового тектонотермального воздействия на литосферу горячим материалом астеносферы Забайкальского расплавленного домена в смене источников вулканических пород Берейнского центра. T_p – потенциальная температура, F – степень частичного плавления мантии.

Fig. 20. Reflection of the Mid-Miocene tectono-thermal impact on the lithosphere by the asthenospheric hot material from the Transbaikalian melting domain in change of sources for rocks of the Bereya volcanic center. T_p – potential temperature, F – the degree of partial melting in the mantle.

Предполагается, что извержения большого объема малоглубинных выплавок из литосферы 14–13 млн лет назад были вызваны термальным воздействием на литосферу под Витимским вулканическим полем материала астеносферной мантии Забайкальского домена, обладавшего высокой потенциальной мантийной температурой ($T_p = 1510$ °C), сопоставимой с этим параметром в верхнемантийных горячих пятнах плато Онтонг Джава и Исландии. Это термальное воздействие повлекло за собой резкое усиление рифтогенеза с образованием впадин и хребтов на земной поверхности. Более низкие оценки T_p для высоко-Mg лав Удоканского, Дариганского и Камарского вулканических полей могут отражать пространственные вариации

потенциальных мантийных температур в Забайкальском низкоскоростном (расплавном) домене с относительным уменьшением T_p до 1430 °C и, возможно, ниже. В менее глубинном Саяно-Монгольском низкоскоростном (расплавном) домене T_p в мантии не превышала 1300 °C.

7. БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы благодарят рецензентов И.В. Ащепкова и Ю.В. Меньшагина за критический анализ работы, способствовавший разработке более ясных интерпретационных схем. Работа выполнена при поддержке РФФИ, проект № 14–05–31328.

8. ЛИТЕРАТУРА / REFERENCES

- Anderson D.L., 2007. *New Theory of the Earth*. Cambridge University Press, Cambridge, 384 p.
- Anderson D.L., Zhang Y-S., Tanimoto T., 1992. Plume heads, continental lithosphere, flood basalts and tomography. In: B.C. Storrey, T. Alabaster, R.J. Pankhurst (Eds.), *Magmatism and the causes of continental break-up*. *Geological Society, London, Special Publications*, vol. 68, p. 99–124. <http://dx.doi.org/10.1144/GSL.SP.1992.068.01.07>.
- Arndt N., Leshner C.M., Barnes S.J., 2008. *Komatiite*. Cambridge University Press, Cambridge, 458 p.
- Ashchepkov I.V., 1991. Deep Xenoliths of the Baikal Rift. Nauka, Siberian Branch, Novosibirsk, 160 p. (in Russian) [Ащепков И.В. Глубинные ксенолиты Байкальского рифта. Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1991. 160 с.].
- Ashchepkov I.V., Andre L., Downes H., Belyatsky B.A., 2011. Pyroxenites and megacrysts from Vitim picrite–basalts (Russia): Polybaric fractionation of rising melts in the mantle? *Journal of Asian Earth Sciences* 42 (1–2), 14–37. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jseaes.2011.03.004>.
- Ashchepkov I.V., Travin S.V., Saprykin A.I., Andre L., Gerasimov P.A., Khmel'nikova O.S., 2003. Age of xenolith-bearing basalts and mantle evolution in the Baikal Rift Zone. *Geologiya i Geofizika (Russian Geology and Geophysics)* 44 (11), 1160–1188.
- Asimow P.D., 2005. Igneous processes. In: R.C. Selley, L.R.M. Cocks, I.R. Plimer (Eds.), *Encyclopedia of Geology*, vol. 2. Elsevier, Oxford, UK, p. 209–217.
- Barry T.L., Ivanov A.V., Rasskazov S.V., Demonterova E.I., Dunai T.J., Davies G.R., Harrison D., 2007. Helium isotopes provide no evidence for deep mantle involvement in widespread Cenozoic volcanism across Central Asia. *Lithos* 95 (3), 415–424. <http://dx.doi.org/10.1016/j.lithos.2006.09.003>.
- Barry T.L., Saunders A.D., Kempton P.D., Windley B.F., Pringle M.S., Dorjnamjaa D., Saandar S., 2003. Petrogenesis of Cenozoic basalts from Mongolia: evidence for the role of asthenospheric versus metasomatized lithospheric mantle sources. *Journal of Petrology* 44 (1), 55–91. <http://dx.doi.org/10.1093/ptrology/44.1.55>.
- Belichenko V.G., Geletii N.K., Barash I.G., 2006. Barguzin microcontinent (Baikal mountain area): the problem of outlining. *Russian Geology and Geophysics (Geologiya i Geofizika)* 47 (10), 1035–1045.
- Carlson R.W., Czamanske G., Fedorenko V., Ilupin I., 2006. A comparison of Siberian meimechites and kimberlites: Implications for the source of high-Mg alkalic magmas and flood basalts. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 7 (11), Q11014. <http://dx.doi.org/10.1029/2006GC001342>.
- Certificate of state registration of the database № 2013620655 Cenozoic volcanic rocks Asia. Rasskazov S.V., Yasnygina T.A., Chuvashova I.S., Markova M.E. Database on the chemical and isotopic composition. Application № 20113620317. Registered in the Register database 27 May 2013 (in Russian) [Свидетельство о государственной регистрации базы данных № 2013620655 Кайнозойские вулканические породы Азии / С.В. Рассказов, Т.А. Ясныгина, И.С. Чувашова, М.Е. Маркова. База данных по химическому и изотопному составу / Заявка № 20113620317. Зарегистрировано в Реестре баз данных 27 мая 2013 г.].
- Chazot G., Menzies M.A., Harte B., 1996. Determination of partition coefficients between apatite, clinopyroxene, amphibole, and melt in natural spinel lherzolites from Yemen: Implications for wet melting of the lithospheric mantle. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 60 (3), 423–437. [http://dx.doi.org/10.1016/0016-7037\(95\)00412-2](http://dx.doi.org/10.1016/0016-7037(95)00412-2).
- Chernyaeva G.P., Lyamina N.A., Rasskazov S.V., Rezanov I.N., Savinova V.V., 2007. Biostratigraphy and deposition environments of the Middle-Late Miocene volcanosedimentary section in the Dzhilinda basin, Western Transbaikalia. *Russian Geology and Geophysics* 48 (4), 361–370. <http://dx.doi.org/10.1016/j.rgg.2006.01.002>.
- Chuvashova I.S., Rasskazov S.V., Yasnygina T.A., Mikheeva E.A., 2012. High-Mg lavas from the Dariganga volcanic field in the South-Eastern Mongolia: petrogenetic model of magmatism at the asthenosphere–lithosphere boundary.

- Geodynamics & Tectonophysics* 3 (4), 385–407 (in Russian) [Чувашова И.С., Рассказов С.В., Ясныгина Т.А., Михеева Е.А. Высокомagneзиальные лавы Дариганского вулканического поля, Юго-Восточная Монголия: петрогенетическая модель магматизма на астеносферно–литосферной границе // *Geodynamics & Tectonophysics*. 2012. Т. 3. № 4. С. 385–407]. <http://dx.doi.org/10.5800/GT-2012-3-4-0081>.
- Chuvashova I.S., Rasskazov S.V., Yasnygina T.A., Rudneva N.A., 2015. Activation and termination of late Cenozoic extension in the lithosphere of the marginal part of the Baikal Rift Zone: changing sources of volcanism on the Vitim plateau. *Journal of Volcanology and Seismology* 9 (in press).
- Dickin A.P., 2005. Radiogenic isotope geology. Second edition. Cambridge University Press, Cambridge, 492 p.
- Esin S.V., Ashchepkov I.V., Ponomarchuk V.A. et al., 1995. Petrogenesis of alkaline basaltoids from the Vitim plateau (Baikal rift zone). UIGGM SB RAS Press, Novosibirsk, 58 p. (Preprint N 2).
- Fedorenko V.A., Czamanske G.K., 1997. Results of new field and geochemical studies of the volcanic and intrusive rocks of the Maymecha-Kotuy area, Siberian flood-basalt province, Russia. *International Geology Review* 39 (6), 479–531. <http://dx.doi.org/10.1080/00206819709465286>.
- Fedorenko V.A., Lightfoot C., Naldrett A.J., Czamanske G., Hawkesworth C., Wooden J., Ebel D., 1996. Petrogenesis of the Siberian flood-basalt sequence at Noril'sk, north central Siberia. *International Geology Review* 38 (2), 99–135. <http://dx.doi.org/10.1080/00206819709465327>.
- Flower M.F.J., Chung Sun-Lin, Lo Ching-Hua, Lee Tung-Yi (Eds.), 1998. Mantle Dynamics and Plate Interactions in East Asia. Geodynamic Series, vol. 27. American Geophysical Union, Washington D.C., 418 p.
- Foley S.F., Venturelli G., Green D.H., Toscani L., 1987. The ultrapotassic rocks: characteristics, classification, and constraints for petrogenetic models. *Earth-Science Reviews* 24 (2), 81–134. [http://dx.doi.org/10.1016/0012-8252\(87\)90001-8](http://dx.doi.org/10.1016/0012-8252(87)90001-8).
- Foley S.F., Yaxley G.M., Rosenthal A., Buhre S., Kiseeva E.S., Rapp R.P., Jacob D.E., 2009. The composition of near-solidus melts of peridotite in the presence of CO₂ and H₂O between 40 and 60 kbar. *Lithos* 112 (1), 274–283. <http://dx.doi.org/10.1016/j.lithos.2009.03.020>.
- Foulger G.R., 2010. Plates vs. Plumes: A Geological Controversy. Wiley-Blackwell, New York, 328 p.
- Fukuyama H., 1985. Heat fusion of basaltic magma. *Earth and Planetary Science Letters* 73 (2–4), 407–414. [http://dx.doi.org/10.1016/0012-821X\(85\)90088-3](http://dx.doi.org/10.1016/0012-821X(85)90088-3).
- Ghosh S., Ohtani E., Litasov K.D., Suzuki A., Sakamaki T., 2007. Stability of carbonated basaltic melt at the base of the Earth's upper mantle. *Geophysical Research Letters* 34 (22), L22312. <http://dx.doi.org/10.1029/2007GL031349>.
- Ghosh S., Ohtani E., Litasov K.D., Teresaki H., 2009. Solidus of carbonated peridotite from 10 to 20 GPa and origin of magnesiocarbonated melt in the Earth's deep mantle. *Chemical Geology* 262 (1–2), 17–28. <http://dx.doi.org/10.1016/j.chemgeo.2008.12.030>.
- Glaser S.M., Foley S.F., Günter D., 1999. Trace element compositions of minerals in garnet and spinel peridotite xenoliths from the Vitim volcanic field, Transbaikalia, eastern Siberia. *Lithos* 48 (1), 263–285. [http://dx.doi.org/10.1016/S0024-4937\(99\)00032-8](http://dx.doi.org/10.1016/S0024-4937(99)00032-8).
- Goncharov A.G., Ionov D.A., 2012. Redox state of deep off-craton lithospheric mantle: new data from garnet and spinel peridotites from Vitim, southern Siberia. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 164 (5), 731–745. <http://dx.doi.org/10.1007/s00410-012-0767-z>.
- Griffin W.L., O'Reilly S.Y., Stabel C.G., 1988. Mantle metasomatism beneath western Victoria, Australia: II. Isotopic geochemistry of Cr-diopside lherzolites and Al-augite pyroxenites. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 52 (2), 449–459. [http://dx.doi.org/10.1016/0016-7037\(88\)90100-7](http://dx.doi.org/10.1016/0016-7037(88)90100-7).
- Halliday A.N., Lee D.-C., Tommasini S., Davies G.R., Paslick C.R., Fitton J.G., James D.E., 1995. Incompatible trace elements in OIB and MORB and source enrichment in the sub-oceanic mantle. *Earth and Planetary Science Letters* 133 (3), 379–395. [http://dx.doi.org/10.1016/0012-821X\(95\)00097-V](http://dx.doi.org/10.1016/0012-821X(95)00097-V).
- Hanano D., Weis D., Scoates J.S., Aciego S., DePaolo D.J., 2010. Horizontal and vertical zoning of heterogeneities in the Hawaiian mantle plume from the geochemistry of consecutive postshield volcano pairs: Kohala-Mahukona and Mauna Kea-Hualalai. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 11 (1), Q01004. <http://dx.doi.org/10.1029/2009GC002782>.
- Hanski E., Walker R.J., Huhma H., Polyakov G.V., Balykin P.A., Hoa Tran Trong, Phuong Ngo Thi, 2004. Origin of the Permo-Triassic komatiites, northwestern Vietnam. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 147 (4), 453–469. <http://dx.doi.org/10.1007/s00410-004-0567-1>.
- Harris N.R., 1998. Isotopic, Geochemical, and Geochronological Constraints on the Origin and Evolution of Cenozoic Volcanism, Baikal Rift Zone, Siberia. PH dissertation, USA, Massachusetts Institute of Technology, 440 p.
- Hart S.R., Dunn T., 1993. Experimental cpx/melt partitioning of 24 trace elements. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 113 (1), 1–8. <http://dx.doi.org/10.1007/BF00320827>.
- Herzberg C., 2011. Identification of source lithology in the Hawaiian and Canary islands: implications for origins. *Journal of Petrology* 52 (1), 113–146. <http://dx.doi.org/10.1093/petrology/egq075>.
- Herzberg C., Asimov N., Arndt N., Niu Y., Leshner C.M., Fitton J.G., Cheadle M.J., Saunders A.D., 2007. Temperatures in ambient mantle and plumes: Constraints from basalts, picrites, and komatiites. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 8 (2), Q02006. <http://dx.doi.org/10.1029/2006GC001390>.

- Hofmann A.W., 1997. Mantle geochemistry: the message from oceanic volcanism. *Nature* 385 (6613), 219–229. <http://dx.doi.org/10.1038/385219a0>.
- Ionov D.A., Ashchepkov I., Jagoutz E., 2005. The provenance of fertile off-craton lithospheric mantle: Sr–Nd isotope and chemical composition of garnet and spinel peridotite xenoliths from Vitim, Siberia. *Chemical Geology* 217 (1–2), 41–75. <http://dx.doi.org/10.1016/j.chemgeo.2004.12.001>.
- Ionov D.A., Ashchepkov I.V., Stosch H.-G., Witt-Eickchen G., Seck H.A., 1993. Garnet peridotite xenoliths from the Vitim Volcanic Field, Baikal Region – the nature of the garnet spinel peridotite transition zone in the continental mantle. *Journal of Petrology* 34 (6), 1141–1175. <http://dx.doi.org/10.1093/petrology/34.6.1141>.
- Ionov D.A., Griffin W.L., O'Reilly S.Y., 1997. Volatile-bearing minerals and lithophile trace elements in the upper mantle. *Chemical Geology* 141 (3–4), 153–184. [http://dx.doi.org/10.1016/S0009-2541\(97\)00061-2](http://dx.doi.org/10.1016/S0009-2541(97)00061-2).
- Johnson J.S., Gibson S.A., Thompson R.N., Nowell G.M., 2005. Volcanism in the Vitim volcanic field, Siberia: Geochemical evidence for a mantle plume beneath the Baikal Rift Zone. *Journal of Petrology* 46 (7), 1309–1344. <http://dx.doi.org/10.1093/petrology/egi016>.
- Karato S.-i., 2012. On the origin of the asthenosphere. *Earth and Planetary Science Letters* 321–322, 95–103. <http://dx.doi.org/10.1016/j.epsl.2012.01.001>.
- Kennedy A.K., Lofgren G.E., Wasserburg G.J., 1993. An experimental study of trace element partitioning between olivine, orthopyroxene and melt in chondrulites: equilibrium values and kinetic effects. *Earth and Planetary Science Letters* 115 (1), 177–195. [http://dx.doi.org/10.1016/0012-821X\(93\)90221-T](http://dx.doi.org/10.1016/0012-821X(93)90221-T).
- Kerr A.C., Arndt N.T., 2001. A note on the IUGS reclassification on high-Mg and picritic volcanic rocks. *Journal of Petrology* 42 (11), 2169–2171. <http://dx.doi.org/10.1093/petrology/42.11.2169>.
- Kiselev A.I., Medvedev M.E., Golovko G.A., 1979. Volcanism of the Baikal Rift Zone and Problems of Deep Magma Formations. Nauka, Novosibirsk, 200 p. (in Russian) [Киселев А.И., Медведев М.Е., Головки Г.А. Вулканизм Байкальской рифтовой зоны и проблемы глубинного магмообразования. Новосибирск: Наука, 1979. 200 с.].
- Klemme S., 2004. The influence of Cr on the garnet–spinel transition in the Earth's mantle: experiments in the system MgO–Cr₂O₃–SiO₂ and thermodynamic modeling. *Lithos* 77 (1–4), 639–646. <http://dx.doi.org/10.1016/j.lithos.2004.03.017>.
- Klemme S., O'Neill H.St.C., 2000. The near-solidus transition from garnet lherzolite to spinel lherzolite. *Contribution to Mineralogy and Petrology* 138 (3), 237–248. <http://dx.doi.org/10.1007/s004100050560>.
- Kogarko L.N., Ryabchikov I.D., 2000. Geochemical evidence for meimechite magma generation in the subcontinental lithosphere of Polar Siberia. *Earth and Planetary Science Letter* 18 (2), 195–203. [http://dx.doi.org/10.1016/S1367-9120\(99\)00041-3](http://dx.doi.org/10.1016/S1367-9120(99)00041-3).
- Konev A.A., 1982. Nepheline Rocks of Sayan-Baikal Mountain Area. Nauka, Siberian branch, Novosibirsk, 201 p. (in Russian) [Конева А.А. Нефелиновые породы Саяно-Байкальской горной области. Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1982. 201 с.].
- Koulakov I., Bushenkova N., 2010. Upper mantle structure beneath the Siberian craton and surrounding areas based on regional tomographic inversion of P and PP travel times. *Tectonophysics* 486 (1), 81–100. <http://dx.doi.org/10.1016/j.tecto.2010.02.011>.
- Kutolin V.A., 1966. To the problem of the order and temperatures of mineral crystallization in rocks of basic compositions. *Geologiya i Geofizika (Russian Geology and Geophysics)* (11), 42–51 (in Russian) [Кутолин В.А. К вопросу о порядке и температурах кристаллизации минералов в породах основного состава // Геология и геофизика. 1966. № 11. С. 42–51].
- La Tourrette T., Hervig R.L., Holloway J.R., 1995. Trace element partitioning between amphibole, phlogopite and basanite melt. *Earth and Planetary Science Letter* 135 (1), 13–30. [http://dx.doi.org/10.1016/0012-821X\(95\)00146-4](http://dx.doi.org/10.1016/0012-821X(95)00146-4).
- Le Bas M.J., 2000. IUGS reclassification on high-Mg and picritic volcanic rocks. *Journal of Petrology* 41 (10), 1467–1470. <http://dx.doi.org/10.1093/petrology/41.10.1467>.
- Le Bas M.J., Streckeisen A.L., 1991. The IUGS systematics of igneous rocks. *Journal of the Geological Society* 148 (5), 825–833. <http://dx.doi.org/10.1144/gsjgs.148.5.0825>.
- Litasov K.D., Foley S.F., Litasov Yu.D., 2000a. Magmatic modification and metasomatism of the subcontinental mantle beneath the Vitim volcanic field (East Siberia): evidence from trace element data on pyroxenite and peridotite xenoliths from Miocene picrobasalt. *Lithos* 54 (1), 83–114. [http://dx.doi.org/10.1016/S0024-4937\(00\)00016-5](http://dx.doi.org/10.1016/S0024-4937(00)00016-5).
- Litasov K.D., Litasov Y.D., Mekhonoshin A.S., Mal'kovets V.G., 2000b. Mineralogy of mantle xenoliths from Pliocene basanites of the Dzhilinda River (Vitim volcanic field). *Geologiya i Geofizika (Russian Geology and Geophysics)* 41 (11), 1477–1501.
- Litasov K., Taniguchi H., 2002. Mantle Evolution Beneath the Baikal Rift. CNEAS Monograph Series (5). Center for Northeast Asian Studies Tohoku University, 221 p.
- Maruyama S., Santosh M., Zhao D., 2007. Superplume, supercontinent, and post-perovskite: Mantle dynamics and anti-plate tectonics on the core–mantle boundary. *Gondwana Research* 11 (1), 7–37. <http://dx.doi.org/10.1016/j.gr.2006.06.003>.
- McDonough W.F., Sun S.-S., 1995. The composition of the Earth. *Chemical Geology* 120 (3), 223–253. [http://dx.doi.org/10.1016/0009-2541\(94\)00140-4](http://dx.doi.org/10.1016/0009-2541(94)00140-4).

- Morgan W.J., 1971. Convective plumes in the lower mantle. *Nature* 230 (5288), 42–43. <http://dx.doi.org/10.1038/230042a0>.
- Nakamura E., McCulloch M.T., Campbell I.H., 1990. Chemical geodynamics in the back arc region of Japan based on the trace element and Sr–Nd isotope compositions. *Tectonophysics* 174 (3), 207–233. [http://dx.doi.org/10.1016/0040-1951\(90\)90323-Z](http://dx.doi.org/10.1016/0040-1951(90)90323-Z).
- Nikolaev G.S., Borisov A.A., Ariskin A.A., 1996. Calculation of the ferric-ferrous ratio in magmatic melts: testing and additional calibration of empirical equations for various magmatic series. *Geochemistry International* 34 (8), 641–649.
- O'Reilly S.Y., Griffin W.L., 2000. Apatite in the mantle: implications for metasomatic processes and high heat production in Phanerozoic mantle. *Lithos* 53 (3), 217–232. [http://dx.doi.org/10.1016/S0024-4937\(00\)00026-8](http://dx.doi.org/10.1016/S0024-4937(00)00026-8).
- Perchuk L.L., Safonov O.G., Yapaskurt V.O., Barton Jr J.M., 2002. Crystal-melt equilibria involving potassium-bearing clinopyroxene as indicator of mantle-derived ultrahigh-potassic liquids: an analytical review. *Lithos* 60 (3), 89–111. [http://dx.doi.org/10.1016/S0024-4937\(01\)00072-X](http://dx.doi.org/10.1016/S0024-4937(01)00072-X).
- Rasskazov S.V., 1985. The Udokan Basaltoids. Nauka, Siberian Branch, Novosibirsk, 142 p. (in Russian) [Рассказов С.В. Базальтоиды Удокана. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1985. 142 с.].
- Rasskazov S.V., 1991. Hot spot volcanism and structure of the western part of the Baikal rift system. *Geologiya i Geofizika (Russian Geology and Geophysics)* (9), 72–81 (in Russian) [Рассказов С.В. Вулканизм горячего пятна и структура западной части Байкальской рифтовой системы // Геология и геофизика. 1991. № 9. С. 72–81].
- Rasskazov S.V., 1993. Magmatism of the Baikal Rift System. Nauka, Siberian publishing firm, Novosibirsk, 288 p. (in Russian) [Рассказов С.В. Магматизм Байкальской рифтовой системы. Новосибирск: Наука. Сибирская издательская фирма, 1993. 288 с.].
- Rasskazov S.V., Boven A., Andre L., Liegeois J.P., Ivanov A.V., Punzalan L., 1997. Evolution of magmatism in the North-eastern Baikal rift system. *Petrology* 5 (2), 101–120.
- Rasskazov S.V., Bowring S.A., Hawsh T., Demonterova E.I., Logachev N.A., Ivanov A.V., Saranina E.V., Maslovskaya M.N., 2002a. The Pb, Nd, and Sr isotope systematics in heterogeneous continental lithosphere above the convecting mantle domain. *Doklady Earth Sciences* 387A (9), 1056–1059.
- Rasskazov S.V., Melnikov O.A., Rybin A.V., Guryanov V.A., Yasnygina T.A., Brandt I.S., Brandt S.B., Saranina Ye.V., Maslovskaya M.N., Fefelov N.N., Zharov A.E., 2005. The spatial change of deep sources of Cenozoic volcanic rocks on the western coast of South Sakhalin. *Tikhookeanskaya Geologiya* 24 (2), 10–32 (in Russian) [Рассказов С.В., Мельников О.А., Рыбин А.В., Гурьянов В.А., Ясныгина Т.А., Брандт И.С., Брандт С.Б., Саранина Е.В., Масловская М.Н., Фефелов Н.Н., Жаров А.Э. Пространственная смена глубинных источников кайнозойских вулканических пород западного побережья Южного Сахалина // Тихоокеанская геология. 2005. Т. 24. № 2. С. 10–32].
- Rasskazov S.V., Brandt S.B., Brandt I.S., 2010. Radiogenic Isotopes in Geologic Processes. Springer, 306 p.
- Rasskazov S.V., Chuvashova I.S., 2013. The Newest Mantle Geodynamics of Central Asia. ISU, Irkutsk, 308 p. (in Russian) [Рассказов С.В., Чувашова И.С. Новейшая мантийная геодинамика Центральной Азии. Иркутск: Изд-во ИГУ, 2013. 308 с.].
- Rasskazov S., Taniguchi H., Goto A., Litasov K., 2004. Magmatic expression of plate subduction beneath East Asia in the Mesozoic through Cenozoic. *Northeast Asian Studies* 9, 179–219.
- Rasskazov S.V., Chuvashova I.S., Mikolaichuk A.V., Sobel E.R., Yasnygina T.A., Fefelov N.N., Saranina E.V., 2015. Lateral shift sources Cretaceous–Paleogene magmatism in the Tien Shan. *Petrology* 23 (in press).
- Rasskazov S.V., Chuvashova I.S., Yasnygina T.A., Brandt I.S., Brandt S.B., Pisarsky B.I., 2007a. Temperature characteristics of mantle magmatism to assess the prospects for the heating of the East Khangai Central Mongolia. In: Geodynamic evolution of lithosphere of the Central Asian mobile belt (from ocean to continent). Issue 5. Part 2. Institute of the Earth's Crust, Irkutsk, p. 40–42 (in Russian) [Рассказов С.В., Чувашова И.С., Ясныгина Т.А., Брандт И.С., Брандт С.Б., Писарский Б.И. Температурные характеристики мантийного магматизма для оценки перспектив теплоснабжения населения Восточного Хангая Центральной Монголии // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Вып. 5. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2007. Т. 2. С. 40–42].
- Rasskazov S.V., Chuvashova I.S., Yasnygina T.A., Fefelov N.N., Saranina E.V., 2012. Potassium and Potassic-sodic Volcanic Series in the Cenozoic of Asia. Academic Publishing House “Geo”, Novosibirsk, 351 p (in Russian) [Рассказов С.В., Чувашова И.С., Ясныгина Т.А., Фефелов Н.Н., Саранина Е.В. Калиевая и калинатровая вулканические серии в кайнозой Азии. Новосибирск: Академическое изд-во «Гео», 2012. 351 с.].
- Rasskazov S.V., Ivanov A.V., Brandt I.S., Brandt S.B., 1998. Migration of the Late Cenozoic Volcanism of the Udokan Field in the Baikal and Olekma–Stanovoi Systems. *Doklady Earth Sciences* 360 (4), 503–506.
- Rasskazov S.V., Logachev N.A., Ivanov A.V., Misharina V.A., Chernyaeva G.P., Brandt I.S., Brandt S.B., Skoblo V.M., Lyamina N.A., 2001. Palynological and diatom analyses of sediments from the late cenozoic paleo-amalat valley (Western Transbaikalia). *Geologiya i Geofizika (Russian Geology and Geophysics)* 42 (5), 773–785.
- Rasskazov S.V., Logachev N.A., Kozhevnikov V.M., Yanovskaya T.B., 2003a. Multistage dynamics of the upper mantle in Eastern Asia: Relationships between wandering volcanism and low-velocity anomalies. *Doklady Earth Sciences* 390 (4), 492–496.
- Rasskazov S.V., Logatchev N.A., Brandt I.S., Brandt S.B., Ivanov A.V., 2000. Geochronology and Geodynamics of the Late Cenozoic (South Siberia – South and East Asia). Nauka, Siberian branch, Novosibirsk, 288 p. (in Russian) [Расска-

- зов С.В., Логачев Н.А., Брандт И.С., Брандт С.Б., Иванов А.В. Геохронология и геодинамика позднего кайнозоя (Южная Сибирь – Южная и Восточная Азия). Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 2000. 288 с.]
- Rasskazov S.V., Luhr J.F., Bowring S.A., Ivanov A.V., Brandt I.S., Brandt S.B., Demanterova E.I., Boven A.A., Kunk M., Housh T., Dungan M.A., 2003b. Late Cenozoic volcanism in the Baikal rift system: evidence for formation of the Baikal and Khubsugul basins due to thermal impacts on the lithosphere and collision-derived tectonic stress. *Berliner Paläo-biologische Abhandlungen* 4, 33–48.
- Rasskazov S.V., Lyamina N.A., Chernyaeva G.P., Skoblo V.M., Luzin I.V., Rudnev A.F., Rezanov I.N., 2007b. Cenozoic stratigraphy of the Vitim plateau: the phenomenon of long-term rifting in the south of Eastern Siberia. Academic Publishing House “Geo”, Novosibirsk, 193 p. (in Russian) [Рассказов С.В., Лямина Н.А., Черняева Г.П., Скобло В.М., Лузина И.В., Руднев А.Ф., Резанов И.Н. Стратиграфия кайнозоя Витимского плоскогорья: феномен длительного рифтогенеза на юге Восточной Сибири. Новосибирск: Академическое изд-во «Гео», 2007а. 193 с.]
- Rasskazov S.V., Saranina E.V., Logachev N.A., Ivanov A.V., Demanterova E.I., Maslovskaya M.N., Brandt S.B., 2002b. The DUPAL mantle anomaly of the Tuva-Mongolian Massif and its paleogeodynamic implication. *Doklady Earth Sciences* 382 (1), 44–48.
- Rasskazov S.V., Yasnygina T.A., Chuvashova I.S., Mikheeva E.A., Snopkov S.V., 2013. The Kultuk Volcano: spatial-temporal change of magmatic sources at the western terminus of the South Baikal basin between 18 and 12 Ma. *Geodynamics & Tectonophysics* 4 (2), 135–168. (in Russian) [Рассказов С.В., Ясныгина Т.А., Чувашова И.С., Михеева Е.А., Снопков С.В. Култукский вулкан: пространственно-временная смена магматических источников на западном окончании Южно-Байкальской впадины в интервале 18–12 млн лет назад // Геодинамика и тектонофизика. 2013. Т. 4. № 2. С. 135–168]. <http://dx.doi.org/10.5800/GT-2013-4-2-0095>.
- Robinson J.A.C., Wood B.J., 1998. The depth of the spinel to garnet transition at the peridotite solidus. *Earth and Planetary Science Letters* 164 (1), 277–284. [http://dx.doi.org/10.1016/S0012-821X\(98\)00213-1](http://dx.doi.org/10.1016/S0012-821X(98)00213-1).
- Rogozhina V.A., Kozhevnikov V.M., 1979. Region of Anomalous Mantle beneath Baikal rift. Nauka, Siberian branch, Novosibirsk, 104 p (in Russian) [Рогожина В.А., Кожевников В.М. Область аномальной мантии под Байкальским рифтом. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1979. 104 с.]
- Rollinson H.R., 1993. Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation. Longman, Harlow, 310 p.
- Safonov O.G., Perchuk L.L., Litvin Y.A., 2005. Equilibrium K-bearing clinopyroxene-melt as a model for barometry of mantle-derived mineral assemblages. *Russian Geology and Geophysics (Geologiya i Geofizika)* 46 (12), 1318–1334.
- Scarrow J.H., Cox K.G., 1995. Basalts generated by decompressive adiabatic melting of a mantle plume: a case study from the Isle of Skye, NW Scotland. *Journal of Petrology* 36 (1), 3–22. <http://dx.doi.org/10.1093/petrology/36.1.3>.
- Shatsky V.S., Ragozin A.L., Sobolev N.V., 2006. Some aspects of metamorphic evolution of ultrahigh-pressure calc-silicate rocks of the Kokchetav Massif. *Russian Geology and Geophysics (Geologiya i Geofizika)* 47 (1), 105–119.
- Shaw D.M., 1970. Trace element fractionation during anatexis. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 34 (2), 237–243. [http://dx.doi.org/10.1016/0016-7037\(70\)90009-8](http://dx.doi.org/10.1016/0016-7037(70)90009-8).
- Simonov V.A., Kudryashova E.A., Yarmolyuk V.V., Kovyazin S.V., Kotlyarov A.V., Stupakov S.I., 2012. Physico-chemical conditions of petrogenesis of Late basalt complexes South Baikal and South Khangai volcanic regions, Central Asia (data on melt inclusions). In: Geodynamic evolution of the lithosphere of the Central Asian mobile belt (from ocean to continent). Issue 10. Part 2. Institute of the Earth's Crust SB RAS, Irkutsk, p. 75–77 (in Russian) [Симонов В.А., Кудряшова Е.А., Ярмолюк В.В., Ковязин С.В., Котляров А.В., Ступаков С.И. Физико-химические условия петрогенеза позднекайнозойских базальтовых комплексов Южно-Байкальской и Южно-Хангайской вулканических областей, Центральная Азия (данные по расплавленным включениям) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Вып. 10. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2012. Т. 2. С. 75–77].
- Sobolev A.V., Hofmann A.W., Sobolev S.V., Nikogosian I.K., 2005. An olivine-free mantle source of Hawaiian shield basalts. *Nature* 434 (7033), 590–597. <http://dx.doi.org/10.1038/nature03411>.
- Sobolev A.V., Sobolev S.V., Kuzmin D.V., Malitch K.N., Petrunin A.G., 2009. Siberian meimechites: origin and relation to flood basalts and kimberlites. *Russian Geology and Geophysics* 50 (12), 999–1033. <http://dx.doi.org/10.1016/j.rgg.2009.11.002>.
- Sobolev N.V., 1974. Deep inclusions in kimberlites and the problem of the composition of the upper mantle. Nauka, Novosibirsk, 264 p. (in Russian) [Соболев Н.В. Глубинные включения в кимберлитах и проблема состава верхней мантии. Новосибирск: Наука, 1974. 264 с.]
- Sobolev S.V., Sobolev A.V., Kuzmin D.V., Krivolutskaya N.A., Petrunin A.G., Arndt N.T., Radko V.A., Vasiliev Yu.R., 2011. Linking mantle plumes, large igneous provinces and environmental catastrophes. *Nature* 477 (7364), 312–318. <http://dx.doi.org/10.1038/nature10385>.
- Song Y., Frey F.A., Zhi H., 1990. Isotopic characteristics of Hannuoba basalts, eastern China: implications for their petrogenesis and the composition of subcontinental mantle. *Chemical Geology* 88 (1–2), 35–52. [http://dx.doi.org/10.1016/0009-2541\(90\)90102-D](http://dx.doi.org/10.1016/0009-2541(90)90102-D).
- Tatsumi Y., Koyaguchi T., 1989. An absarokite from a phlogopite lherzolite source. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 102 (1), 34–40. <http://dx.doi.org/10.1007/BF01160189>.
- Tatsumi Y., Maruyama S., Nohda S., 1990. Mechanism of backarc opening in the Japan Sea: role of asthenospheric injection. *Tectonophysics* 181 (1–4), 299–306. [http://dx.doi.org/10.1016/0040-1951\(90\)90023-2](http://dx.doi.org/10.1016/0040-1951(90)90023-2).

- Tsuruta K., Takahashi E., 1998. Melting study of an alkali basalt JB-1 up to 12.5 GPa: behavior of potassium in the deep mantle. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 107 (1–3), 119–130. [http://dx.doi.org/10.1016/S0031-9201\(97\)00130-1](http://dx.doi.org/10.1016/S0031-9201(97)00130-1).
- Usoltseva M., Khursevich G., Rasskazov S., Vorob'eva S., Chernyaeva G., 2010. Morphology of Actinocyclus and Lobodiscus species from the Miocene deposits of the Vitim Plateau, Russia. *Plant Ecology and Evolution* 143 (3), 352–364. <http://dx.doi.org/10.5091/plecevo.2010.410>.
- Vasiliev Y.R., Zolotukhin V.V., 1995. The Maimecha–Kotui alkaline-ultramafic province of the northern Siberian Platform, Russia. *Episodes* 18 (4), 155–164.
- Volyanyuk N.YA., Semenova V.G., Yelizar'yeva T.I., Bondareva G.V., 1976. Inclusions pyrope and pyrope-spinel lherzolite from basanites Vitim plateau. *Doklady AN SSSR* 228 (3), 693–696 (in Russian) [Волянюк Н.Я., Семенова В.Г., Елизарьева Т.И., Бондарева Г.В. Включения пиропового и пироп-шпинелевого лерцолита из базанитов Витимского плоскогорья // Доклады АН СССР. 1976. Т. 228. № 3. С. 693–696].
- Walter M.J., 1998. Melting of garnet peridotite and the origin of komatiite and depleted lithosphere. *Journal of Petrology* 39 (1), 29–60. <http://dx.doi.org/10.1093/ptro/39.1.29>.
- Wang Z., Gaetani G.A., 2008. Partitioning of Ni between olivine and siliceous eclogite partial melt: experimental constraints on the mantle source of Hawaiian basalts. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 156 (5), 661–678. <http://dx.doi.org/10.1007/s00410-008-0308-y>.
- Yanovskaya T.B., Kozhevnikov V.M., 2003. 3D S-wave velocity pattern in the upper mantle beneath the continent of Asia from Rayleigh wave data. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 138 (3), 263–278. [http://dx.doi.org/10.1016/S0031-9201\(03\)00154-7](http://dx.doi.org/10.1016/S0031-9201(03)00154-7).
- Yarmolyuk V.V., Ivanov V.G., Kovalenko V.I., Samoilov V.S., 1994. Dynamics of formation and magmatism in the Late Mesozoic-Cenozoic South Khangai mantle hotspot (Mongolia). *Geotektonika* (5), 28–45 (in Russian) [Ярмолюк В.В., Иванов В.Г., Коваленко В.И., Самойлов В.С. Динамика формирования и магматизм позднемезозойско-кайнозойской Южно-Хангайской горячей точки мантии (Монголия) // Геотектоника. 1994. № 5. С. 28–45].
- Yarmolyuk V.V., Kovalenko V.I., Bogatikov O.A., 1990. South Baikal «hot spot» of the mantle and its role in the formation of the Baikal Rift area. *Doklady AN SSSR* 312 (1), 187–191 (in Russian) [Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Богатиков О.А. Южно-Байкальская «горячая точка» мантии и ее роль в формировании Байкальской рифтовой области // Доклады АН СССР. 1990. Т. 312. № 1. С. 187–191].
- Yarmolyuk V.V., Kovalenko V.I., Kuz'min M.I., 2000. North Asian superplume activity in the Phanerozoic: magmatism and geodynamics. *Geotectonics* 34 (5), 343–366.
- Yasnygina T.A., Rasskazov S.V., Markova M.E. et al., 2003. Determination of trace elements by ICP-MS using microwave digestion in the volcanic rocks of basic and intermediate composition. In: Applied geochemistry. Issue 4. Analytical studies. IMGRE, Moscow, p. 48–56 (in Russian) [Ясныгина Т.А., Рассказов С.В., Маркова М.Е. и др. Определение микроэлементов методом ICP-MS с применением микроволнового кислотного разложения в вулканических породах основного и среднего состава // Прикладная геохимия. Вып. 4. Аналитические исследования. М.: ИМГРЭ, 2003. С. 48–56].
- Zhi X., Song Y., Frey F.A., Feng J., Zhai M., 1990. Geochemistry of Hannuoba basalts, eastern China: constraints on the origin of continental alkalic and tholeiitic basalt. *Chemical Geology* 88 (1), 1–33. [http://dx.doi.org/10.1016/0009-2541\(90\)90101-C](http://dx.doi.org/10.1016/0009-2541(90)90101-C).
- Zonenshain L.P., Kuzmin M.I., Bocharova N.Y., 1991. Hot-field tectonics. *Tectonophysics* 199 (2–4), 165–192. [http://dx.doi.org/10.1016/0040-1951\(91\)90171-N](http://dx.doi.org/10.1016/0040-1951(91)90171-N).
- Zorin Y.A., Turutanov E.K., Kozhevnikov V.M., Rasskazov S.V., Ivanov A.V., 2006. The nature of Cenozoic upper mantle plumes in East Siberia (Russia) and Central Mongolia. *Russian Geology and Geophysics (Geologiya i Geofizika)* 47 (10), 1056–1070.



Чувашова Ирина Сергеевна, канд. геол.-мин. наук, н.с.

Институт земной коры СО РАН

664033, Иркутск, ул. Лермонтова, 128, Россия

Тел. +7(3952)511659; ✉ e-mail: chuvashova@crust.irk.ru

Иркутский государственный университет, геологический факультет
старший преподаватель кафедры динамической геологии

Chuvashova, Irina S., Candidate of Geology and Mineralogy, Researcher

Institute of the Earth's Crust, Siberian Branch of RAS

128 Lermontov street, Irkutsk 664033, Russia

Tel. +7(3952)511659; ✉ e-mail: chuvashova@crust.irk.ru

Senior Lecturer of Dynamic Geology Chair, Geological Faculty, Irkutsk State University



Рассказов Сергей Васильевич, докт. геол.-мин. наук, профессор, зав. лабораторией
Институт земной коры СО РАН
664033, Иркутск, ул. Лермонтова, 128, Россия
Тел. +7(3952)511659; e-mail: rassk@crust.irk.ru
Иркутский государственный университет, геологический факультет, зав. кафедрой
динамической геологии

Rasskazov, Sergey V., Doctor of Geology and Mineralogy, Professor, Head of Laboratory
Institute of the Earth's Crust, Siberian Branch of RAS
128 Lermontov street, Irkutsk 664033, Russia
Tel. +7(3952)511659; e-mail: rassk@crust.irk.ru
Head of Dynamic Geology Chair, Geological Faculty, Irkutsk State University



Ясныгина Татьяна Александровна, канд. геол.-мин. наук, с.н.с.
Институт земной коры СО РАН
664033, Иркутск, ул. Лермонтова, 128, Россия
Тел. +7(3952)511659; e-mail: ty@crust.irk.ru

Yasnygina, Tatiana A., Candidate of Geology and Mineralogy, Senior Researcher
Institute of the Earth's Crust, Siberian Branch of RAS
128 Lermontov street, Irkutsk 664033, Russia
Tel. +7(3952)511659; e-mail: ty@crust.irk.ru



Фефелов Николай Николаевич, канд. геол.-мин. наук, с.н.с.
Институт земной коры СО РАН
664033, Иркутск, ул. Лермонтова, 128, Россия
Тел. +7(3952)511659

Fefelov, Nikolay N., Candidate of Geology and Mineralogy, Senior Researcher
Institute of the Earth's Crust, Siberian Branch of RAS
128 Lermontov street, Irkutsk 664033, Russia
Tel. +7(3952)511659



Саранина Елена Владимировна, канд. геол.-мин. наук, с.н.с.
Институт земной коры СО РАН
664033, Иркутск, ул. Лермонтова, 128, Россия
Тел. +7(3952)511659; e-mail: saranina@crust.irk.ru

Saranina, Elena V., Candidate of Geology and Mineralogy, Senior Researcher
Institute of the Earth's Crust, Siberian Branch of RAS
128 Lermontov street, Irkutsk 664033, Russia
Tel. +7(3952)511659; e-mail: saranina@crust.irk.ru



Руднева Надежда Анатольевна, ст. лаборант
Институт земной коры СО РАН
664033, Иркутск, ул. Лермонтова, 128, Россия
Тел. +7(3952)511659
Иркутский государственный университет, геологический факультет, студент магистерской подготовки

Rudneva, Nadezhda A., Senior lab assistant
Institute of the Earth's Crust, Siberian Branch of RAS
128 Lermontov street, Irkutsk 664033, Russia
Tel. +7(3952)511659
Irkutsk State University, Geological Faculty, Undergraduate student