



## INTERACTION OF MANTLE-DERIVED MELTS WITH CRUST ON ITS UPWELLING TO THE SURFACE: REASON AND CONSEQUENCE

A.V. Ivanov

*Institute of the Earth's crust SB RAS, 664033, Irkutsk, Lermontov street, 128, Russia*

**Abstract:** The work considers the mechanism of upwelling of the basaltic melt to the surface and the reason of its stoppage in the crust. The process of stoppage, probably, is controlled by ratio between density of the basaltic melt and density of the crust. If density of the basaltic melt is lower it goes up to the surface without significant stoppage, if the opposite it stays in the crust. Because the melt density decreases with increase of its alkalinity and/or fluid content, it explains why highly alkaline melts are characterized by low degree of crustal contamination compared to normal alkaline dry melts.

**Key words:** crust, mantle, basalt.

Recommended by D.P. Gladkochub 10 February 2012

**Citation:** *Ivanov A.V.* Interaction of mantle-derived melts with crust on its upwelling to the surface: reason and consequence // *Geodynamics & Tectonophysics*. 2012. V. 3. № 1. P. 19–26. DOI:10.5800/GT-2012-3-1-0059.

## ВЗАИМОДЕЙСТВИЕ МАНТИЙНЫХ РАСПЛАВОВ С КОРОЙ ПРИ ИХ ПОДЪЕМЕ К ПОВЕРХНОСТИ: ПРИЧИНА И СЛЕДСТВИЯ

А.В. Иванов

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

**Аннотация:** В работе рассматривается механизм подъема базальтовых магм к поверхности и причина их возможной задержки в коре. Процесс задержки магм, по-видимому, контролируется соотношением плотности базальтового расплава и плотности верхней коры. Если плотность базальтового расплава оказывается ниже, то он поднимается к поверхности без существенной задержки, если выше – застревает. Поскольку плотность расплава падает с ростом его щелочности и/или флюидонасыщенности, это объясняет, почему высокощелочные расплавы характеризуются меньшей степенью контаминированности в сравнении с сухими расплавами нормальной щелочности.

**Ключевые слова:** кора, мантия, базальт.

## 1. ВВЕДЕНИЕ

Составы базальтов как продуктов частичного плавления мантии традиционно используются для оценки и построения моделей эволюции мантии и Земли в целом [Faure, 2000; Dickin, 2005]. При этом вариации изотопных отношений приписываются таковым в источнике плавления, а характер этих вариаций используется для определения степени истощенности этого источника за счет предшествующих событий плавления или, наоборот, его обогащения из-за рециклирования корового материала в мантию при процессах субдукции и литосферной даламинации. Проблема достоверности таких построений частично заключается в том, что при подъеме к поверхности базальтовая магма проходит через неоднородную литосферу, особенно в континентальных областях, что может приводить к ее контаминации. Вопрос, соответствуют ли изверженные магмы по своим изотопным отношениям первичным, является стандартным, на который в первую очередь отвечает любая геохимическая и петрологическая статья, посвященная базальтам. В этой статье приводится краткий обзор данных по генерации базальтовых магм, причине их подъема к поверхности, механизму задержки на коровых уровнях и геохимических следствиям этих процессов.

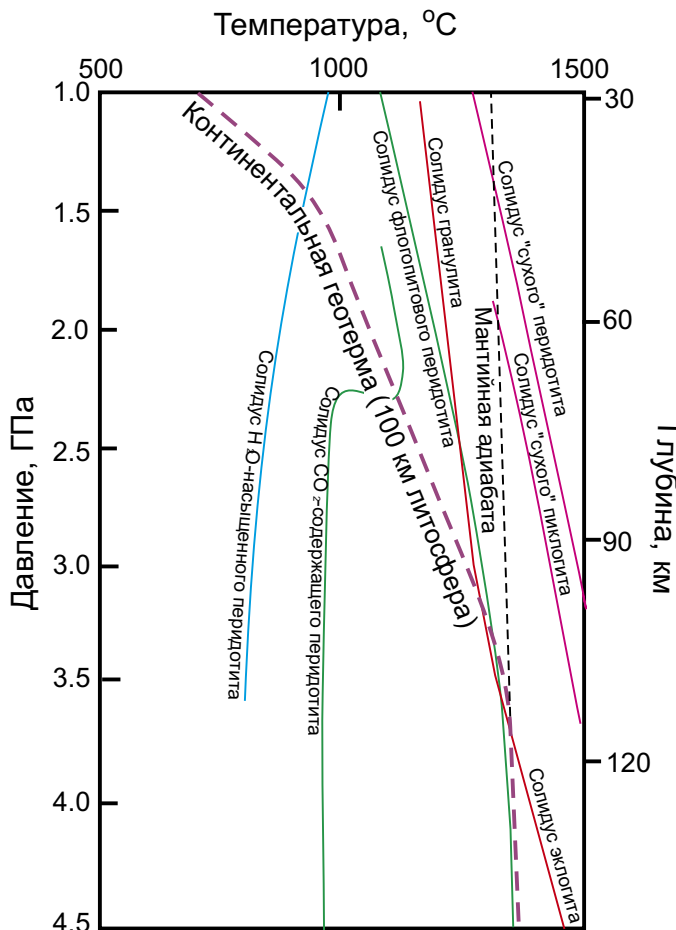
## 2. ОБРАЗОВАНИЕ БАЗАЛЬТОВЫХ МАГМ И ИХ ПОДЪЕМ К ПОВЕРХНОСТИ

На рис. 1 показаны кривые солидуса различных мантийных пород в сопоставлении с геотермой для континентальной литосферы 100-километровой мощности. В зависимости от состава мантии ее частичное плавление будет осуществляться на одной и той же глубине при различной температуре. При этом флюидонасыщенные породы могут плавиться в пределах литосферной мантии при нормальной геотерме, а сухие – только в случае дополнительного нагрева. В качестве такого нагрева обычно рассматривают подъем с глубины мантийных плюмов [Campbell, Griffiths, 1990], перераспределение тепла в подлитосферных регионах из-за верхнемантийной конвекции [King, Anderson, 1998] и за счет термальной покрывки в виде утолщенной континентальной литосферы [Coltice et al., 2007]. Утолщение континентальной коры, обогащенной радиоактивными элементами (Th, U и K), например в результате континентальной коллизии, может также приводить к повышению геотермы из-за существующей зависимости между температуропроводностью и температурой [Whittington et al., 2009]. В контексте данной статьи важно то, что в любом случае образование базальтовых магм осуществляется только на мантийных уровнях, даже если в плавление вовлекаются формально коровые породы – гранулит и/или эклогит.

При частичном плавлении различных пород, показанных на рис. 1, формируются базальтовые, в широком смысле слова, магмы. В случае частичного плавления перидотитовых субстратов базальтовые магмы являются первичными [Kushiro, 2001]. При плавлении гранулита или эклогита первичная выплавка будет кислого – дацитового состава. Однако кислая магма взаимодействует с перидотитовой матрицей, в результате чего происходит растворение оливина и кристаллизация ортопироксена. Последующее плавление такого ортопироксенитового источника опять-таки приводит к образованию базальтовых магм [Sobolev et al., 2005].

**Рис. 1.** Салидус для различных типов мантийных и коровых пород в PT-координатах. Источники данных: «сухой» перидотит [Hirschmann, 2000], «сухой» пиклогит (гранатовый пироксенит) [Kogiso et al., 2003], гранулит и эклогит [Ringwood, 1975; Yaxley, Sobolev, 2007], флогопитсодержащий перидотит [Sato et al., 1997], CO<sub>2</sub>-содержащий перидотит [Wallace, Green, 1988], H<sub>2</sub>O-насыщенный перидотит [Grove et al., 2006]. Жирной пунктирной линией показана типичная континентальная геотерма для литосферы мощностью 100 км. Геотерма построена по модели [McKenzie et al., 2005]. Она близка к миоценовой геотерме Витимского вулканического поля Байкальской рифтовой системы.

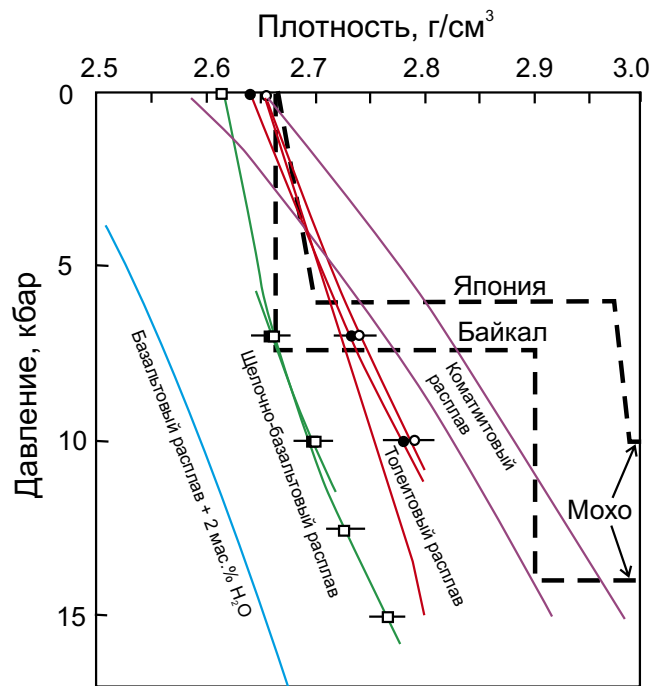
**Fig. 1.** Solidus for various mantle and crustal rocks in PT-space. Data are from: “dry” peridotite [Hirschmann, 2000], “dry” piclogite (garnet pyroxenite) [Kogiso et al., 2003], granulite and eclogite [Ringwood, 1975; Yaxley, Sobolev, 2007], phlogopite-bearing peridotite [Sato et al., 1997], CO<sub>2</sub>-bearing peridotite [Wallace, Green, 1988], H<sub>2</sub>O-saturated peridotite [Grove et al., 2006]. Bold dashed curve is for typical continental geotherm of 100-km thick lithosphere. The geotherm is constructed according to the model of [McKenzie et al., 2005]. It is close to the Miocene geotherm of the Vitim volcanic field of the Baikal rift system.



Плотность базальтовых расплавов с глубиной растет планомерно, увеличиваясь от 2.60–2.65 г/см<sup>3</sup> примерно на 0.01 г/см<sup>3</sup> на каждые 1 кбар увеличения давления [Kushiro, 2007]. Плотность перидотита в верхней мантии составляет примерно 3.3–3.4 г/см<sup>3</sup> [Dziewonski, Andersen, 1981], начиная с глубины ~90 км плотность эклогита превышает плотность перидотита [Anderson, 2007]. Плотность гранатового пироксенита (пиклогита) должна быть сопоставима с плотностью эклогита. Таким образом, базальтовый расплав в верхних ~200 км мантии имеет меньшую плотность в сопоставлении с окружающими его породами, и он всплывает к поверхности, как только архимедова сила начинает превышать силы поверхностного натяжения и трения. Однако при переходе от мантии к коре (раздел Мохо) и далее при переходе на разные уровни коры плотность вещества меняется скачкообразно, в зависимости от состава вещества и возможных фазовых переходов (рис. 2). Это может привести к тому, что на какой-либо фазовой или вещественной границе базальтовый расплав окажется плотнее вышележащего слоя. Такая инверсия плотности неизбежно приводит к задержке расплава. Это, с одной стороны, может привести к ассимиляции окружающих пород магмой, а с другой стороны – к ее полной или частичной кристаллизации. На рис. 2 видно, что вероятность «застревания» толеитового расплава в коре выше, чем щелочно-базальтового расплава. На глубине ультраосновной коматиитовый (а также пикритовый) расплав имеет еще большую плотность. Такой расплав при достаточно большой мощности коры может «застревать» на подкоровых уровнях. При кристаллизации плотных минералов, таких как, например, оливин, плотность расплава падает и он может подняться к поверхности, покинув коровую или подкоровую ловушку. Чем выше мощность коры, тем более вероятна задержка расплава и ассимиляция корового вещества. Из этого же рисунка видно, что насыщение расплава водным флюидом приводит к снижению его плотности. Насыщение расплава углекислотой приводит к такому же эффекту. Таким образом, флюидонасыщенные расплавы имеют меньшую вероятность задержки в коре.

### 3. ГЕОХИМИЧЕСКИЕ СЛЕДСТВИЯ

Рассмотрим в качестве примера Витимское вулканическое поле Байкальской рифтовой системы (рис. 3). Это поле характеризуется достаточно широким составом лав – от недосыщенных кремнеземом высокощелочных базанитов и нефелинитов до насыщенных кремнеземом щелочных оливиновых базальтов, гавайитов и оливиновых толеитов [Rasskazov, 1993]. В этом смысле оно сходно с Удоканским вулканическим полем, где также встречаются высокощелочные и умеренно-щелочные вулканыты [Rasskazov, 1985; Stupak, 1987], и разительно отличается от вул-



**Рис. 2.** Плотность различных сухих мантийных расплавов в диапазоне коровых глубин (линии с символами – [Kushiro, 2007]; сплошные линии – [Guillot, Sator, 2007]). Для сравнения приведен профиль «мокрого» базальтового расплава. Жирными пунктирными линиями показаны предполагаемые плотностные профили коры энсиалической островной дуги (Япония – [Kushiro, 2007]) и внутриконтинентальных областей (Байкальский рифт – [Tiberi et al., 2003]). Толеитовые расплавы в обоих случаях оказываются плотнее гранитного слоя коры, тогда как щелочно-базальтовые расплавы могут «застревать» на коровых глубинах только в случае утолщенной коры.

**Fig. 2.** Density of various dry mantle-derived melts at crustal depths (curves with symbols are after [Kushiro, 2007], solid curves are after [Guillot, Sator, 2007]). Density of “wet” basaltic melt is shown for comparison. Bold solid lines show proposed density profiles for ensialic island arc (Japan – [Kushiro, 2007]) and intracontinental regions (Baikal rift – [Tiberi et al., 2003]). Tholeiitic melts in both cases are denser than granitic layer of the crust, whereas alkali-basaltic melts can stop at the crustal depth only in case of overthickened crust.

канических полей юго-западной части Байкальской рифтовой системы, где высокощелочные породы крайне редки, а преобладают гавайиты и оливиновые толеиты [Rasskazov, 1993; Yarmolyuk et al., 2003].

Главной причиной такого различия составов, по-видимому, является глубина плавления мантии, контролируемая степенью растяжения и утонения литосферы Байкальской рифтовой системы – большей на юго-западе и меньшей на северо-востоке [Ivanov, Demonterova, 2010].

Возвращаясь к Витимскому вулканическому полю, следует отметить, что в его высокощелочных лавах обнаружено множество мантийных ксенолитов с самым разнообразным составом – от обычных «сухих» шпинелевых и гранатовых лерцолитов до флогопит- и амфиболсодержащих лерцолитов и пироксенитов [Aschepkov, 1991; Litasov, Tahiguchi, 2002]. Таким образом, можно предполагать, что плавление шло как на подлитосферных уровнях в условиях разогрева ман-

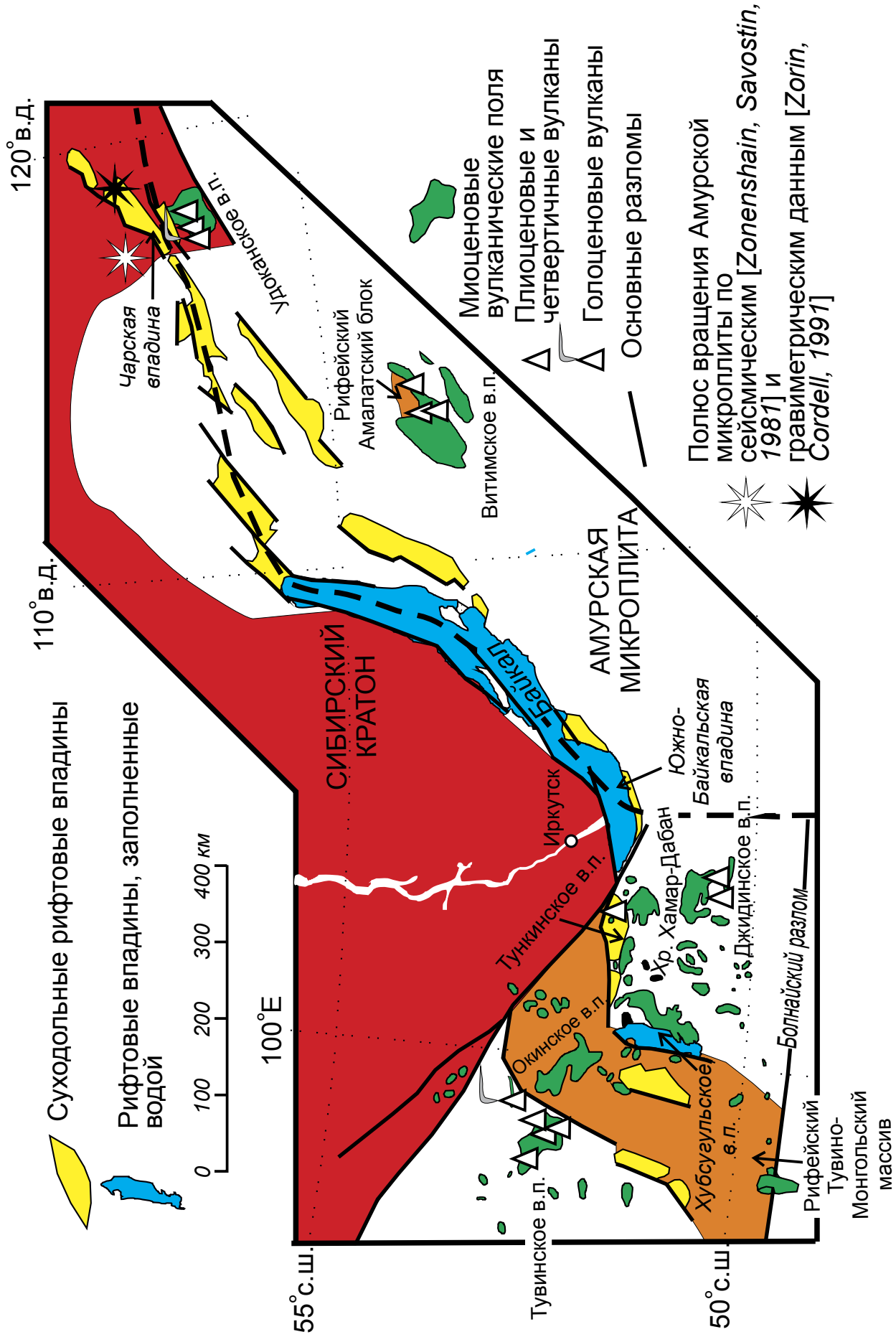
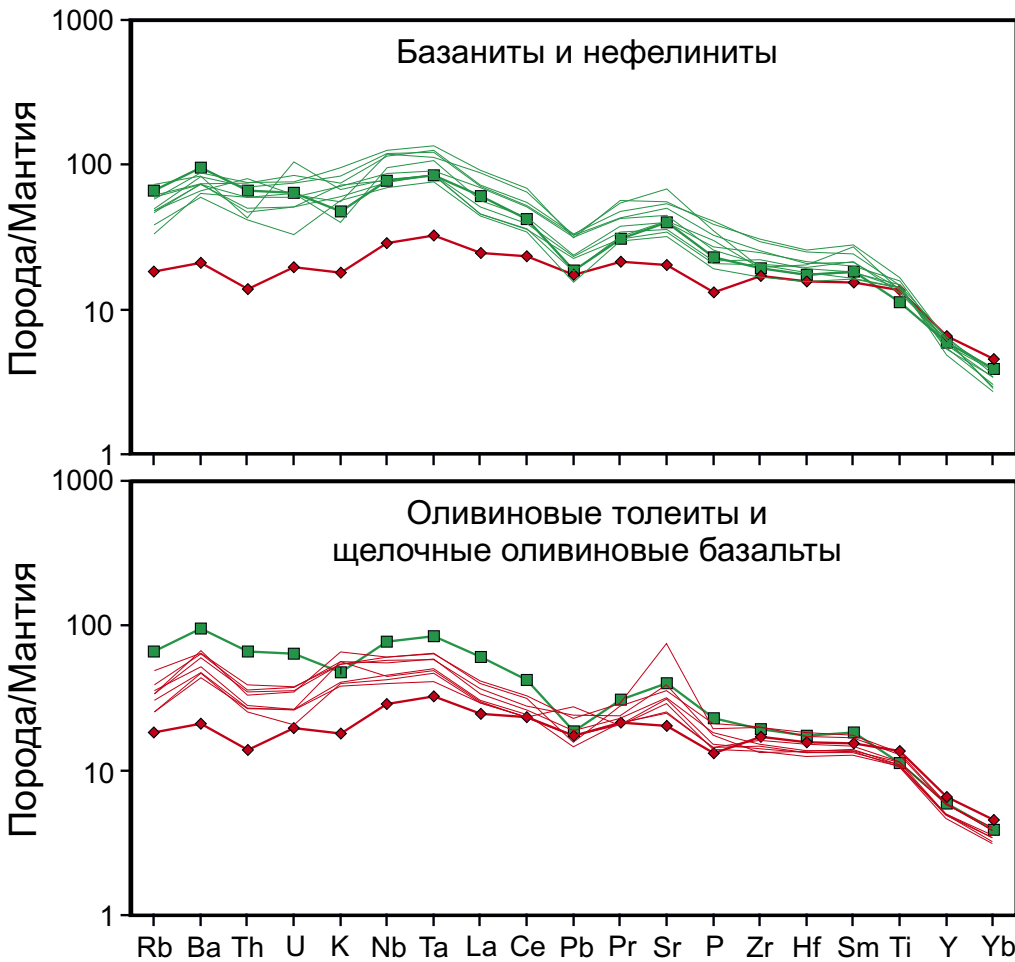


Рис. 3. Распространение позднекайнозойских вулканических пород в пределах Байкальской рифтовой системы. Жирной пунктирной линией обозначена граница Амурской микроплиты [Zonenshain, Savostin, 1981]. Полуса вращения по [Zonenshain, Savostin, 1981; Zorin, Cordell, 1991].

Fig. 3. Distribution of Late Cenozoic volcanic rocks within the Baikal rift system. Bold dashed line marks boundary of the Amurian microplate [Zonenshain, Savostin, 1981]. Euler poles of rotation are after [Zonenshain, Savostin, 1981; Zorin, Cordell, 1991].

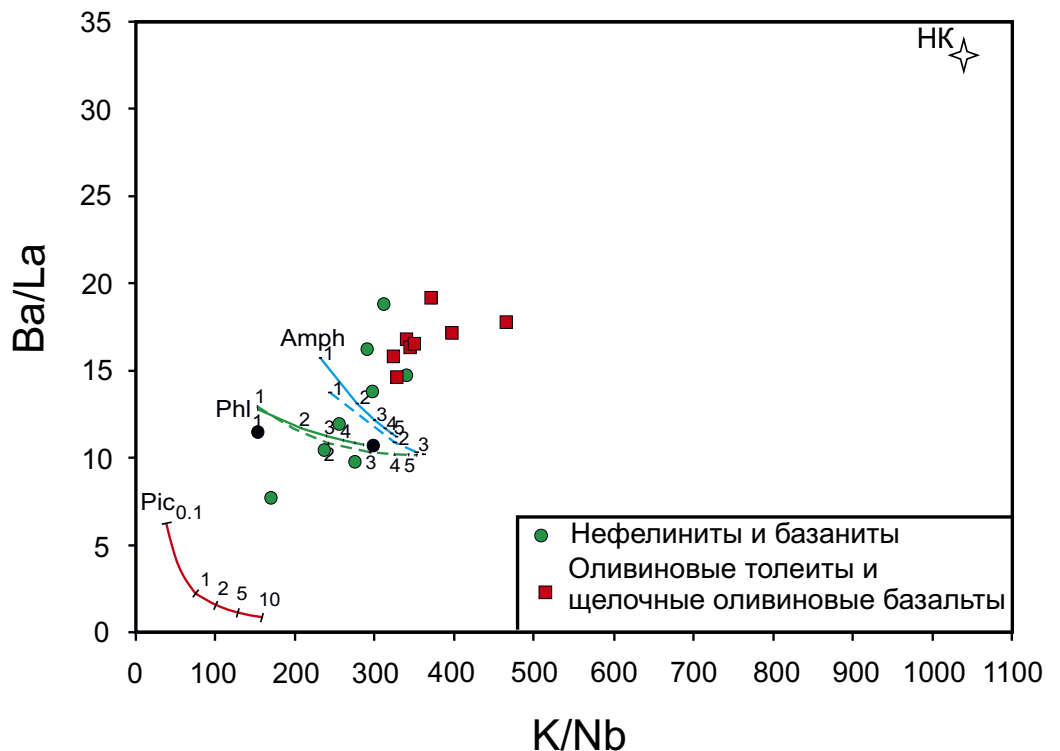


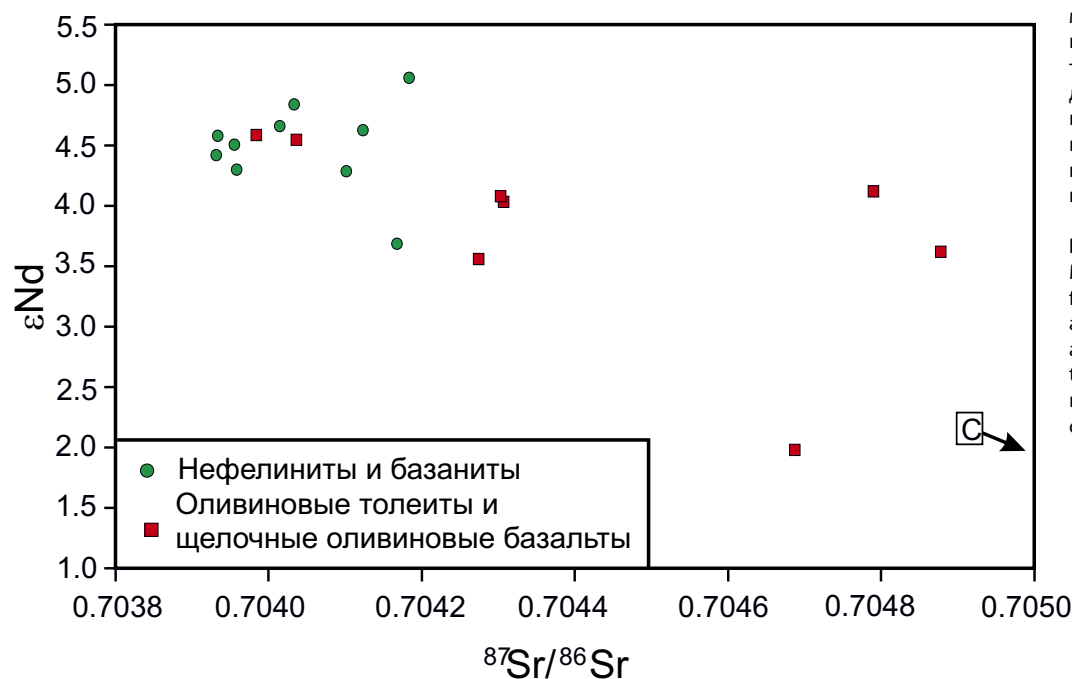
**Рис. 4.** Диаграммы нормирования несовместимых элементов к примитивной мантии [McDonough, Sun, 1995] для миоценовых лав Витимского вулканического поля. Исходные данные взяты из статьи [Johnson et al., 2005], образцы для которой были предоставлены С.В. Рассказовым и автором. Зелеными квадратами и красными ромбами для сравнения показаны щелочные (ЩБОО) и толеитовые (ТБОО) базальты океанических островов, соответственно. ЩБОО – образец LA35 постщитовой стадии гавайского вулканизма [Gaffney et al., 2004]. ТБОО – образец BHVO-1 щитовой стадии гавайского вулканизма, данные по всем элементам, кроме U, взяты с сайта [http://crustal.usgs.gov/geochemical\\_reference\\_standards/basaltbhvo1.html](http://crustal.usgs.gov/geochemical_reference_standards/basaltbhvo1.html), данные по U [Jochum et al., 1997].

**Fig. 4.** Mantle-normalized [McDonough, Sun, 1995] diagrams for trace elements from lavas of the Vitim volcanic field. Analytical data are after [Johnson et al., 2005], the samples were donated by S.V. Rasskazov and the author. Alkaline (ЩБОО) and tholeiitic (ТБОО) basalts from oceanic islands are shown for comparison by green squares and red rhombs, respectively. ЩБОО is the sample LA35 of the post shield stage of the Hawaiian volcanism [Gaffney et al., 2004]. ТБОО is the sample BHVO-1 of the shield stage of the Hawaiian volcanism. The analytical data for BHVO-1 were taken from [http://minerals.cr.usgs.gov/geo\\_chem\\_stand/basaltbhvo1.html](http://minerals.cr.usgs.gov/geo_chem_stand/basaltbhvo1.html), except U, value for which is after [Jochum et al., 1997].

**Рис. 5.** Диаграмма Ba/La – K/Nb для миоценовых лав Витимского вулканического поля. Исходные данные см. рис. 4. НК – нижняя кора [Rudnick, Fountain, 1995]. Приведены кривые плавления перидотитовой мантии с амфиболом (Amph) и флогопитом (Phl) и кривая плавления гранатового пироксенита (Pic – пиклогита). Цифрами указаны степени частичного плавления, сплошными и пунктирными линиями – кривые равновесного и неравновесного частичного плавления. Для перидотитовой мантии приняты концентрации, как в примитивной мантии, а для гранатового пироксенита – как смесь 1:1 деплетированной мантии и толеитового базальта срединно-океанического хребта. Кривая плавления сухого гранатового перидотита на этой диаграмме практически не отличается от кривых для гранатового перидотита с амфиболом.

**Fig. 5.** Ba/La versus K/Nb diagram for Miocene lavas of the Vitim volcanic field. Analytical data are the same as in Fig. 4. НК is for lower crust [Rudnick, Fountain, 1995]. Melting curves of peridotitic mantle with amphibole (Amph) and plogopite (Phl) are shown together with those of garnet pyroxenite (Pic – piclogite). Numbers show degrees of partial melting. Solid and dashed lines are for equilibrium and disequilibrium partial melting. For peridotitic mantle the concentrations of the elements are taken as in primitive mantle, whereas those for garnet pyroxenite are as in the mixture of depleted mantle and tholeiite of the mid-ocean ridge. Partial melting curve of dry garnet peridotite is similar on this diagram to that of the garnet-amphibole-bearing peridotite.





**Рис. 6.** Диаграмма  $\epsilon_{\text{Nd}}-^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  для миоценовых лав Витимского вулканического поля. Данные из статьи [Johnson et al., 2005]. Исходные данные как на рис. 5. Стрелкой показано направление к изотопному компоненту C, который, возможно, представляет собой состав корового контаминанта.

**Fig. 6.**  $\epsilon_{\text{Nd}}-^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  diagram for Miocene lavas of the Vitim volcanic field. Analytical data are the same as in Fig. 4. Symbols see in Fig. 5. The arrow show orientation towards isotopic component C, which probably represents the composition of the crustal contaminant.

тии, так и в пределах литосферной мантии по декомпрессионному механизму без существенного дополнительного разогрева (см. рис. 1). Это, в свою очередь, должно было бы привести к достаточно широким вариациям изотопного состава продуктов вулканизма. Возникает вопрос: отражают ли вариации изотопного состава вариации в источниках плавления в мантии или же изотопный состав магм претерпел изменения при подъеме к поверхности в результате взаимодействия с корой?

На рис. 4 приведены нормированные к примитивной мантии [McDonough, Sun, 1995] составы миоценовых базальтов Витимского вулканического поля [Johnson et al., 2005]. Для сравнения нанесены типичные составы щелочных и толеитовых базальтов Гавайских островов. Видно, что принципиальных различий между витимскими и гавайскими базальтами на этой диаграмме не имеется. Подобное наблюдение обычно считается достаточным для того, чтобы сделать заключение об отсутствии коровой контаминации. Однако, если обратиться к бинарным диаграммам с элементными отношениями, например диаграмме Ba/La-K/Nb, то можно видеть достаточно отчетливый тренд от области мантийных выделок в сторону нижней коры (рис. 5). При этом нормально- и умеренно-щелочные составы в сторону коры смещены сильнее, чем высокощелочные составы. На диаграмме  $\epsilon_{\text{Nd}}-^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  нормально- и умеренно-щелочные составы смещены в сторону повышенных изотопных отношений стронция и пониженных неодима (рис. 6), что также может

свидетельствовать в пользу коровой контаминации. Иными словами, изотопные и микроэлементные данные оказываются в полном согласовании с ожидаемой контаминацией нормально- и умеренно-щелочных магм, вызванной их задержкой на коровых уровнях из-за контраста плотности таких магм с плотностью коры (см. рис. 2).

#### 4. ВЫВОДЫ

Процесс контаминации базальтовых магм коровым веществом, по-видимому, контролируется главным образом соотношением плотностей базальтовой магмы и коры. Так, сухие толеиты имеют большую плотность в сравнении с сухими щелочными магмами и, соответственно, имеют выше вероятность временной остановки на уровне перехода между нижней и верхней корой. На Витимском вулканическом поле Байкальской рифтовой системы этим обуславливается большая коровая контаминация позднекайнозойских низко- и умеренно-щелочных расплавов в сравнении с одновозрастными высокощелочными расплавами, что выражается в них в виде повышенных значений Ba/La, K/Nb и  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ , а также пониженных значений  $\epsilon_{\text{Nd}}$ .

#### 5. БЛАГОДАРНОСТИ

Работа выполнена в рамках программы СО РАН ОН310.3 и проекта РФФИ 11-05-00509.

## 6. ЛИТЕРАТУРА

- Anderson D.L. New theory of the Earth. Cambridge: Cambridge University Press, 2007. 384 .c
- Aschepkov I.V. Glubinnye ksenolity bajkalskogo rifta [Deep-seated xenolith of the Baikal rift]. Novosibirsk: Nauka. Sibirskoe otdelenie, 1991. 160 p. (in Russian).
- Campbell I.H., Griffiths R.W. Implications of mantle plume structure for the evolution of flood basalts // Earth and Planetary Science Letters. 1990. V. 99. P. 79–93.
- Coltice N., Phillips B.R., Bertrand H., Ricard Y., Rey P. Global warming of the mantle at the origin of flood basalts over supercontinents // Geology. 2007. V. 35. P. 391–394. doi:10.1130/G23240A.1.
- Dickin A.P. Radiogenic isotope geology. Second edition. New York: Cambridge University Press, 2005. 492 p.
- Dziewonski A.M., Anderson D.L. Preliminary reference Earth model // Physics of the Earth and Planetary Interiors. 1981. V. 25. P. 297–356.
- Faure G. Origin of igneous rocks. The isotopic evidence. Berlin–Heidelberg: Springer-Verlag, 2000. 496 p.
- Gaffney A.M., Nelson B.K., Blichert-Toft J. Geochemical constraints on the role of oceanic lithosphere in intro-volcano heterogeneity at West Maui, Hawaii // Journal of Petrology. 2004. V. 45. P. 1663–1687. doi:10.1093/petrology/egh029.
- Grove T.L., Chatterjee N., Parman S.W., Medard E. The influence of H<sub>2</sub>O on mantle wedge melting // Earth and Planetary Science Letters. 2006. V. 249. P. 74–89. doi:10.1016/j.epsl.2006.06.043.
- Guillot B., Sator N. A computer simulation study of natural silicate melts. Part II: High pressure properties // Geochimica et Cosmochimica Acta. 2007. V. 71. P. 4538–4556. doi:10.1016/j.gca.2007.05.029.
- Hirschmann M.M. Mantle solidus. Experimental constraints and the effect of peridotite composition // Geochemistry Geophysics Geosystems. 2000. V. 24, GC000070.
- Ivanov A.V., Demonterova E.I. Extension in the Baikal rift and the depth of basalt magma generation // Doklady Earth Sciences. 2010. V. 435. P. 1564–1568. doi:10.1134/S1028334X10120032.
- Jochum K.P., Laue H.-J., Seufert H.M., Dienemann C., Stoll B., Pfönder J., Flanz M., Achtermann H., Hofmann A.W. Multi-ion counting-spark source mass-spectrometry (MIC-SSMS): a new multielement technique in geo- and cosmochemistry // Fresenius Journal of Analytical Chemistry. 1997. V. 359. P. 385–389. doi:10.1007/s002160050593.
- Johnson J.S., Gibson S.A., Thompson R.N., Nowell G.M. Volcanism in the Vitim volcanic field, Siberia: Geochemical evidence for a mantle plume beneath the Baikal rift zone // Journal of Petrology. 2005. V. 46. P. 1309–1344. doi:10.1093/petrology/egi016.
- King S.D., Anderson D.L. Edge-driven convection // Earth and Planetary Science Letters. 1998. V. 160. P. 289–296. doi:10.1016/S0012-821X(98)00089-2.
- Kogiso T., Hirschmann M.M., Frost D.J. High-pressure partial melting of garnet pyroxenite: possible mafic lithologies in the source of ocean island basalts // Earth and Planetary Science Letters. 2003. V. 216. P. 603–617. doi:10.1016/S0012-821X(03)00538-7.
- Kushiro I. Partial melting experiments on peridotite and origin of mid-ocean ridge basalt // Annual Review of the Earth and Planetary Sciences. 2001. V. 29. P. 71–107. doi:10.1146/annurev.earth.29.1.71.
- Kushiro I. Origin of magmas in subduction zones: a review of experimental studies // Proceedings of Japanese Academy, Series B. 2007. V. 83. P. 1–15. doi:10.2183/pjab.83.1.
- Litasov K.D., Taniguchi H. Mantle evolution beneath Baikal rift. Center for Northeast Asian Studies, Tohoku University, Japan, CNEAS Monograph Series. 2002. V. 5. 221 p.
- McDonough W.F., Sun S.-S. The composition of the Earth // Chemical Geology. 1995. V. 120. P. 223–253. doi:10.1016/0009-2541(94)00140-4.
- McKenzie D., Jackson J., Priestley K. Thermal structure of oceanic and continental lithosphere // Earth and Planetary Science Letters. 2005. V. 233. P. 337–349. doi:10.1016/j.epsl.2005.02.005.
- Rasskazov S.V. Bazaltoidy Udokana [Basaltoids from the Udokan]. Novosibirsk: Nauka. Sibirskoe otdelenie, 1985. 142 p. (in Russian).
- Rasskazov S.V. Magmatizm bajkalskoj riftovoj sistemy [Magmatism of the Baikal Rift System]. Novosibirsk: Nauka. Sibirskoe otdelenie. 1993. 299 p. (in Russian).
- Ringwood A.E. Composition and petrology of the Earth's mantle: New York: McGraw-Hill. 1975. 618 p.
- Rudnick R.L., Fountain D.M. Nature and composition of the continental crust: A lower crustal perspective // Review of Geophysics. 1995. V. 33. P. 267–309. doi:10.1029/95RG01302.
- Sato K., Katsura T., Ito E. Phase relations of natural phlogopite with and without enstatite up to 8 GPa: implication for mantle metasomatism // Earth and Planetary Science Letters. 1997. V. 146. P. 511–526. doi:10.1016/S0012-821X(96)00246-4.
- Sobolev A.V., Hofmann A.W., Sobolev S.V., Nikogosian I.K. An olivine-free mantle source of Hawaiian shield basalts //

- Nature. 2005. V. 434. P. 590–597. doi:10.1038/nature03411.
- Stupak F.M. Kajnozojskij vulkanizm khrebta udokan [Cenozoic volcanism of the Udokan range]. Novosibirsk: Nauka. Sibirskoe otdelenie. 1987, 169 p. (in Russian).
- Tiberi C., Diament M., Déverchère J., Petit-Mariani C., Mikhailov V., Tikhotsky S., Achauer U. Deep structure of the Baikal rift zone revealed by joint inversion of gravity and seismology // Journal of Geophysical Research. 2003. V. 108. B3. 2133. doi:10.1029/2002JB001880.
- Wallace M.E., Green D.H. An experimental determination of primary carbonatite magma composition // Nature. 1988. V. 335. P. 343–346. doi:10.1038/335343a0.
- Whittington A.G., Hofmeister A., Nabelek P.I. Temperature-dependent thermal diffusivity of the Earth's crust and implications for magmatism // Nature. 2009. V. 458. P. 319–321. doi:10.1038/nature 0781.
- Yarmolyuk V.V., Ivanov V.G., Kovalenko V.I., Pokrovsky B.G. Magmatism and geodynamics of the Southern Baikal volcanic region (Mantle Hot Spot): results of geochronological, geochemical, and isotopic (Sr, Nd, and O) investigations // Petrology. 2003. V. 11. P. 1–30.
- Yaxley G.M., Sobolev A.V. High-pressure partial melting of gabbro and its role in the Hawaiian magma source // Contributions to Mineralogy and Petrology. 2007. V. 154. P. 371–383. doi:10.1007/s00410-007-0198-4.
- Zonenshain L.P., Savostin L.A. Geodynamics of the Baikal rift zone and plate tectonics of Asia // Tectonophysics. 1981. V. 76. P. 1–45. doi:10.1016/0040-1951(81)90251-1.
- Zorin Yu., Cordell L. Crustal extension in the Baikal rift zone // Tectonophysics. 1991. V. 198. P. 117–121. doi:10.1016/0040-1951(91)90137-H.

Сведения об авторах / Author information:



**Иванов Алексей Викторович**

канд. геол.-мин. наук, с.н.с.  
Институт земной коры СО РАН  
664033, Иркутск, ул. Лермонтова, 128  
Тел.: 89149090363  
e-mail: [aivanov@crust.irk.ru](mailto:aivanov@crust.irk.ru)

**Ivanov, Alexei 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.: 89149090363  
e-mail: [aivanov@crust.irk.ru](mailto:aivanov@crust.irk.ru)