# ВУЛКАНИЗМ, НОВЕЙШАЯ ГЕОДИНАМИКА

УДК 550.42.14+551.21+552.333+(51)
https://doi.org/10.26516/2541-9641.2025.4.141
EDN: PUHFZV

## Геохимическая оценка дифференциации в лавовых слоях и пространственной смены вулканических источников предголоценовой тефрит-трахибазальтовой серии в высоком горном хребте Большой Саян и Окинской впадине

С.В. Рассказов[1,2], Д.И. Парфенов[2], З.Б. Галсанов[3], Б.Д. Шарастепанов[3], А.П. Папаев[3], С.В. Снопков[2,4], Т.А. Ясныгина[1], И.С. Чувашова[1]

[1]*Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия*
[2]*Иркутский государственный университет, Иркутск, Россия*
[3]*Орликская средняя школа, Орлик, Россия*
[4]*Иркутский национальный исследовательский технический университет, Иркутск, Россия*

**Аннотация.** В работе приводятся результаты сравнительных геохимических исследований предголоценовых трахибазальтов и тефритов в северной части позднекайнозойского Окинского вулканического поля – Усть-Жомболокского лавового покрова Окинской впадины и лавовых потоков и шлаковых конусов верховьев р. Жом-Болок и пади Хи-Гол в осевой части хр. Большой Саян. По морфологии поверхности лавовых слоев обеих территорий предполагается концентрирование остаточных расплавов в трубоподобных каналах с последующим удалением из них и обрушением кровли. В обнажениях Усть-Жомболокского лавового покрова Окинской впадины выявляется тренд снижения $CaO/Al_2O_3$ со слабым относительным снижением магнезиального числа Mg# пород переходной фации между фациями закалки и остаточного расплава «трубы». Тренд отражает контроль перераспределения компонентов совместной кристаллизацией титанавгита и плагиоклаза на ранней стадии периферического отвердевания базальтового слоя. В породах остаточного расплава в трубоподобных каналах лавовых слоев Усть-Жомболокского покрова повышается $SiO_2$ и снижается Sr. В породах доступных для опробования верхних частей неэродированных лавовых потоков осевой части хр. Большой Саян различаются тренды фракционирования оливина с участием Ca-плагиоклаза (с повышенным $CaO/Al_2O_3$) и без участия Ca-плагиоклаза (с низким $CaO/Al_2O_3$). Последний тренд соответствует котектике оливин+титанавгит. Тренд фации «трубы» (котектика титанавгит+плагиоклаз с варьирующим $CaO/Al_2O_3$ при узком диапазоне Mg#) в породах осевой части хр. Большой Саян не идентифицируется. Выявляется изменение геохимических характеристик пород, свидетельствующее о малоглубинном плавлении слабо амфиболизированного, безгранатового пироксенитового материала под Окинской впадиной и более глубинного, обогащенного амфиболом, гранатсодержащего, перидотитового – под осевой частью хр. Большой Саян. Подчеркивается значение

Статья получена: 08.12.2025; исправлена: 19.12.2025; принята: 26.12.2025.

ДЛЯ ЦИТИРОВАНИЯ: Рассказов С.В., Парфенов Д.И., Шарастепанов Б.Д., Папаев А.П., Снопков С.В., Ясныгина Т.А., Чувашова И.С. Геохимическая оценка дифференциации в лавовых слоях и пространственной смены вулканических источников предголоценовой тефрит-трахибазальтовой серии в высоком горном хребте Большой Саян и Окинской впадине // Геология и окружающая среда. 2025. Т. 5, № 4. С. 141–171. DOI 10.26516/2541-9641.2025.4.141. EDN: PUHFZV

Article received: 08.12.2025; corrected: 19.12.2025; accepted: 26.12.2025.

FOR CITATION: Rasskazov S.V., Parfenov D.I., Sharastepanov B.D., Papaev A.P., Snopkov S.V., Yasnygina T.A., Chuvashova I.S. Geochemical assessment of differentiation in lava layers and spatial change in volcanic sources for pre-Holocene tephrite-trachybasalt series in the High Great Sayan Range and Oka Basin // Geology and Environment. 2025. Vol. 5, No. 4. P. 141–171. DOI 10.26516/2541-9641.2025.4.141. EDN: PUHFZV

последнего (предголоценового) поступления магматических расплавов с глубин коромантийного перехода (КМП) и мантии в Байкальской рифтовой системе (БРС). Обращается внимание на различие источников финального вулканизма северной части Окинского вулканического поля и Чулутынской зоны Центральной Монголии: вовлечение в плавление материала обедненной литосферы в первой из них и проявление OIB-подобного материала – во второй.

***Ключевые слова:*** *базальты, поздний плейстоцен, голоцен, Восточные Саяны*

# Geochemical Assessment of Differentiation in Lava Layers and Spatial Change in Volcanic Sources for pre-Holocene Tephrite-Trachybasalt Series in the High Great Sayan Range and Oka Basin

S.V. Rasskazov[1,2], D.I. Parfenov[2], Z.B. Galsanov[3], B.D. Sharastepanov[3], A.P. Papaev[3], S.V. Snopkov[2,4], T.A. Yasnygina[1], I.S. Chuvashova[1]

[1]*Institute of the Earth's Crust SB RAS, Irkutsk, Russia*
[2]*Irkutsk State University, Irkutsk, Russia*
[3]*Orlik Secondary School, Orlik, Russia*
[4]*Irkutsk National Research Technical University, Irkutsk, Russia*

**Abstract.** We present the results of comparative geochemical studies of pre-Holocene trachybasalts and tephrites in the northern part of the late Cenozoic Oka volcanic field — the Ust-Zhombolok lava cover in the Oka Basin and lava flows and cinder cones of the upper reaches in the Zhombolok River and the Khi-Gol valley at the axial part of the Great Sayan Range. From surface morphology of lava layers in both areas, it is assumed that residual melts were concentrated in pipe-like channels, followed by their removal and roof collapse. Outcrops of the Ust-Zhombolok lava flow of the Oka Basin reveal a trend toward decreasing $CaO/Al_2O_3$ with a slight relative decrease in magnesium number (Mg#) of transitional facies rocks between the quench and residual melt facies of the "pipe." The trend reflects a control of component redistribution by co-crystallization of titanaugite and plagioclase at the early stage of peripheral solidification of lava layers. In the residual melts of the pipe-like channels within lava layers of the Ust-Zhombolok cover, $SiO_2$ increases and Sr decreases. In the rocks of the upper parts of the uneroded lava flows of the axial part of the Bolshoi Sayan Range accessible for sampling, trends in olivine fractionation with the participation of Ca-plagioclase (with elevated $CaO/Al_2O_3$) and without the participation of Ca-plagioclase (with low $CaO/Al_2O_3$) are distinguished. The latter trend corresponds to the olivine + titanaugite cotectic. The trend of the "pipe" facies (titanium-augite + plagioclase cotectic with variable $CaO/Al_2O_3$ and a narrow range of Mg#) in the rocks of the axial part of the Bolshoi Sayan Range is not identified. Changes in the geochemical signatures of rocks are revealed, indicating shallow melting of slightly amphibolized, garnet-free pyroxenite material beneath the Oka Basin and deeper, amphibole-enriched, garnet-bearing, peridotite one beneath the axial part of the Great Sayan Range. The importance of the last (pre-Holocene) influx of magmatic melts from the depths of the crust-mantle transition (CMT) and underlying mantle in the Baikal Rift System (BRS) is emphasized. Attention is drawn to the differences between sources of a final volcanism in the northern Oka volcanic field and Chulutyn zone of Central Mongolia: involvement in melting of the depleted lithosphere in the former, and displaying of OIB-like material in the latter.

***Keywords:*** *basalts, late Pleistocene, Holocene, Eastern Sayans*

## *Введение*

Процессы позднекайнозойского образования высоких горных хребтов и впадин в Саянах и Центральной Монголии сопровождаются вулканизмом, источники которого в основном имеют геохимические характеристики литосферных протолитов. Характеристики мантии, подобной источникам базальта океанических островов (OIB), устанавливаются для них в исключительных случаях (Рассказов и др., 2012, 2015; Чувашова и др.,

2022). В позднекайнозойском развитии рельефа Внутренней Азии ведущую роль играл процесс образования горных сооружений. Территория, занятая впадинами, составляет здесь не более 10 % (Флоренсов, 1960). Возникает вопрос о характере глубинных процессов, сопровождающих преобразование коры и мантии под высокими горными хребтами и впадинами.

Изучение кристаллических включений в базальтах Тункинской впадины Байкальской рифтовой системы (БРС) показало распространение железо-магнезиальных пород при отсутствии в них амфибола или слюды. В родственных поликристаллических включениях из некка высокого Тункинского хребта был обнаружен амфибол как главная железо-магнезиальная фаза. Этот минерал играет существенную роль в петрогенезисе вулканических пород высокого хребта Удокан, на котором концентрируется позднекайнозойский вулканизм в восточной части БРС (Рассказов, 1985), а также хребта Токинский Становик (Семенова и др., 1984; Рассказов и др., 2000). В глубинных включениях из вулканических пород внутренней опущенной части Витимского плоскогорья амфибол не играет существенной роли (Рассказов, Чувашова, 2018). Имел ли амфибол какое-либо значение в источниках базальтовых расплавов, излившихся на других высоких горных хребтах Внутренней Азии, в частности, в Саянах? Различались ли в Саянах источники одновозрастного вулканизма высокого горного хребта и впадины?

При составлении государственной геологической карты масштаба 1:50 000 в юго-восточной части Восточных Саян в 1980-х гг. Окинской экспедицией ПГО «Бурятгеология» вулканические и осадочные породы верхнего кайнозоя были расчленены на три свиты: нижне-средне миоценовую сорокскую, верхнемиоценовую хирписинскую и плиоцен-эоплейстоценовую хирбэсинскую (Рассказов, 1993). Базальты сорокской свиты на юго-восточной окраине Окинского поля (в ЮВ секторе) изливались 20–18 млн лет назад, а на северо-западной окраине (в СЗ секторе) – 17–16 млн лет назад. Базальты хирписинской свиты в северо-восточной части Окинского вулканического поля (СВ сектор) изливались около 14 млн лет назад, а в юго-западной части (ЮЗ сектор) – 11–8 млн лет назад. Лавы хирбэсинской свиты начали извергаться в СВ, ЮВ и ЮЗ секторах около 5 млн лет назад и продолжались в ЮЗ секторе Окинского вулканического поля (в предгорьях Большого Саяна) до 1 млн лет назад (рис. 1).

Лавы ЮВ и СВ секторов Окинского поля сопоставляются по возрасту с лавами, извергавшимися восточнее, на Урикском вулканическом поле, с 20 до 10 млн лет назад, а лавы СЗ сектора этого же поля – с лавами, извергавшимися западнее, на хр. Улуг-Арга в Восточной Туве, 17–16 и около 8 млн лет назад. Восточно-Тувинское поле образовалось в результате многочисленных извержений, происходивших в последние 2.3 млн лет (Рассказов и др., 1989, 2000; Ярмолюк и др., 1999). Четвертичные лавы Восточно-Тувинского вулканического поля разделяются с лавами ЮЗ сектора Окинского вулканического поля, частично перекрывающимися по возрасту с лавами Восточной Тувы, высоким хр. Большой Саян, воздымавшимся вместе с хр. Мунку-Сардык в последние 10 млн лет (Rasskazov et al., 2003).

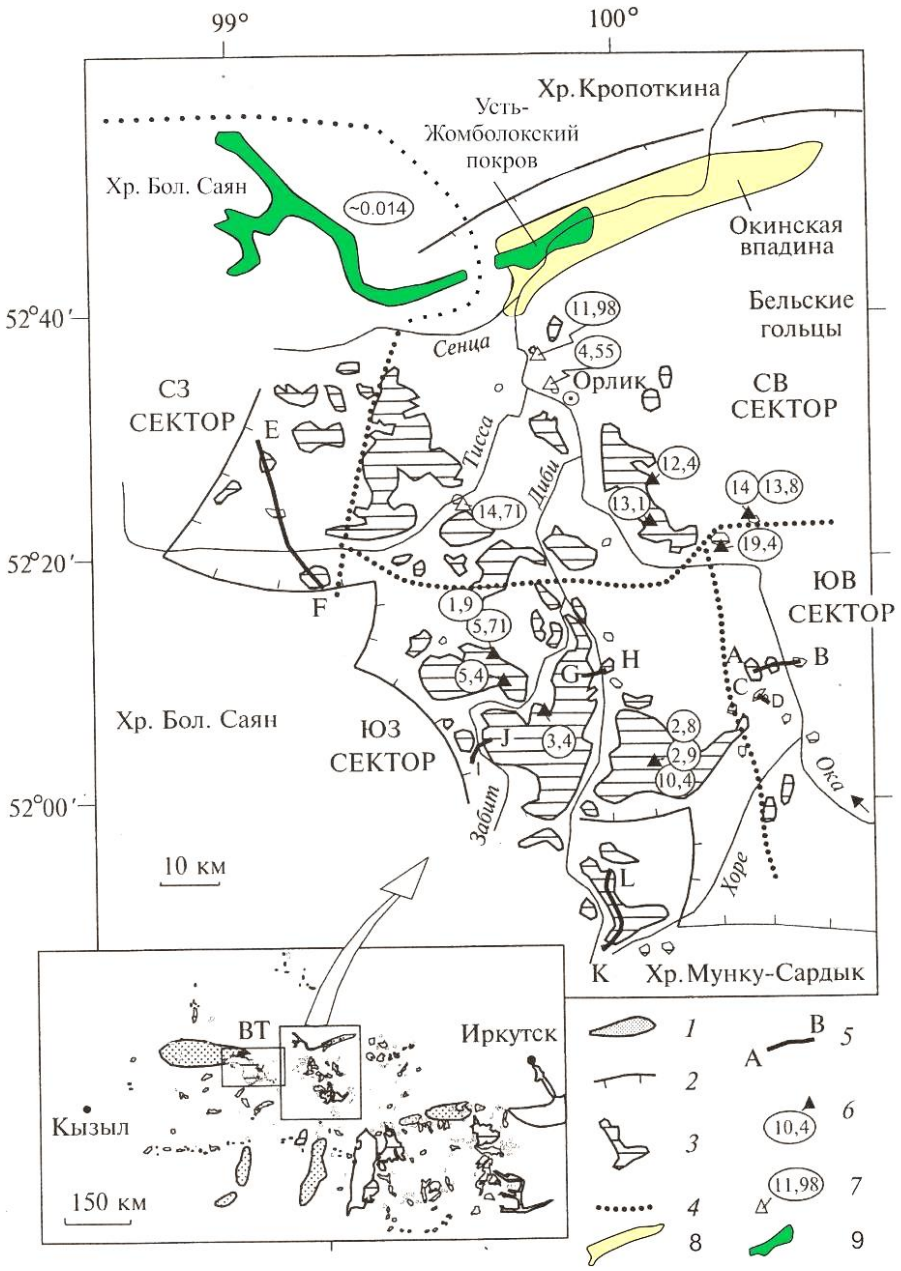


**Рис. 1.** Пространственно-возрастное распределение вулканических пород на Окинском вулканическом поле (Рассказов, 1993; Рассказов и др., 2000). *1* – впадина; *2* – тектонический эскарп; *3* – вулканический останец; *4* – граница между вулканическими секторами; *5* – линии основных изученных разрезов; *6* – K–Ar датировка, млн лет; *7* – $^{40}$Ar–$^{39}$Ar датировка, млн лет; *8* – Окинская впадина; 9 – пост-хирбэсинские (предголоценовые) лавы. Вулканические секторы Окинского плоскогорья выделены по различным возрастным интервалам лавовых извержений. Пост-хирбэсинские лавы хр. Большой Саян относятся к СЗ сектору, Усть-Жомболокского покрова в Окинской впадине – к СВ сектору. Прямоугольник ВТ на врезке обозначает местоположение крупного четвертичного Восточно-Тувинского поля.

**Fig. 1.** Spatial-temporal distribution of volcanic rocks on the Oka plateau (Rasskazov et al., 2000). *1* – basin; *2* – tectonic escarp; *3* – volcanic remnant; *4* – boundary between volcanic sectors; *5* – lines of cross-sections; *6* – K–Ar age, Ma; *7* – $^{40}$Ar–$^{39}$Ar age, Ma; *8* – Oka basin; 9 – post-Khirbes (Late Pleistocene) lavas. Volcanic sectors are defined by different timing of lava eruptions. The post-Khirbes lavas of the Bolshoi Sayan range belong to the NW sector, and the Ust-Zhombolok cover in the Oka Basin to the NE sector. Rectangle BT in inset is an area of the large Quaternary East Tuva volcanic field.

Для оценки современного состояния земной коры Восточных Саян важно понимание характера эволюции финального пост-хирбэсинского вулканизма, который проявился в северной части Окинского вулканического поля. Последние вулканические извержения Восточных Саян распространились в конце плейстоцена вдоль долины р. Жом-Болок, от осевой части хр. Большой Саян (вулканы и лавовые потоки пади Хи-Гол и сопредельных территорий) до Окинской впадины (Усть-Жомболокский вулканический покров). В финале четвертичных событий Восточной Тувы вулканические извержения контролировались субширотным Жомболокским разломом, протягивающимся из Восточной Тувы до хр. Кропоткина. Эти вулканические проявления находились за северной рамкой площади картирования 1980-х гг. и служили объектом исследований более поздних работ (Рассказов и др., 1989, 2000; и др.).

Цель настоящей статьи – выполнить сравнительный анализ геохимических данных, полученным по предголоценовым лавам, извергавшимся в СЗ и СВ секторах Окинского вулканического поля (т.е. в речных долинах осевой части хр. Большой Саян и в Окинской впадине) для оценки дифференциации расплавов в потоке лавы и пространственной смены источников излившихся глубинных расплавов.

## *Пост-хирбэсинский вулканизм: общая характеристика вулканических построек Окинской впадины и хр. Большой Саян*

Вулканический пост-хирбэсинский фрагмент хр. Большой Саян относится к СЗ сектору Окинского вулканического поля, фрагмент Усть-Жомболокского покрова – к его СВ сектору.

В осевой части хр. Большой Саян молодые вулканические конусы и пространственно связанные с ними лавовые потоки неоднократно посещались исследователями Восточных Саян. Отчеты о выполненных наблюдениях представлены в работах (Кропоткин, 1867; Обручев, Лурье, 1954; Адамович и др., 1959; Гросвальд, 1965; Медведев, 1970; Киселев и др., 1979; и др.). Вулканические постройки находятся здесь в глубоких трогах, врезанных на глубину до 800 м в древнюю денудационную поверхность хребта, поднятую на высоту 2500–2700 м. Лавы не расчленены глубинной эрозией, поэтому для опробования доступны только внешние части лавовых потоков и пирокластический материал шлаковых конусов (рис. 2).

Наиболее хорошо сохранившиеся постройки подробно охарактеризованы в монографии (Киселев и др., 1979, с. 42–43).

*«Вулкан Кропоткина, расположенный в вершине пади Хи-Гол, имеет форму усеченного конуса высотой 110–120 м. Его основание лежит на абсолютной высоте около 1960 м. Диаметр основания конуса 530–550 м, кратера – 210–220 м, глубина кратерной воронки около 50 м, диаметр ее днища 26 м. Пологовыпуклые склоны вулкана имеют угол 30–35°, а вогнутые стенкн кратера опускаются под углом до 45–50°. Конус сложен буровато-красными н черными сыпучими шлаками, пемзовидными туфами, лапиллями и вулканическими бомбами различной формы до 50–70 см в поперечнике. В пирокластах встречаются оплавленные обломки кварца и пород кристаллического фундамента.*

*Вулкан Перетолчина находится в 3 км северо-восточнее вулкана Кропоткина, у правого борта долины Хи-Гола, имеющей здесь меридиональное простирание. Седловина между склоном троговой долины и шлаковым конусом поднимается до 60 м над подножием вулкана. Она сложена туфами, перекрывающими борт долины. Основание, несколько вытянутое на север, имеет диаметр 500–550 м и расположено на высоте 1920 м. Кратер окружен террасовидной площадкой шириной 40–50 м с полукольцевым валом высотой до 5–8 м. Глубина кратера 35–45 м.*

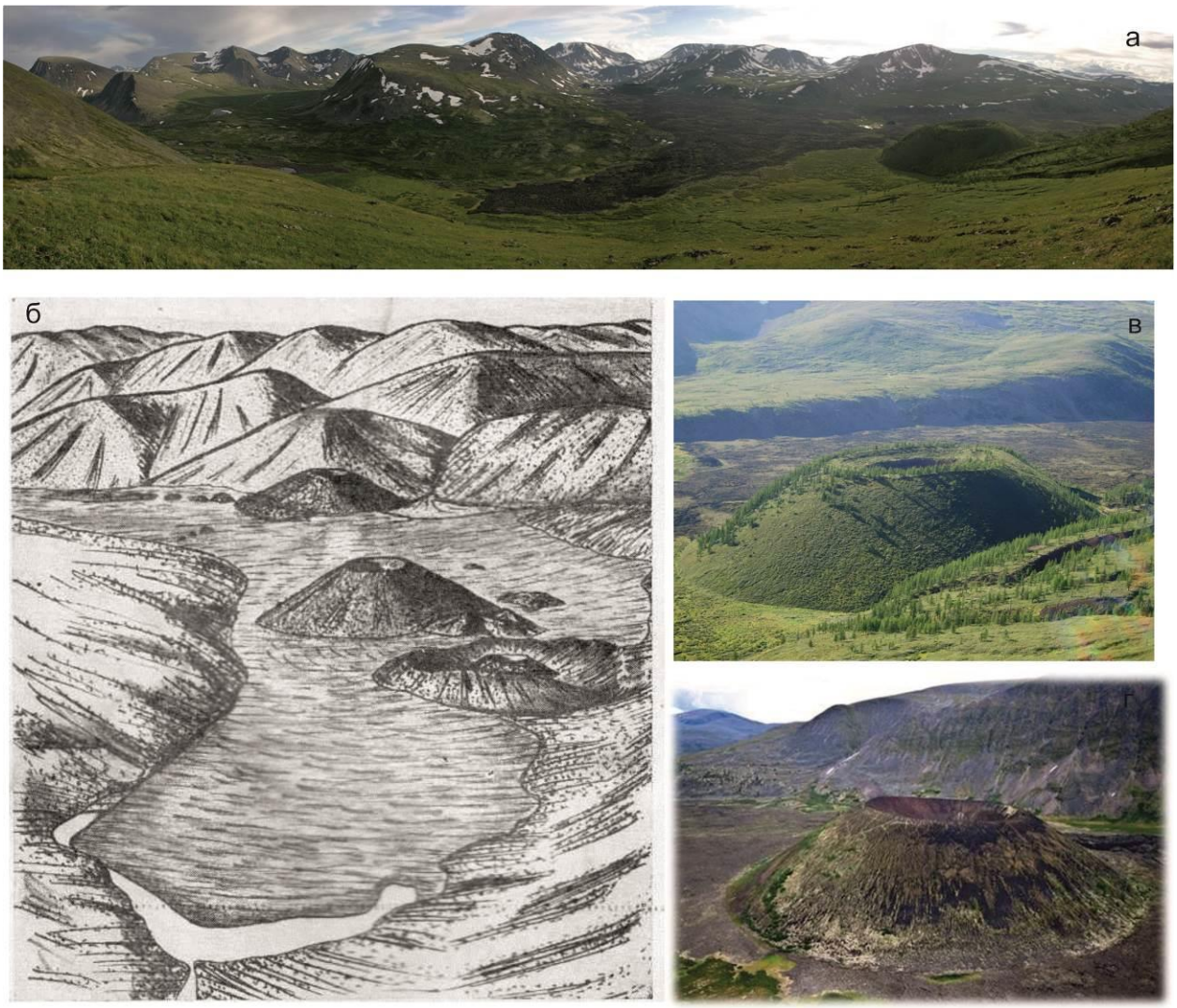


**Рис. 2.** Вулканы и лавовые потоки в осевой части хр. Большой Саян. *а* – панорама вершин хребта с вулканическим конусом Перетолчина и лавовыми потоками, не расчлененными глубинной эрозией; *б* – рисунок вершины пади Хи-Гол с вулканами и серповадным озером. Над поверхностью базальтового потока возвышаются вулканы Старый, Кропоткина и Перетолчина (Киселев и др., 1979); *в* – вулкан Перетолчина; *г* – вулкан Кропоткина. Использованы фотографии из Интернета.

**Fig. 2.** Volcanoes and lava flows at the axial part of the Great Sayan Range: *а* – panorama of the ridge peaks with the Peretolchin volcanic cone and lava flows not dissected by deep erosion; *б* – drawing of the Khi-Gol valley with volcanoes and a sickle-like lake. Stary, Kropotkin, and Peretolchin volcanoes rise above the surface of the basalt flow (Kiselev et al., 1979); *в* – Peretolchin volcao; *г* –Kropotkin volcano. Photos from the Internet are used.

*В отличие от вулкана Кропоткина большая часть вулкана Перетолчина задернована и покрыта редким чахлым леском. На его северном склоне выделяется меридиональная трещина, на простирании которой размещаются лавовые купола и шлаковые постройки.*

*Вулкан Старый расположен рядом с вулканом Кропоткина у границы базальтового потока, и его шлаки перекрывают основание троговой долины. Внутрь овального (390–480 м) сильно разрушенного вулкана вложены еще три небольших кратера со шлаковыми кольцевыми валами. Из них наиболее хорошо сохранился северный, разделенный узкими снижающимися к середине перемычками. В его кратере находится еще один шлаковый конус высотой около 15 м с кратером 25 м в поперечнике. Высота сохранившегося внешнего кольцевого вала Старого вулкана колеблется от 5–10 до 50–60 м.*

*Пирокластические образования в устье р. Гурба-Нурта описаны Адамовичем и др. (1959). Они связывают накопление рыхлого вулканического материала с деятельностью не менее 10 насаженных на ригель и прорванных «серповидных кратеров», достигающих в поперечнике 40–60 м. Следы активной эксплозивной деятельности раннего этапа извержений сохранились также в виде плаща пирокластов на склонах троговой долины у вулканов Старый и Перетолчина. На поверхности потока у северного подножия вулкана Перетолчина выделяется группа из четырех бескратерных лавошлаковых конусов высотой от 5–7 до 25–30 м с диаметром основания до 200 м. Конусы иногда окаймляются 5–6-метровыми кольцевыми валами окисленной шлаковой лавы. От основания северного из них отходит широкий поток базальтов, сливающийся с поверхностью основного лавового поля. Еще севернее выделяется сложная вулканическая постройка в виде широкой разветвляющейся трещины длиной около 0.5 км, обрамленной шлаколавовым валом. На южную часть вала насажены небольшие шлаковые конусы, усыпанные вулканическими бомбами. Днище трещины, возможно, являющейся магмовыводящим каналом, покрыто лавой жерловой фации. Невысокий шлаковый вал шириной около 25 м ограничивает с юго-востока заболоченную депрессию на лавовом поле между вулканами. На северо-западном крае депрессии в 500–700 м от вулкана Перетолчина возвышаются три шлаковых конуса высотой 15, 8 и 5 м, расположенных цепочкой субширотного (285°) простирания.*

*В районе вулканов и в других местах над потоком поднимаются крупные лавовые купола, достигающие в поперечнике 150–200 м и в высоту 15–20 м и более. Они разбиты зияющими радиальными трещинами глубиной 10–15 м. В центре куполов иногда находятся кратеровидные углубления, от их подножия отходят потоки базальтов, перекрывающие лавы более ранней фазы излияния. Хорошо прослеживаются, например, штоки глыбовой лавы, излившейся из купола у подножия вулкана Кропоткина. Мощность его 4–5 м, длина не превышает 3–4 км. Благодаря волнистой поверхности видно, как лава с обеих сторон огибала вулканы Кропоткина и Старый и образовала подпруженное серповидное озеро в вершине долины Хи-Гол».*

О лавовом потоке, заполнившем долину р. Жом-Болок, сложилось представление как о едином магматическом теле, протягивающемся на 85 км (Киселев и др., 1979, с. 41).

«*Поверхность Жом-Болокского базальтового потока, повторяя общий уклон долины, на расстоянии 70 км от вулкана Кропоткина до Оки снижается на 700 м. Она сложена преимущественно глыбовыми аа-лавами в виде беспорядочного нагромождения обломков и плит базальтов и шлакобазальтов. Ближе к центрам излияния наблюдается скорлуповатая и волнистая поверхность лавы. Местами встречаются участки с характерными канатными лавами.*

*Поверхность потока осложнена лавовыми вздутиями и куполами, валами коробления, западинами и депрессиями различного размера, Лавовые валы коробления высотой до 10–15 м приурочены к боковым частям потока, разбиты глубокими зияющими трещинами и протягиваются на сотни метров… Куполовидные вздутия обычно не превышают первых десятков метров в поперечнике и в большинстве случаев обрушены с образованием гротов при вытекании жидкой лавы из-под отвердевшего свода. Округлые или вытянутые по течению западины и провалы часто связаны с проседанием и обрушением кровли потока, но в истоках Жом-Болока и Хи-Гола встречаются крупные кратеровидные воронки, обрамленные кольцевым валом из шлакобазальтов высотой 3–5 м. Эти лавовые кратеры имеют правильную округлую форму до 70–100 м в поперечнике и глубину 15–20 м и более. Дно их сложено пористыми и шлаковидными лавами со следами кипения и бурного выделения газов».*

Финальные лавовые потоки и вулканы долины р. Жом-Болок и пади Хи-Гол относились к голоцену по геоморфологическому соотношению с моренами» (Киселев и др., 1979, стр. 44) *«Послеледниковый возраст вулканогенных образований Жом-Болока и Хи-Гола не вызывает сомнения. Центры излияния и потоки лавы расположены в днище троговой долины последнего оледенения, базальты обтекают или перекрывают верхнечетвертичные морены ниже устья р. Шарзы, выполняют эрозионную долину, промытую в конечной морене Жом-Болока ниже р. Бомба-Жалга и перекрывают 10–12-метровую террасу ниже устья р. Обтой. Конец лавового потока доходит до правого борта долины Оки в 7 км ниже устья Жом-Болока…*

*Голоценовый (послеледниковый) вулканизм развивался в несколько этапов. Базальты, излившиеся на первом этапе, объединились в мощный поток лавы и заполнили*

*днище долины р. Жом-Болок и ее верхних притоков. Продукты эксплозивной деятельности этого этапа сохранились в виде пирокластических образований на склонах долины Хи-Гол. Позднее образовались вулкан Старый и серповидные кратеры на ригеле р. Гурба-Нурта. Излияния лавы сократились в масштабах, и центры их полностью переместились в верхнюю часть долины Жом-Болока. Заключительный этап вновь начинался с эксплозивной деятельности. Закупорка трещин привела к формированию вулканов Кропоткина и Перетолчина, шлаковых и лавовых валов и куполов. Закончилась вулканическая деятельность локальными трещинными излияниями маломощных потоков базальтовой лавы (Медведев, 1970)».*

Возраст моренных отложений в троговой долине р. Жом-Болок не определялся. Между тем, под лавами Усть-Жомболокского покрова и выше него были обнаружены отложения лессов, которые свидетельствуют об образовании этого покрова во время оледенения, т.е. до голоцена. Для вулканических извержений северной части Окинского вулканического поля геологически обоснован предголоценовый возраст около 14 тыс. лет (Рассказов и др., 2024, 2025).

Представительные данные о составе вулканических пород осевой части хр. Большой Саян (содержаниях в них петрогенных оксидов, микроэлементов и отношениях изотопов Nd и Sr) приведены в статье (Ярмолюк и др., 2003). Эти данные используются в настоящей работе для сопоставлений с данными, полученными для вулканических пород Усть-Жомболокского покрова.

Усть-Жомболокский лавовый покров отделен от лавового потока, затопившего верховья троговой долины р. Жом-Болок, конечной мореной, перегородившей долину ниже устья р. Шарзы. В прорези каньона моренного вала шириной первые десятки метров, базальты отсутствуют. Большой объем лав Усть-Жомболокского лавового покрова вряд ли мог поступить через узкую прорезь каньона с верховьев Жом-Болока. Лавы Усть-Жомболокского покрова должны были излиться из местных магмовыводящих каналов Окинской впадины.

Усть-Жомболокский лавовый покров занимает площадь около 30 км$^2$ в центральной части Окинской впадины. Он слегка вытянут вдоль Окинской впадины (имеет размеры 7.5×4.5 км). Вулканические фрагменты меньших размеров распространяются восточнее, ниже по долине р. Оки, и западнее, выше по долине р. Жом-Болок. Поверхность лав западной части Усть-Жомболокского лавового покрова находится на абсолютной высоте около 1370 м, его восточной части – на высоте 1295–1300 м и ниже.

Для «долинных» лавовых потоков характерны провалы кровли, связанные с ее обрушением в результате удаления расплава из трубоподобных каналов их внутренних частей. В работе (Ярмолюк и др., 2003) предполагалось изменение состава остаточных расплавов в потоках по мере их извлечения из трубоподобных каналов с последовательным продвижением от верховьев к низовьям р. Жом-Болок. В Окинской впадине лавы Усть-Жомболокского вулканического покрова глубоко расчленены, поэтому имеется возможность прямого тестирования гипотезы такой смены состава.

В лавовых слоях Усть-Жомболокского покрова породы относятся по составу к трем кристаллизационным фациям: 1) внешней фации закалки, 2) переходной фации дифференциации и 3) внутренней фации остаточного расплава (рис. 3). Во внешней фации закалки лавового слоя породы быстро кристаллизуются с образованием вулканического стекловатого базиса. В переходной фации развивается дифференциация кристаллизующегося расплава по плагиоклаз-титанавгитовой котектике. Во внутренней фации остаточного расплава его подвижность в лавовом слое сохраняется во время консолидации переходной зоны. Если в такой консолидированной стенке образуется разрыв, остаточный расплав прорывается на поверхность с обрушением кровли трубоподобного канала.

Вулканические породы Окинской впадины были первоначально опробованы С.В. Рассказовым и А.М. Рогачевым в 1990-м г. на водопаде Малый Жом-Болок с участием американских геологов Дж. Лура, С. Бауринга и Т. Хоша. Обр. ВК-223, отобранный во время этих работ из основания обнажения толщи, имеет тефритовый состав и относится к ранней фазе вулканических извержений. Степень распространения лав этого типа в Усть-Жомболокском лавовом покрове пока не ясна. Два других образца (ВК-221 и ВК-222) были отобраны из верхней части обнажения, в которой породы представляют собой продукт субаэральных извержений, о чем свидетельствует насыщенность кровли лавового слоя порами. Эти породы имеют трахибазальтовый состав и характеризуют

излившиеся расплавы поздней (основной) фазы вулканических извержений.

В 2024 г. было выполнено дополнительное опробование обнажения водопада Малый Жом-Болок. Отобраны образцы пористых лав поздней вулканической фазы (обр. Zhb-3-24) и лав массивного сложения с крупноглыбовой отдельностью, расположенных стратиграфически ниже. Последние относятся к переходной фации поздней вулканической фазы Усть-Жомболокского лавового покрова. В целом, последовательность лавовых слоев водопада Малый Жом-Болок состоит из 3-х стратиграфических единиц: тефритового слоя раннего вулканического извержения, трахибазальтового закалочного слоя основного извержения и сингенетичного слоя остаточного расплава, излившегося на земную поверхность из трубоподобной внутренней части покрова (рис. 3).

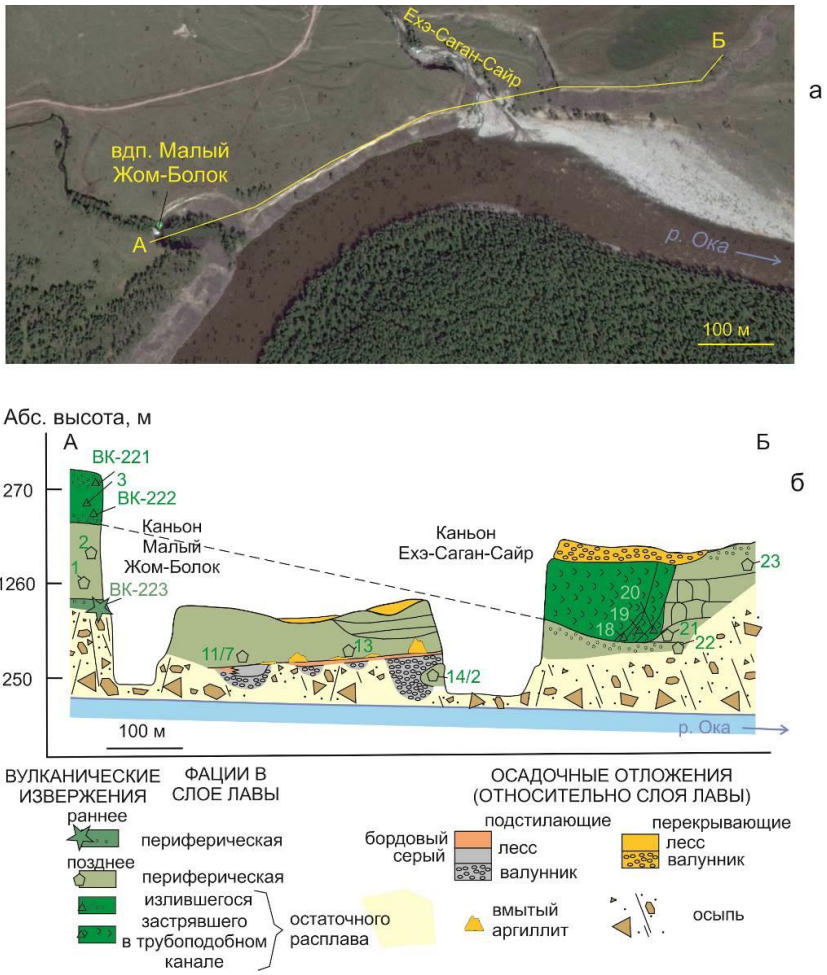


**Рис. 3.** Положение линии разреза АБ на космоснимке Google Earth (*а*) и схематичный разрез Усть-Жом-Болокого вулканического покрова (*б*). Для упрощения иллюстрации здесь и далее в номере образца (Zhb-1-24 и др.) приводится только непосредственно его номер (1) и опускается его начальная часть (Zhb, Жом-Болок) и год отбора (2024).

**Fig. 3.** Position of the section line АБ on the Google Earth space image (*а*) and the schematic Malyi Zhom-Bolok section of the Ust-Zhom-Bolok volcanic cover (*б*). To simplify the illustration, here and below in the sample number (Zhb-1-24, etc.) only its number (1) is given and its initial part (Zhb, Zhom-Bolok) and the year of sampling (2024) are omitted.

Контакт переходной фации трахибазальтов с трахибазальтами фации остаточного расплава, перемещенного в трубоподобном канале лавового слоя, обнаружен ниже по течению р. Оки от каньона Ехэ-Саган-Сайр, на расстоянии 100–160 м. На восточном мысу каньона р. Ехэ-Саган-Сайр обнажаются два лавовых слоя, прослеживающихся вдоль обнажения вниз по р. Оке. На расстоянии 50–60 м верхний поток базальта с толстостолбчатой отдельностью сохраняет монолитность, но затем начинает фрагментироваться (рис. 4а).

В нем образуются трещины, заполненные спекшимися комками пористого трахибазальта (рис. 4б), обособляются блоки с веерообразной толстостолбчатой отдельностью (рис. 4в) и фрагменты массивной породы в виде пластин (рис. 4г). Латеральный переход к фрагментированной структуре базальтового слоя свидетельствует о кристаллизации магматического расплава в нестабильных условиях, которые создавались на краю трубоподобного канала лавового слоя. В эндоконтакте закристаллизовавшегося материала «трубы» отобраны образцы Zhb-18-24, Zhb-19-24 и Zhb-19-20; в экзоконтакте – обр. Zhb-21-24. В подстилающем потоке взят обр. Zhb-22-24, в верхней части закаленных лавовых слоев – обр. Zhb-23-20.

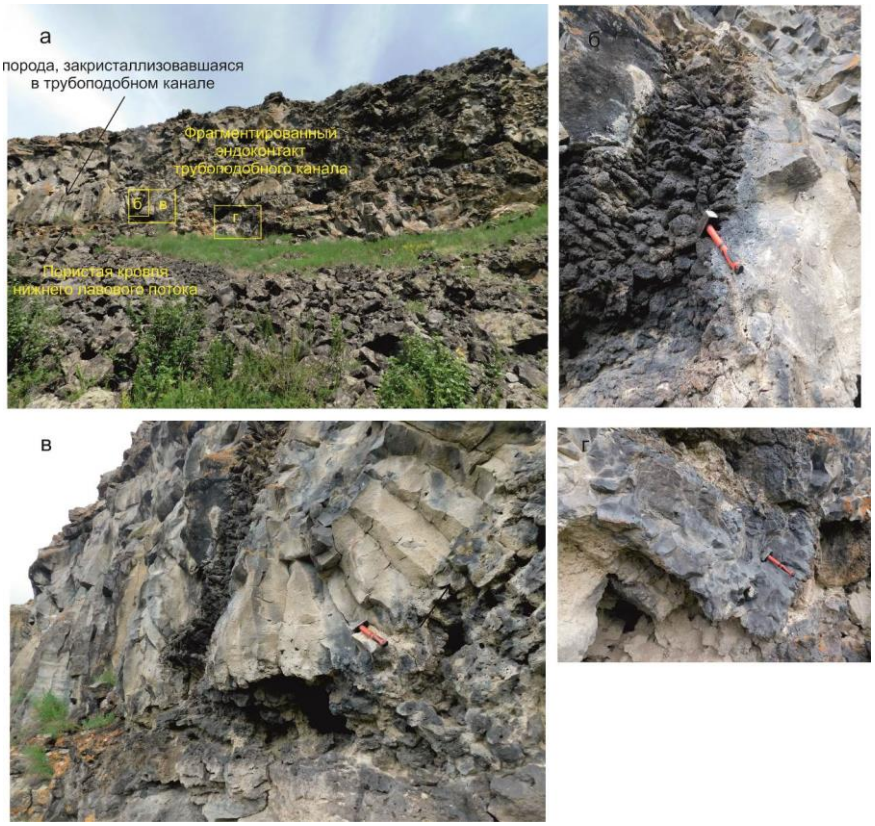


**Рис. 4.** Латеральный переход от трубоподобной части лавового слоя с толстостолбчатой отдельностью к краевой фрагментированной части «трубы» на контакте с вмещающими закаленными лавами (*а*) и детали фрагментации: заполнение трещины спекшимися комками пористого базальта между фрагментами массивной породы (*б*), веерообразная толстостолбчатая отдельность в обособившемся блоке (*в*) и фрагмент массивной породы в виде пластины (*г*). На панели *а* желтыми прямоугольниками показано местоположение фрагментов панелей *б–г*.

**Fig. 4.** Lateral transition from a pipe-like part of the lava layer with thick-columnar jointing to the marginal fragmented part of the “pipe” at the contact with the host quenched lavas (*а*) and fragmentation details: filling of a crack with fused lumps of porous basalt between fragments of massive rock (*б*), fan-shaped thick-columnar jointing in an isolated block (*в*), and a fragment of massive rock in the form of a plate (*г*). In panel *а*, yellow rectangles show the location of fragments of panels *б–г*.

На профиле АБ рис. 3, в северном борту р. Ока между каньонами Малый Жом-Болок и Ехэ-Саган-Сайр, протягивается стенка, сложенная базальтами и осадочными отложениями. Протяженность стенки от мыса каньона Малый Жом-Болок до мыса каньона Ехэ-Саган-Сайр составляет 340 м. Вдоль стенки обнажается единый лавовый слой мощностью до 8 м с толстостолбчатой отдельностью. Трахибазальты Zhb-11/7-24 и Zhb-13-24 сопоставляются по составу с трахибазальтами Zhb-1-24 и Zhb-2-24 переходной фации

каньона Малый Жом-Болок. Состав обр. Zhb-14/2-24, отобранного из нижней части крупного фрагмента вулканической породы, расположенного на уровне слоя валунника мыса каньона Ехэ-Саган-Сайр, не отличается от состава пород трахибазальтовой стенки и может представлять собой оползневой блок, оторженный от этой стенки.

Вулканические породы опробованы также в разрезе района р. Номто-Гол. Этот разрез отличается от разреза Малый Жом-Болок. Здесь, в широкой долине р. Оки, имеются два террасовидных уступа, выработанные в процессе ее формирования. В верхней части склона долины лежит лавовый слой, перекрытый лессами. Ниже слоя лав залегает мелкий галечник. Крупные блоки вулканических пород, которые находятся ниже по склону, подобны по составу породам лавового слоя. Следовательно, они могут представлять собой его оползневые фрагменты (рис. 5).

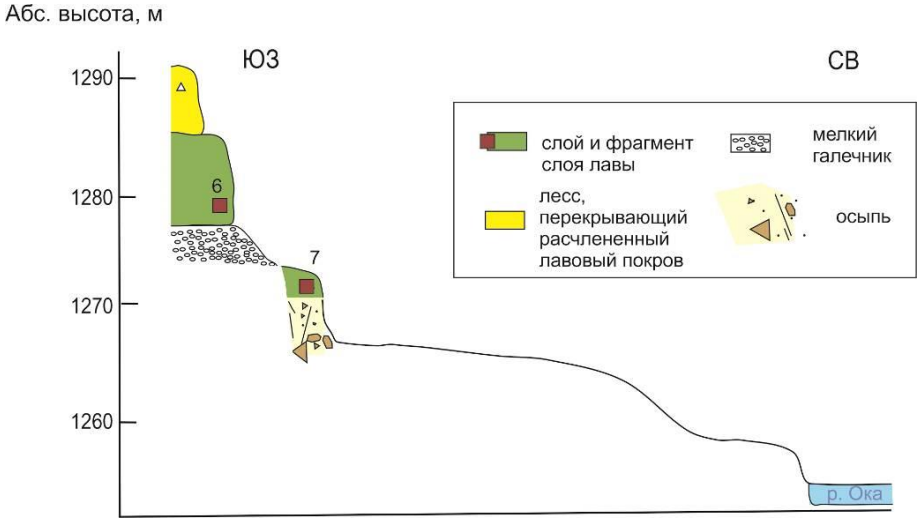


**Рис. 5.** Схематичный разрез вулканогенно-осадочной толщи в районе Номто-Гола. Местоположение разреза показано на рис. 1 в статье (Рассказов и др., 2024). Состав обр. Zhb-7-24 подобен составу обр. Zhb-6-24. Фрагмент Zhb-7-24 может относиться к слою Zhb-6-24 и представлять собой оползневой фрагмент этого слоя. Составы вулканических пород из этого разреза подобны составам пород переходной фации позднего (основного) вулканического извержения Усть-Жомболокского покрова, обозначенной в разрезе АБ на рис. 3.

**Fig. 5.** Schematic section of volcanogenic-sedimentary strata in the Nomto-Gol area. Location of the section is shown on Fig. 1 of (Rasskazov et al., 2024). The composition of sample Zhb-7-24 is similar to the one of sample Zhb-6-24. Fragment Zhb-7-24 may belong to a layer Zhb-6-24 and represent a landslide fragment from this layer. Compositions of volcanic rocks from this section are similar to those of rocks of the transitional facies of the late (main) volcanic eruption of the Ust-Zhombolok cover, designated in section АБ (Fig. 3).

### *Методика аналитических исследований*

Главные оксиды вулканических пород определяли классическими химическими методами (Сизых, 1985). Микроэлементы измеряли методом ИСП-МС с использованием квадрупольного масс-спектрометра Agilent 7500ce. Химическую пробоподготовку проводили по методике, описанной Т.Я. Ясныгиной и др. (2015). Воду и кислоты дважды очищали с помощью систем очистки Savillex DST-1000. Для калибровки результатов измерений использовали многоэлементные стандартные растворы. В качестве внутренних стандартов вводили In и Bi. Для контроля точности анализа использовали международные сертифицированные стандартные образцы BHVO-2, AGV-2, JA-2, DNC-1a.

## Результаты

### *Классификационное положение вулканических пород на диаграмме щелочи–кремнезем*

На классификационной диаграмме щелочи–кремнезем фигуративные точки предголоценовых вулканических пород северной части Окинского вулканического поля в основном попадают в поле трахибазальта. В поле тефрита смещается точка обр. ВК-223 раннего извержения Усть-Жомболокского покрова и точка обр. ОК-1/19 хр. Большой Саян (рис. 6).

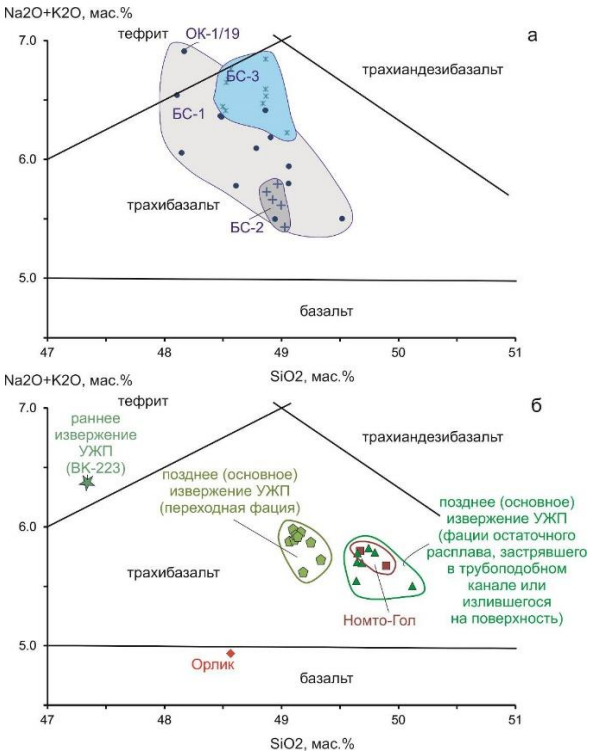


**Рис. 6.** Классификационная диаграмма щелочи–кремнезем для предголоценовых вулканических пород северной части Окинского вулканического поля: *а* – осевая часть хр. Большой Саян; *б* – Окинская впадина. Сокращения: БС – Большой Саян, УЖП – Усть-Жомболокский покров. Показаны разделительные линии тефрита, трахибазальта и базальта (Le Bas, Streckeisen, 1991; Классификация..., 1997). Содержания петрогенных оксидов пересчитаны на 100 мас.% за вычетом удаленной влаги ($H_2O^-$) и потерь при прокаливании (ППП).

**Fig. 6.** Alka-silica classification diagram for pre-Holocene volcanic rocks from the northern Oka volcanic field: *а* – axial part of the Great Sayan Range; *б* – Oka Basin. Abbreviations: БС – Bolshoi Sayan, УЖП – Ust-Zhombolok cover. Dividing lines of tephrite, trachybasalt, and basalt are shown after (Le Bas, Streckeisen, 1991; Classification…, 1997). Contents of major oxides are recalculated to 100 wt.% excluding removed moisture ($H_2O^-$) and loss on ignition (LOI).

Трахибазальты позднего (основного) извержения Усть-Жомболокского покрова в закаленной фации содержат 49.1–49.5 мас.% $SiO_2$, в трубоподобном канале и излившемся из него потоке – 49.6–50.2 мас.% $SiO_2$. В остаточных расплавах обособленных трубоподобных каналов в Усть-Жомболокском покрове концентрация $SiO_2$ возрастает. Породы разреза Номто-Гол сопоставляются по составу с породами позднего (основного) извержения Мало-Жомболокского разреза в остаточных расплавах трубоподобных каналов.

Вулканические породы финальных извержений в хр. Большой Саян на классификационной диаграмме щелочи–кремнезем (с учетом концентраций Ba, Rb и Sr, см. далее) разделяются на 3 группы: породы гр. 1 образуют рассеянную тефрит-трахибазальтовую совокупность фигуративных точек, породы гр. 2 смещены в нижнюю часть поля трахибазальта, породы гр. 3 – в верхнюю часть этого поля. Точки пород фации остаточных расплавов позднего извержения Усть-Жомболокского покрова приходятся на наименее щелочной конец тефрит-трахибазальтового

тренда пород хр. Большой Саян. Породы переходной фации позднего извержения Усть-Жомболокского покрова отличаются повышенным содержанием кремнезема и не имеют аналогов среди пород осевой высокогорной части хр. Большой Саян.

Фигуративная точка лавового потока хирбэсинской свиты района пос. Орлик на классификационной диаграмме щелочи–кремнезем попадает в поле базальта.

### *Тренды вулканических пород на диаграмме $CaO/Al_2O_3$ – Mg#*

Обособление остаточного расплава внутри лавового слоя происходит на фоне снижающейся температуры, сопровождающейся выделением кристаллических фаз и концентрированием расплавного материала с участием флюидов. Из расплавов выделяются минеральные фазы: оливин, титанавгит и плагиоклаз. Оливин кристаллизуется на ликвидусе поднимающегося с глубины расплава с относительным снижением в нем магнезиального числа Mg# = $Mg/(Mg+Fe^{2+})$, атомные количества при коррекции $Fe^{3+} = 0.15Fe_{общ}$. Плагиоклаз не содержит Mg и Fe, но отделение Ca-плагиоклаза выражается в снижении отношения $CaO/Al_2O_3$. Роль оливина и плагиоклаза выявляется на диаграмме $CaO/Al_2O_3$ – Mg# (рис. 7). Титанавгит содержит все оксиды, поэтому может внести искажения в тренды кристаллизации оливина и плагиоклаза.

Породы переходной фации лавового слоя Усть-Жомболокского покрова образуют отчетливый тренд снижения $CaO/Al_2O_3$ со слабым относительным снижением Mg#. Тренд соответствует котектике титанавгит+плагиоклаз, реализующейся при атмосферном давлении на ликвидусе трахибазальтового расплава. Он отражает контроль перераспределения компонентов совместной кристаллизацией титанавгита и плагиоклаза на ранней стадии периферического отвердевания базальтового слоя. Породы остаточного расплава лавовых слоев Усть-Жомболокского покрова сохраняют в основном соотношение $CaO/Al_2O_3$ – Mg# начала тренда. Исключение составляет единственная порода (обр. ВК-222) фации «трубы», характеризующаяся заметным эффектом фракционирования оливина (снижением Mg# без изменения отношения $CaO/Al_2O_3$). Тефрит ВК-223 отличается от других пород Усть-Жомболокского покрова низким значением Mg# при повышенном отношении $CaO/Al_2O_3$. Базальт хирбэсинской свиты района Орлика имеет высокое значение Mg# при максимальном отношении $CaO/Al_2O_3$.

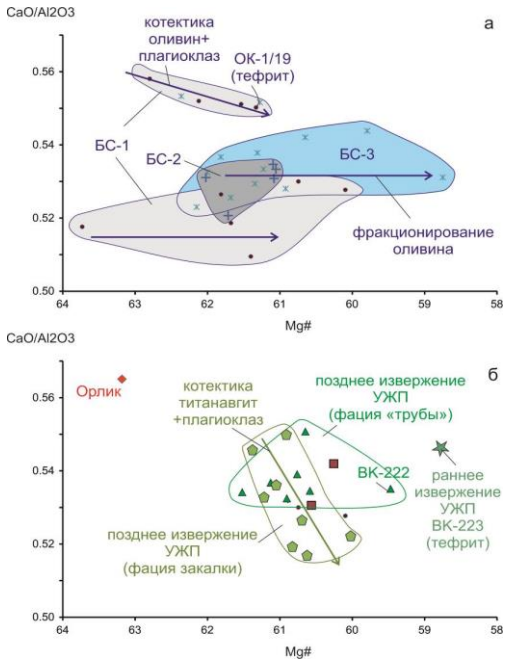


**Рис. 7.** Диаграмма $CaO/Al_2O_3$ – Mg# для предголоценовых вулканических пород северной части Окинского вулканического поля: *а* – осевая часть хр. Большой Саян; *б* – Окинская впадина. Магнезиальное число Mg# = $Mg/(Mg+Fe^{2+})$ рассчитывается в атомных количествах (а.к.) при коррекции $Fe^{3+} = 0.15Fe_{общ.}$ Усл. обозначения см. рис. 6.

**Fig. 7.** $CaO/Al_2O_3$ versus Mg# diagram for pre-Holocene volcanic rocks from the northern Oka volcanic field: *a* – axial part of the Great Sayan Range; *б* – Oka Basin. Magnesium number Mg# = $Mg/(Mg+Fe^{2+})$ is recalculated in atomic quantities with the correction $Fe^{3+} = 0.15Fe_{total}$. Symbols are as in Fig. 6.

В пост-хирбэсинских породах осевой части хр. Большой Саян различаются тренды фракционирования оливина, начинающиеся при повышенном и низком отношениях $CaO/Al_2O_3$. Тренд повышенного $CaO/Al_2O_3$ (0.55–0.56) отчетливо выражен в снижении Mg# от 63 до 61 котектической кристаллизацией оливина и Ca-плагиоклаза в породах гр. БС-1. Тренд низкого $CaO/Al_2O_3$ в общем соответствует фракционирования оливина с возрастанием этого отношения в породах гр. БС-1 от 0.51–0.52 до 0.53 при снижении Mg# от 64 до 60. Породы гр. БС-2 характеризует узкий диапазон $CaO/Al_2O_3$ (0.52–0.53) при узком диапазоне Mg# (61–62). В породах гр. БС-3 диапазон отношения $CaO/Al_2O_3$ расширяется (0.52–0.54) с образованием тренда

фракционирования оливина со значениями Mg# от 62 до 59. В образовании трендов, начинающихся от состава с низким $CaO/Al_2O_3$, возможно, существенную роль играет, наряду с кристаллизационной дифференциацией оливина, кристаллизационная дифференциация титанавгита. Тренд фации «трубы» (котектика титанавгит+плагиоклаз) в пост-хирбэсинских породах осевой части хр. Большой Саян не идентифицируется.

Поскольку в предголоценовых породах плагиоклаз включается в авгит-плагиоклазовую и оливин-плагиоклазовую котектическую кристаллизацию, на рис. 8 приводится диаграмма $CaO/Al_2O_3$ – Sr. Вулканические породы гр. БС-1 хр. Большой Саян с низким отношением $CaO/Al_2O_3$ имеют концентрации Sr в интервале 510–650 мкг/г. В породах этой же группы с высоким отношением $CaO/Al_2O_3$ концентрация Sr возрастает до интервала 680–710 мкг/г. Группы БС-2 и БС-3 имеют промежуточные значения этих показателей. Фигуративные точки пород Окинской впадины частично попадают в фигуративные поля пород хр. Большой Саян. Тефрит ВК-223 раннего вулканического извержения Усть-Жомболокского поля обогащен стронцием (Sr=744 мкг/г). В породах позднего извержения в группе переходной фации (авгит-плагиоклазовой котектики) наблюдается в основном слегка повышенная концентрация Sr (650–670 мкг/г), в двух образцах этой группы (Zhb-22-24 и Zhb-23-24) концентрация Sr снижается. В породах позднего извержения в группе фации «трубы» концентрация Sr в целом ниже. В базальте хирбэсинской свиты района Орлика концентрация Sr существенно выше, чем в предголоценовых породах (1119 мкг/г).

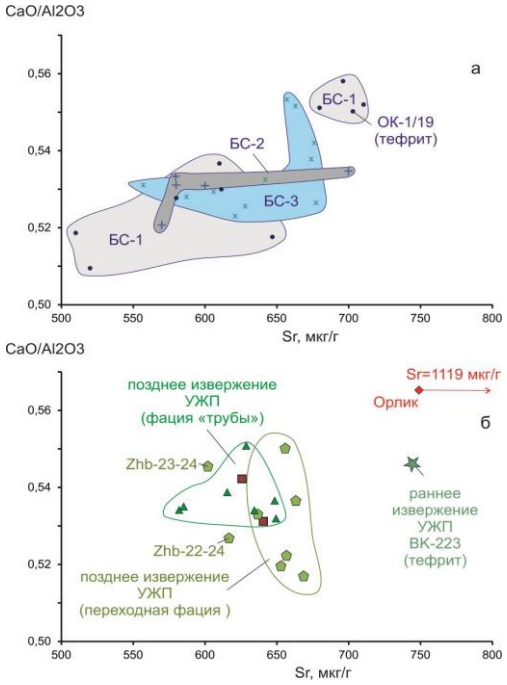


**Рис. 8.** Диаграмма $CaO/Al_2O_3$ – Sr для предголоценовых вулканических пород северной части Окинского вулканического поля: *а* – осевая часть хр. Большой Саян; *б* – Окинская впадина. Усл. обозначения см. рис. 6.

**Fig. 8.** $CaO/Al_2O_3$ versus Sr diagram for pre-Holocene volcanic rocks from the northern Oka volcanic field: *a* – axial part of the Great Sayan Range; *б* – Oka Basin. Symbols are as in Fig. 6.

### *Группирование вулканических пород по концентрациям Ba, Sr, K и Rb*

При обосновании легенды Восточно-Саянской серии геологических карт в качестве критериев выделения вулканических стратиграфических единиц верхнего кайнозоя использовалась возрастная смена геохимических характеристик вулканических пород. В качестве эффективного параметра группирования разновозрастных пород по составу использовались содержания Ba и Sr (рис. 9).

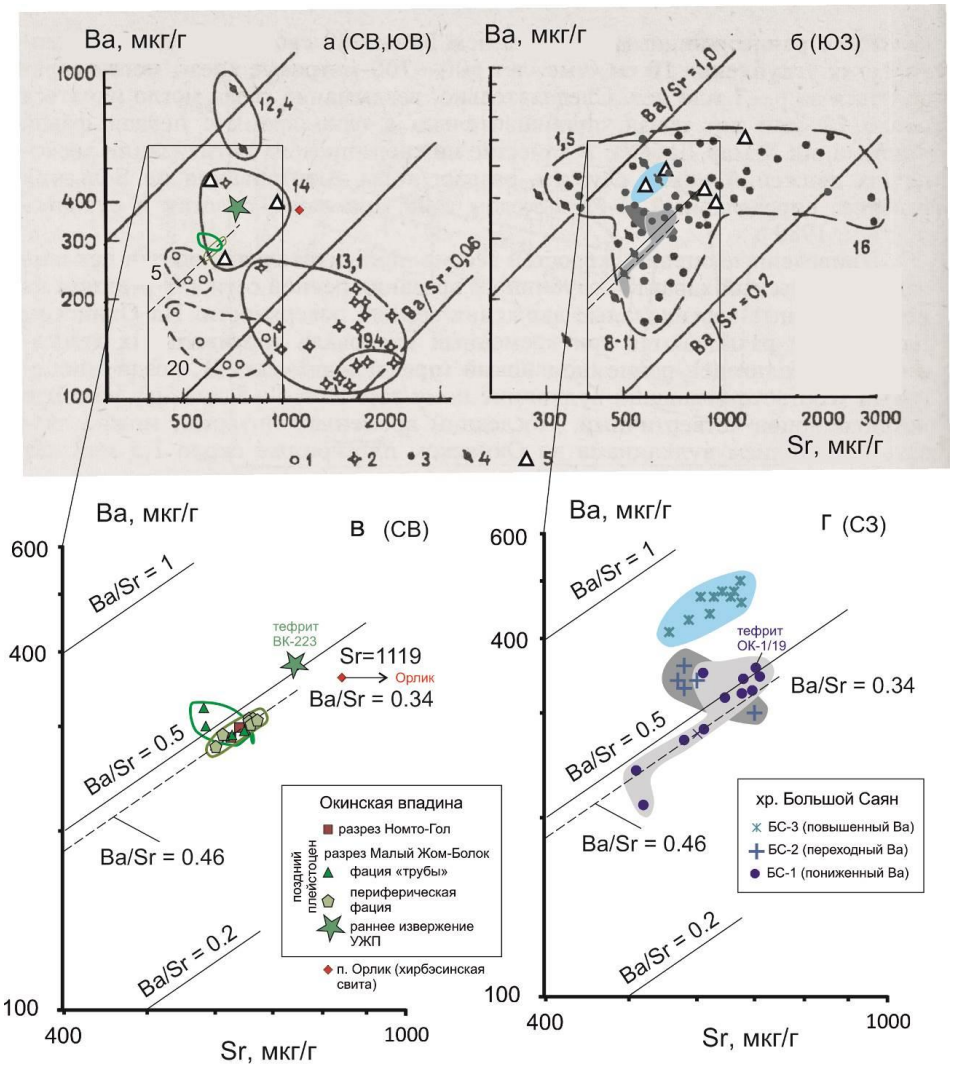


**Рис. 9.** Диаграммы Ba – Sr для базальтов Окинского вулканического поля. *а* – СВ, ЮВ секторов всего позднего кайнозоя; *б* – то же его ЮЗ сектора; *в* – СВ сектора от плиоцена до конца плейстоцена; *г* – СЗ сектора конца плейстоцена. На панелях *а* и *б*: *1* – базальты разреза В (рис. 1); *2* – щелочные базальты из разрезов А, Б, Г (рис. 1); *3* – щелочные базальты из разрезов Л, М, Н и П (рис. 1); *4* – андезибазальты и кварц-нормативные толеиты из разных разрезов; *5* – тефриты из разных разрезов. На панели *в* различаются две группы базальтов из разреза Малый Жом-Болок: одна представлена породами из нижней части вулканического покрова, другая – из верхней части. Показан состав базальта хирбэсинской свиты в долине Оки у пос. Орлик. На панели *г* различаются группы 1, 2 и 3 пост-хирбэсинских базальтов долины р. Жом-Болок и вулканов пади Хи-Гол. Панели *а* и *б* из монографии (Рассказов, 1993), на панели *в* используются новые данные авторов, на панели *г* – данные из работы (Ярмолюк и др., 2003). Содержания Ba и Sr в работе (Рассказов, 1993) определялись методом спектрального анализа.

**Fig. 9.** Ba versus Sr diagrams for basalts of the Oka volcanic field. *а* – NE, SE sectors of the entire late Cenozoic; *б* – the same for its SW sector; *в* – NE sector from the Pliocene to the pre-Holocene; *г* – NW sector of the pre-Holocene. In panels *а* and *б*: *1* – basalts of section B (Fig. 1); *2* – alkali basalts from sections А, Б, Г (Fig. 1); *3* – alkali basalts from sections Л, М, Н, and П (Fig. 1); *4* – basaltic andesites and quartz-normative tholeiites from different sections; *5* – tephrites from different sections. In panel *в*, two groups of basalts from the Malyi Zhom-Bolok section are distinguished: one is represented by rocks from the lower part of the volcanic cover, another one – from the upper part. The composition of basalt of the Khirbes Formation in the Oka River valley near the Orlik village is shown. Panel *г* distinguishes groups 1, 2, and 3 of the post-Khirbes basalts from the Zhom-Bolok River valley and the volcanoes of the Khi-Gol valley. Panels *а* and *б* are from the monograph (Rasskazov, 1993), panel *в* uses new data

of the authors, and panel *г* uses data from (Yarmolyuk et al., 2003). The Ba and Sr contents in (Rasskazov, 1993) were determined by spectral analysis.

В СВ и ЮВ секторах Окинского вулканического поля базальты сорокской свиты (возраст 20–19 млн лет) обогащены стронцием и обеднены барием. В более молодых базальтах хирписинской и хирбэсинской свит (возраст 14–5 млн лет) содержание бария возрастает с относительным снижением содержания стронция.

В ЮЗ части Окинского плоскогорья характер группирования пород по содержаниям Ba и Sr меняется от стратона к стратону. Базальты сорокской свиты (возраст 20–17 млн лет) обогащены и стронцием, и барием. В базальтах хирписинской свиты (возраст 11–8 млн лет) содержание стронция и бария снижается, а в базальтах хирбэсинской свиты (возраст 1.5 млн лет) содержание бария возрастает при снижении содержания стронция.

В СВ секторе Окинского вулканического поля ключевое значение имеет состав пород хирписинской свиты возрастом около 14 млн лет. На диаграмме Ba–Sr фигуративное поле пород этого возраста находится между фигуративными полями пород той же территории с возрастом около 13 и 12 млн лет. Точки пород возрастной генерации 13 млн лет смещаются с понижением концентрации бария при возрастании стронция (к составу возрастом 19.4 млн лет в стратотипе сорокской свиты), а точки пород возрастом 12 млн лет, наоборот, смещаются с возрастанием концентрации бария при выдержанной концентрации стронция (рис. 9а).

С учетом выявленных пространственно-возрастных вариаций Ba и Sr в породах всего Окинского вулканического поля, пост-хирбэсинские источники магматических расплавов его северной части также разделяются по этим элементам.

Фигуративные точки предголоценовых вулканических пород Усть-Жомболокского покрова перекрывают фигуративное поле пород СВ сектора Окинского поля возрастом около 14 млн лет. В породах нижней части разреза вулканического покрова отношение Ba/Sr составляет около 0.34, а в породах верхней части разреза частично соответствует этому же значению, а частично возрастает до 0.6. Вулканические породы из разреза Номто-Гола имеют отношение Ba/Sr около 0.34. Лавовый поток хирбэсинской свиты в районе пос. Орлик существенно обогащен стронцием (рис. 9в).

Фигуративные точки предголоценовых вулканических пород Большого Саяна перекрывают составы возрастного тренда 8–11 млн лет (рис. 8б) и разделяются на группы с варьирующими концентрациями Ba при узком диапазоне Sr (рис. 9г). Группа 1 частично сопоставляется по концентрациям Ba и Sr с породами Усть-Жомболокского покрова и частично имеет более низкие концентрации этих элементов при выдержанном отношении Ba/Sr=0.34.

Подобно распределению Ba и Sr трахибазальтов группы БС-1 (хр. Большой Саян) и Усть-Жомболокского покрова, концентрации K и Rb этих пород территорий также сопоставимы. Группы БС-2 и БС-3 (хр. Большой Саян) заметно смещены от них с возрастанием отношения Ba/Rb и снижением отношения K/Ba. Повышение Ba относительно Sr и относительно K и Rb свидетельствует об образовании выплавок под хр. Большой Саян в амфибол-содержащем источнике (рис. 10). Породы Усть-Жомболокского покрова слегка смещены от составов, соответствующих мантийному направлению (OIB – MORB). Породы группы гр. БС-1 (хр. Большой Саян) продвинуты от мантийного направления дальше и, следовательно, должны содержать в источнике больше амфибола.

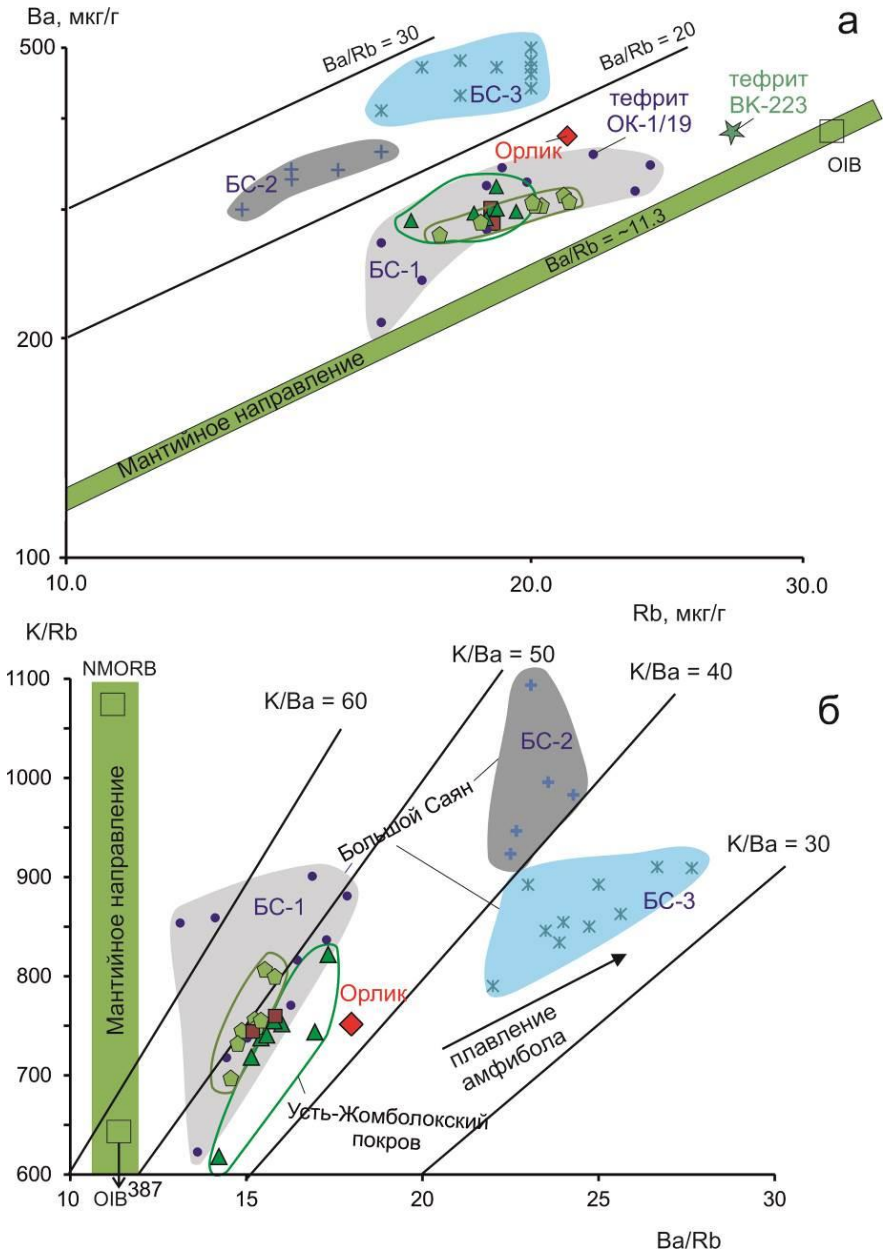


**Рис. 10.** Диаграммы Ba – Rb (*а*) и K/Rb – Ba/Rb (*б*) для базальтов Окинского вулканического поля. Условные обозначения см. рис. 6.

**Fig. 10.** Ba versus Rb (*a*) and K/Rb versus Ba/Rb (*б*) diagrams for basalts from the Oka volcanic field. Symbols are as in Fig. 6.

### *Обсуждение*

В обсуждении полученных данных мы сначала сосредоточим внимание на характере дифференциации расплава в переходной фации лавовых потоков Окинской впадины, затем аргументируем происхождение предголоценовых магм северной части Окинского вулканического поля из материала, обедненного комплементарно средней и нижней земной коре в области коромантийного перехода и подстилающей мантии, поставим вопрос о переходе от источников, содержащих амфибол и гранат к безгранатовым менее амфиболизированным источникам предголоценовых извержений на этой территории в контексте общей латеральной смены очагов плавления под высокими горными хребтами и впадинами БРС и, наконец, сделаем акцент на значении предголоценового импульса

поступления глубинных базальтовых магм в контексте вулканизма позднего плейстоцена и голоцена БРС.

### *Дифференциация расплава в переходной фации лавовых потоков Окинской впадины*

Итак, при опробовании внутренних обнаженных частей лавовых потоков Окинской впадины выявлены внутренняя фация остаточного расплава в трубоподобном канале и переходная фация, в которой состав расплава меняется вследствие кристаллизационнной дифференциации при одной атмосфере вдоль котектики плагиоклаз+титанавгит. Образование титанавгит–плагиоклазового (безоливинового) парагенезиса было установлено в эссекситовых линзах лавовой толщи сорокской свиты в разрезе Ехэ-Хэйрэгтэ СЗ сектора Окинского вулканического поля (разрез Б на рис. 1). Толщина эссекситовых линз превышает здесь 2 м. Отношение $CaO/Al_2O_3$ в эссекситах повышено (0.60–0.717) при низком содержании MgO (4.34–4.35 мас. %). В плагиоклазе концентрируется Sr. Вмещающие лавы сорокской свиты имеют базальт-трахибазальтовый состав при содержании суммы щелочей ($Na_2O+K_2O$) от 3.3 до 5.6 мас.%. Концентрация Sr достигает в этих породах 2100 мкг/г, а в эссекситовых линзах несколько снижается (до 1200 мкг/г). В кровле 2-метровой линзы, протягивающейся на несколько сот метров, обнаружены небольшие (мощность до 2 см) микросиенитовые линзочки, образовавшиеся вследствие флюидной концентрации материала, отделившегося от эссекситовой линзы. Содержание $SiO_2$ в микросиените – 54.58 мас.%, MgO – 0.75 мас.%, $Na_2O$ – 5.0 мас.%, $K_2O$ – 6.0 мас.%. Весьма показательно снижение концентрации Sr в микросиенитовой линзе до 150 мкг/г в результате концентрации этого элемента в плагиоклазе эссексита (Рассказов, 1993).

В предголоценовых лавовых слоях Окинской впадины наблюдается подобный процесс флюидной дифференциации расплавов переходной фации из единой излившейся однородной порции материала позднего извержения. Кристаллизация этого минерального парагенезиса в отвердевающей стенке переходной зоны лавового слоя между зоной закалки и каналом остаточного расплава сопровождается отделением флюида, обогащенного $SiO_2$. Этот флюид отделяется от активной переходной зоны, в которой зарождается процесс, реализовавшийся в образовании эссекситовых и микросиенитовых линз Ехэ-Хэйрэгтэ. Флюид в основном выходит через закаленную поверхность лавового слоя, но частично проникает также в остаточный расплав трубоподобного канала. В результате растворения флюида, подобного по составу микросиенитовой линзе Ехэ-Хэйрэгтэ, в остаточном расплаве лавовых слоев Окинской впадины возрастает $SiO_2$ одновременно со снижением Sr (рис. 11).

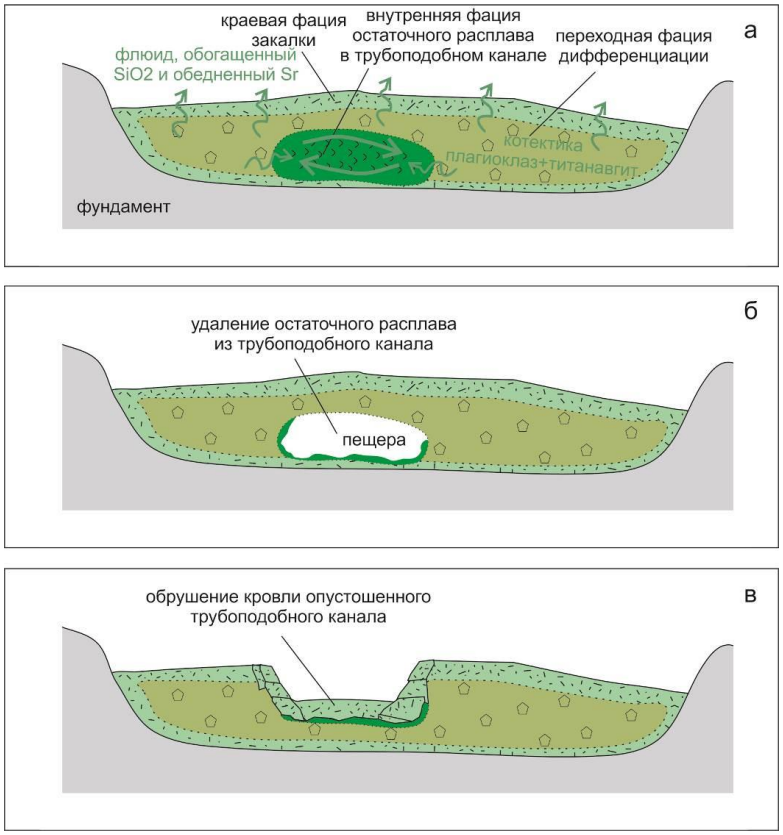


**Рис. 11.** Схема кристаллизационных фаций лавового слоя. После вулканического извержения во внутренней трубоподобной части лавового слоя обособляется остаточный расплав (*а*), который может частично или полностью удалиться в процессе отвердевания и дифференциации переходной фации (*б*), что ведет к обрушению кровли опустошенного трубоподобного канала (*в*).

**Fig. 11.** Schematic drawing of crystallization facies within a lava layer. After a volcanic eruption, residual melt is released in the inner pipe-like portion of the lava layer (*a*), which can be partially or completely removed during the solidification and differentiation of the transitional facies (*б*), resulting in collapse of a roof of the emptied pipe-like channel (*в*).

В закаленной поверхности потока компоненты могут частично удаляться во флюидной фазе, резко отделяющейся от расплава без дополнительного выделения кристаллических фаз. Если остаточный расплав удаляется из трубоподобного канала с обрушением его кровли, доступными для опробования остаются породы краевой фации закалки в обрушенных и не обрушенных частях поверхности лавового слоя.

### *Происхождение предголоценовых магм северной части Окинского вулканического поля из материала, обедненного комплементарно средней и нижней земной коре в области коромантийного перехода и подстилающей мантии*

На диаграмме Th/Yb – Ta/Yb фигуративные точки всех предголоценовых вулканических пород северной части Окинского вулканического поля смещены правее мантийного направления. Это смещение свидетельствует о проявлении тренда обеднения мантийных источников. Большее смещение точек пород гр. БС-1 хр. Большой Саян от мантийного направления, по сравнению с точками пород Усть-Жомболокского покрова, соответствует более обедненным источникам. Направление тренда обусловлено комплементарным отделением из мантийных источников обогащенных компонентов средней и нижней частей земной коры (рис. 12).

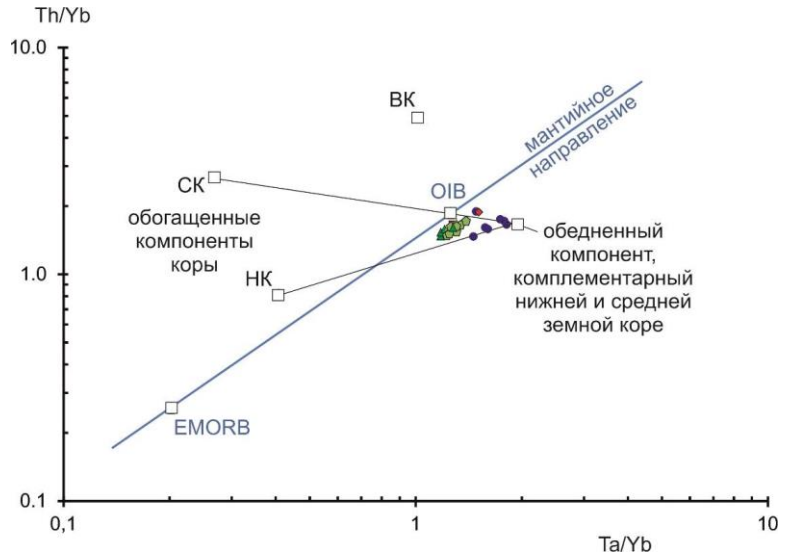


**Рис. 12.** Диаграмма Th/Yb – Ta/Yb для предголоценовых пород северной части Окинского вулканического поля. Условные обозначения см. рис. 6. Мантийное направление обозначают составы OIB и EMORB (Sun, McDonough, 1989). Составы нижней, средней и верхней коры (соответственно, НК, СК и ВК) из работы (Rudnick, Fountain, 1995). Для пород БС-2 и БС-3 (хр. Большой Саян) концентрации Th, Ta и Yb не определялись.

**Fig. 12.** Th/Yb versus Ta/Yb diagram for pre-Holocene rocks from the northern Oka volcanic field. Symbols are as in Fig. 6. The mantle direction is indicated by the OIB and EMORB compositions (Sun, McDonough, 1989). The compositions of the lower, middle, and upper crust (НК, СК, and ВК, respectively) are from (Rudnick, Fountain, 1995). For the БС-2 and БС-3 groups of rocks (Bolshoy Sayan Range), the concentrations of Th, Ta, and Yb were not determined.

Магматические расплавы вулканов Тарят-Чулутынского вулканического поля Центральной Монголии извергались около 50 и 9 тыс. лет назад из однородного OIB-подобного источника, который эпизодически активизировался на этом вулканическом поле начиная с 1.2 млн лет назад. В позднем кайнозое Центральной Монголии OIB-подобные источники, соответствующие мантийному направлению на диаграмме Th/Yb – Ta/Yb, были характерны для пород последних 10 млн лет Чулутынской зоны транстенсии, проявлявшей активность на Верхне-Чулутынском и Тарят-Чулутынском вулканических полях. На других позднекайнозойских полях Центральной Монголии породы отклонялись на диаграмме Th/Yb – Ta/Yb ниже мантийного направления, т.е., подобно предголоценовым породам северной части Окинского вулканического поля, они были производными из источников, комплементарно обедненных материалом земной коры (Чувашова и др., 2022).

Мы обращаем внимание на различие источников финального вулканизма северной части Окинского вулканического поля и Чулутынской зоны Центральной Монголии: вовлечение в плавление материала обедненной литосферы в первой из них и проявление OIB-подобного материала – во второй.

### *Переход от амфибол-гранат-содержащих к менее амфиболизированным источникам предголоценовых извержений в северной части Окинского вулканического поля и общая латеральная смена очагов плавления под высокими горными хребтами и впадинами БРС*

Вариации бария, стронция, калия и рубидия в предголоценовых лавах хр. Большой Саян и Усть-Жомболокского покрова свидетельствуют об участии в плавлении амфибола (см. рис. 9, 10). Эти элементы находятся в начале ряда несовместимости элементов к пиролитовому модельному составу мантии (Sun, McDonough, 1989) и меняются

относительно состава пиролита, если в источнике присутствует амфибол.

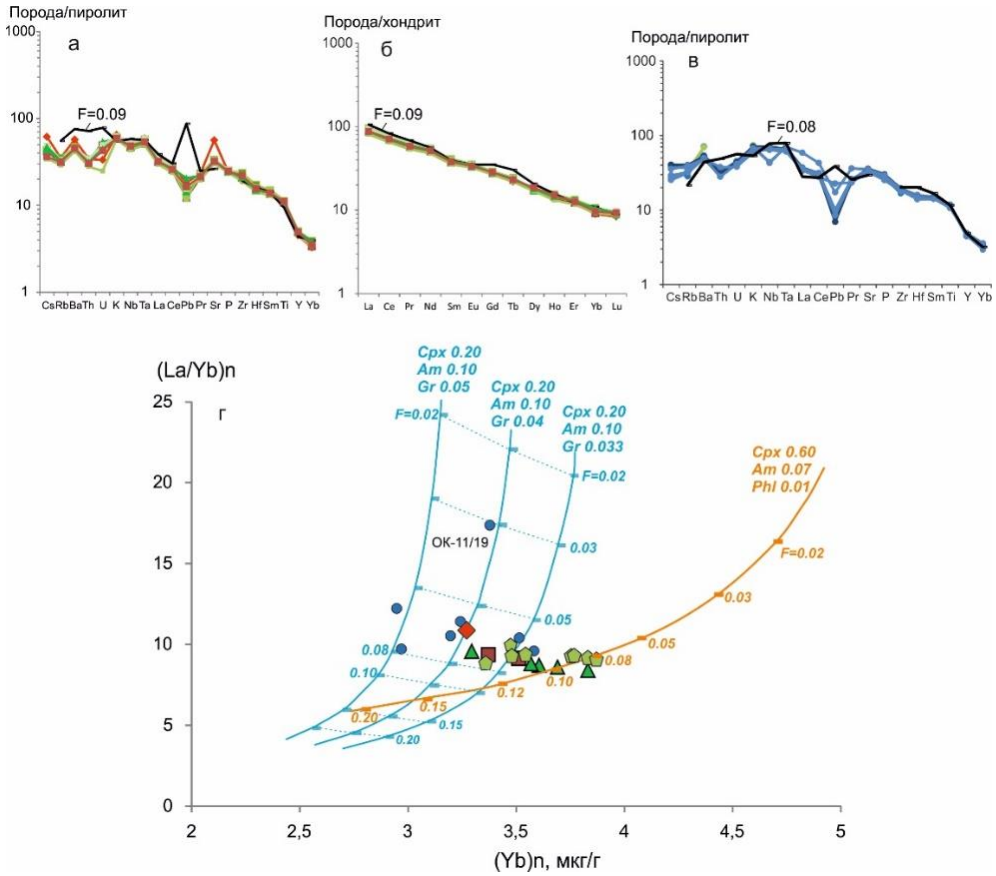


**Рис. 13.** Графики результатов микроэлементного моделирования источников предголоценовых вулканических пород северной части Окинского вулканического поля. Усл. обозначения предголоценовых вулканических пород см. рис. 6. Черными линиями на графиках *а–в* показаны модельные составы. Сравниваются составы предголоценовых пород и рассчитанных модельных составов, производных гранатсодержащего и безгранатового источников: *а*) несовместимые элементы вулканических пород Окинской впадины, нормированные к пиролиту, *б*) редкоземельные элементы, нормированные к хондриту в вулканических породах Окинской впадины, *в*) несовместимые элементы вулканических пород хр. Большой Саян, нормированные к пиролиту. На панели г показано распределение фигуративных точек вулканических пород относительно модельных кривых для трех вариантов гранатсодержащего источника с меняющимся содержанием граната и одного варианта безгранатового источника. В гранатсодержащем источнике вулканических пород хр. Большой Саян минимум в полтора раза больше амфибола и в 5 раз меньше клинопироксена, чем в безгранатовом источнике вулканических пород Окинской впадины. F – степень частичного плавления.

**Fig. 13.** Graphs of the results of trace element modeling of the sources of pre-Holocene volcanic rocks from the northern part of the Oka volcanic field. Symbols for pre-Holocene volcanic rocks are as in Fig. 6. The black lines in graphs *а–в* show the model compositions. The compositions of the pre-Holocene rocks are compared with the calculated model compositions derived from garnet-bearing and garnet-free sources: *а*) incompatible elements of volcanic rocks from the Oka Basin, normalized to pyrolite, *б*) rare earth elements, normalized to chondrite in volcanic rocks from the Oka Basin, *в*) incompatible elements of volcanic rocks of the Great Sayan Range, normalized to pyrolite. Panel *г* shows the distribution of data points of volcanic rocks relative to model curves for three versions of a garnet-bearing source with varying garnet content and one version of a garnet-free source. The garnet-bearing source of volcanic rocks from the Great Sayan Range contains at least one and a half times more amphibole

and five times less clinopyroxene than the garnet-free source of volcanic rocks from the Oka Basin. F is the degree of partial melting.

На рис. 13 и 14 иллюстрируются результаты расчета процесса образования магматического расплава в источнике по модели равновесного плавления (Shaw, 1970) с коэффициентами распределения минерал/расплав и составами минералов, использованными в статье по вулканизму ЮВ Монголии (Rasskazov et al., 2025). Микроэлементный состав источника принимается на основе пиролита с добавлением средних содержаний клинопироксена, граната, амфибола и флогопита в мантийных ксенолитах из базальтов БРС (кроме базальтов Бартойской группы вулканов, данные из работ Ащепков и др., 2003; Ionov et al., 1997; Litasov et al., 2000; Ashchepkov et al., 2011). Содержание Ta в амфиболе рассчитывается на основе содержания Nb и соотношения Nb/Ta, содержания Th и U в амфиболе используется из работы (Zheng et al., 2006). Содержание минералов в модельных источниках приводится в табл. 1.

Таблица 1

**Минеральный состав магматических источников базальтов Окинского вулканического поля по данным микроэлементного моделирования**

Table 1

**Mineral composition of magmatic sources for basalts of the Oka volcanic field according to trace-element partial-melting modeling**

| Минерал | Окинская впадина | | Осевая часть хр. Большой Саян | |
|---|---|---|---|---|
| | Доля в источнике | Доля в плавящемся материале | Доля в источнике | Доля в плавящемся материале |
| Ol | 0.12 | 0.24 | 0.417–0,44 | 0.45 |
| Opx | 0.20 | 0.10 | 0.25 | 0.10 |
| Cpx | 0.60 | 0.60 | 0.20 | 0.25 |
| Grt | нет | нет | 0.033–0,05 | 0.05 |
| Amph | 0.07 | 0.05 | 0.10 | 0.15 |
| Phl | 0.01 | 0.01 | нет | нет |
| Степень плавления | 8–12 % | | 3–9 % | |

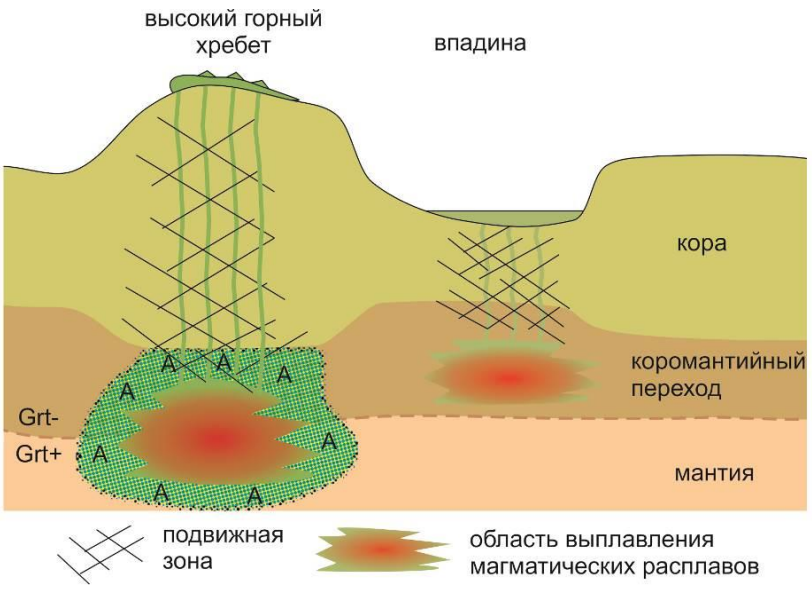


**Рис. 14.** Схема генерации магм в малоглубинном источнике под впадиной и более глубинном под высоким горным хребтом. Под впадиной вовлекается в плавление слабо амфиболизированный безгранатовый материал коромантийного перехода, под высоким горным хребтом –

амфиболизированный (А) материал не только безгранатовой зоны коромантийного перехода, но и гранатсодержащей мантии.

**Fig. 14.** Schematic drawing of magma generation in a shallow source beneath a basin and a deeper source beneath a high mountain ridge. Beneath the basin, slightly amphibolized garnet-free material of the crust–mantle transition is involved in melting; beneath the high mountain range, amphibolized (A) material from the both garnet-free zone of the crust-mantle transition and garnet-bearing mantle is involved in melting.

На диаграмме (La/Yb)n – (Yb)n точки составов базальтов Окинской впадины располагаются на тренде повышения содержания Yb при почти неизменном значении La/Yb. Такое положение точек выплавок – приблизительно постоянное соотношение легких и тяжелых РЗЭ при существенном изменении содержания тяжелых РЗЭ – характерно для плавления безгранатовых источников. Максимальная доля амфибола в модельном источнике базальтов Окинской впадины, исходя из содержания в них несовместимых микроэлементов, таких как Rb, Ba, K, Nb, Ta, Zr, Hf, не превышает 7 %. Сравнительно крутой наклон нормированных спектров РЗЭ базальтов Окинской впадины в такой модели обеспечивается плавлением клинопироксена, а не амфибола или граната.

В гранатсодержащем источнике вулканических пород гр. БС-1 хр. Большой Саян содержится минимум в полтора раза больше амфибола, чем в безгранатовом источнике вулканических пород Окинской впадины. Из-за отсутствия данных по микроэлементам, источники вулканических пород групп БС-2 и БС-3 не моделируются. Содержание амфибола в источниках пород этих двух групп должно быть еще выше, поскольку породы обогащены барием и имеют высокие отношения Ba/Rb и K/Rb (см. рис. 9, 10). Кроме того, базальты Окинской впадины образовались при более высоких степенях частичного плавления, чем вулканические породы хребта Большой Саян.

Тренд от малоглубинного (безгранатового) источника к более глубинному (гранатсодержащему) реализовался в Камарско-Становой зоне транстенсии (юго-западное побережье Байкала) 18–12 млн лет назад. На вулкане Метео около 18.1 млн лет назад извергались выплавки высоких степеней плавления (F до 0.2) из обедненного литосферного безгранатового источника. Через 500 тыс. лет источник углубился под этим вулканом в гранатсодержащую мантию с уменьшением степени частичного плавления (F снилось до 0.08). В дальнейшем (в интервале 16–12 млн лет назад) на Култукском, Сухом и Быстринском вулканах обособились малоглубинные (безгранатовые) и глубинные (гранатсодержащие) источники (Рассказов и др., 2013).

Плавление амфибол-содержащего реститового материала на уровне гранатсодержащих мантийных парагенезисов под хр. Большой Саян и плавление материала, содержащего меньшее количество амфибола, на безгранатовом (менее глубинном) уровне коромантийного перехода под Окинской впадиной согласуется с общей тенденцией генерации базальтовых расплавов на юге Сибири под высокими горными хребтами из глубинных амфибол-содержащих источников и под впадинами – из малоглубинных источников без амфибола (Рассказов, 1985). Амфибол, встречающийся в составе родственных полиминеральных включений и мегакристаллов, имеет K–Ar датировки, слегка превышающие возраст вмещающих лав (например, Рассказов и др., 2000), что свидетельствует о развитии амфиболизации на неотектоническом этапе, в процессе роста высоких горных хребтов.

Исключение из правила «высокий горный хребет – амфиболсодержащий источник вулканизма» – Бартойская группа ранне-среднеплейстоценовых вулканов. Она находится в периферическом прогибе Байкальской рифтовой зоны, испытывающим относительное опускание в квартере, т.е. во время активности этих вулканов. Амфибол распространяется здесь в виде мегакристаллов и входит в состав полиминеральных кристаллических включений. Для включения зеленого амфиболового лерцолита р538/10 из пирокластических отложений вулкана Большого, извергавшегося 0.79 млн лет назад ($^{40}Ar/^{39}Ar$ возраст (Рассказов и др., 1996), получена K–Ar датировка 4 млн лет (измерения С.Б. Брандта

и И.С. Брандта в лаборатории изотопии и геохронологии ИЗК СО РАН). Судя по соотношению калия и радиогенного аргона, амфибол кристаллизовался под бартойскими вулканами в процессе плиоценового преобразования глубинных источников.

Здесь нужно отметить, однако, присутствие амфибола в древнем ксеногенном материале из пирокластических отложений бартойских вулканов. Для цирконового мегакристалла измерены соотношения изотопов Pb, соответствующие возрасту 282 млн лет (определение С.А. Бауринга в Массачусетском технологическом институте США). Такое значение характеризует возраст гранитов территории Забайкалья. Древние изохронные даты были получены также в Rb–Sr и Sm–Nd изотопных системах полиминеральных включений из этого местонахождения (Ionov et al., 1992). Следовательно, глубинные включения местонахождения Бартойской группы вулканов относятся к категории частично чужеродных по отношению к вмещающим вулканическим породам. В отличие от новообразованного амфибол-содержащего материала под высокими горными хребтами, амфибол-содержащий материал под периферическим прогибом Байкальской рифтовой зоны был унаследован от древнего литосферного субстрата.

### *Значение предголоценового импульса поступления глубинных базальтовых магм в контексте вулканизма позднего плейстоцена и голоцена БРС*

Проявление пост-хирбэсинского вулканизма северной части Окинского вулканического поля приобретает особый смысл в сопоставлении с близкими по времени вулканическими проявлениями позднего плейстоцена – голоцена в других районах БРС.

Датирование вулканических пород Тарятской впадины Центральной Монголии U-Th методом и методом $^{14}C$ показало извержение около 50 тыс. лет назад вулканов Однобокий, Лиственничный и Сосновый, насаженных на субширотных разрыв, а около 9 тыс. лет назад – вулкана Хорго, который контролировался разрывом северо-восточного простирания. Сменившийся контроль вулканических извержений воспринимается как прообраз сейсмоактивной структуры субмеридиональной Чулутынской зоны с правосторонней транстенсией.

Определение геохимических характеристик вулканических пород выявило отчетливую временную смену компонентов вулканических пород тефритового и тефрифонолитового состава Тарят-Чулутынского вулканического поля на уровне мантийных источников. От извержений 50 тыс. лет назад к извержениям около 9 тыс. лет назад возросла степень частичного плавления мантийных источников (Чувашова и др., 2007; Чувашова и др., 2022). По U–Th-изотопной систематике вулканических пород глубинная динамика области плавления в Восточных Саянах определялась накоплением и стаиванием мощных ледовых покровов, тогда как в Центральной Монголии какое-либо влияние ледников на плавление отсутствовало (Рассказов и др., 2014).

Наиболее молодая вулканическая постройка Улуг-Арга Восточно-Тувинского поля имеет K–Ar и U–Th оценки возраста около 50 тыс. лет (Ярмолюк и др., 1999; Рассказов и др., 2014), т.е. образовалась приблизительно в одно время с субширотной линией вулканов Тарят-Чулутынского поля: Однобокий, Лиственничный и Сосновый.

В предголоценовое время в северо-восточной части БРС, на хр. Удокан, извергались базальты трещинного вулкана Сыни и плагиоклазовые трахиты вулкана Трахитового в условиях растяжения земной коры в направлении северо-восток – юго-запад. В сущности, подъем глубинных расплавов из мантии на хр. Удокан реализовался 14–12 тыс. лет назад в условиях особого тектонического контроля, отличающегося от современного деформационного состояния земной коры. Направление действующих сил изменилось на современное около 9 тыс. лет назад. С этого времени земная кора растягивалась в направлении северо-запад – юго-восток. Извергались более дифференцированные трахитовые расплавы вулканов Аку, Долинный и Чепе, не связанные с подпиткой глубинными мантийными расплавами. На этих вулканах вскрывался внутрикоровых очаг магмы (Рассказов, 1999; Чувашова и др., 2007).

В северной части Окинского вулканического поля извергались только глубинные магматические расплавы, производные мантии и коромантийного перехода. Предголоценовое поступление глубинных магм на востоке и западе БРС могло быть синхронным. В связи с предголоценовым поступлением мантийных базальтовых магм на хр. Удокан и отсутствием более поздней глубинной подпитки голоценовый возраст вулканов и потоков в осевой части хр. Большой Саян (в случае, если он будет обоснован) приобретет особый смысл продолжающейся глубинной подпитки под этим горным сооружением. Переходу от малоглубинной магмогенерации под Окинской впадиной к более глубинной под хр. Большой Саян сопутствуют продвинутые процессы флюидного преобразования источников с развитием амфиболизации. Усиление роли плавления материала за счет водных флюидов может способствовать продлению активного вулканизма на хр. Большой Саян, по сравнению с вулканизмом Окинской впадины, по аналогии с общим флюидным продлением извержений в Восточной Азии относительно предголоценового импульса Внутренней Азии (Чувашова и др., 2007).

### *Заключение*

Предголоценовые трахибазальты и тефриты Усть-Жомболокский лавоовового покрова в Окинской впадине относятся к СВ сектору Окинского вулканического поля, тогда как одновозрастные и близкие по составу лавовые потоки и шлаковые конусы верховьев р. Жом-Болок и пади Хи-Гол в осевой части хр. Большой Саян – к СЗ сектору этого поля. Породы этих территорий разделены между собой Шарзакской моренной перемычкой и были производными местных центров извержений. Исходя из различия структурных условий вулканизма территорий, проведены сравнительные исследования глубинных источников вулканизма осевой части высокого горного хребта и впадины. По результатам микроэлементного моделирования выявлено плавление амфибол-содержащего реститового материала на уровне гранатсодержащих мантийных парагенезисов под хр. Большой Саян и плавление материала с меньшим количеством амфибола на безгранатовом (менее глубинном) уровне коромантийного перехода под Окинской впадиной. Такая пространственная смена источников согласуется с общей тенденцией генерации базальтовых расплавов на юге Сибири под высокими горными хребтами из амфибол-содержащих источников и под впадинами – из источников без амфибола.

По морфологии поверхности лавовых слоев обеих территорий предполагается концентрирование остаточных расплавов в трубоподобных каналах с последующим удалением из них и обрушением кровли. В обнажениях Усть-Жомболокского лавоовового покрова Окинской впадины выявляется тренд снижения $CaO/Al_2O_3$ со слабым относительным снижением Mg# пород переходной фации, отражающим контроль перераспределения компонентов совместной кристаллизацией титанавгита и плагиоклаза на ранней стадии периферического отвердевания базальтового слоя. В породах остаточного расплава в трубоподобных каналах лавовых слоев Усть-Жомболокского покрова повышается $SiO_2$ и снижается Sr. В осевой части хр. Большой Саян доступны для опробования верхние закаленные части неэродированных лавовых потоков. Здесь различаются два тренда фракционирования оливина: 1) с участием Ca-плагиоклаза (с повышенным $CaO/Al_2O_3$) и 2) без участия Ca-плагиоклаза (с низким $CaO/Al_2O_3$) – предположительно, с участием титанавгита. Тренд фации «трубы» (котектика титанавгит+плагиоклаз с варьирующим $CaO/Al_2O_3$ при узком диапазоне Mg#) в породах осевой части хр. Большой Саян не идентифицируется.

### *Благодарности*

Настоящая работа является продолжением исследований Жом-Болокского лавового покрова с участием студентов геологического факультета ИГУ и школьников Орликской средней школы Окинского района (Рассказов

и др., 2024, 2025). Работы были организованы директором школы Б.Д. Шарастепановым и зам. директора по воспитательной работе А.П. Папаевым. Для измерений микроэлементов использовался масс-спектрометр Agilent 7500ce ЦКП «Ультрамикроанализ» Лимнологического института СО РАН, г. Иркутск (измерения А.П. Чебыкина). Петрогенные оксиды пород определялись химиками–аналитиками Г.В. Бондаревой и М.М. Самойленко, микроэлементы – Е.В. Сараниной в ИЗК СО РАН.

**Литература**


Адамович А.Ф., Гросвальд М.Г., Зоненшайн Л.П. Новые данные о вулканах Кропоткина и Перетолчина // Мат-лы по региональной геологии. 1959. Вып. 5. С. 79–90.

Ащепков И.В., Травин А.В., Сапрыкин А.И., Андре Л., Герасимов П.А., Хмельникова О.С. О возрасте ксенолитсодержащих базальтов и мантийной эволюции в Байкальской рифтовой зоне // Геология и геофизика. 2003. Т. 44, № 11. С. 1162−1190.

Гросвальд М.Г. Развитие рельефа Саяно-Тувинского нагорья. М.: Наука, 1965. 167 с.

Киселев А. И., Медведев М. Е., Головко Г. А. Вулканизм Байкальской рифтовой зоны и проблемы глубинного магмообразования. Новосибирск: Изд-во «Наука», Сиб. отделение, 1979. 197 с.

Классификация магматических (изверженных) пород и словарь терминов. Рекомендации подкомиссии по систематике изверженных пород Международного союза геологических наук: Пер. с англ. М.: Недра, 1997. 248 с.

Кропоткин П.А. Поездка в Окинский караул // Записки Сибирского отделения Императорского Русского географического об-ва. 1867. Кн. 9/10. https://oldcancer.narod.ru/Geography/PAK-PvOk.htm

Медведев М.Е. Жом-Болокский поток базальтов и вулканы пади Хи-Гол в Восточном Саяне. Информационный бюллетень (1967–1968 гг.). Иркутск, 1970.

Обручев С.В., Лурье М.Л. Вулканы Кропоткина и Перетолчина в Восточном Саяне. Труды Лаборатории вулканов. Вып. 8. М.: Изд-во АН СССР, 1954.

Рассказов С.В. Магматизм Байкальской рифтовой системы. Новосибирск: ВО "Наука". Сибирская издательская фирма, 1993. 288 с.

Рассказов С.В. Среднеголоценовое изменение тектонических напряжений в вулканической зоне хребта Удокан, Восточная Сибирь // Вулканология и сейсмология. 1999. № 2. С. 70–74.

Рассказов С.В., Чувашова И.С. Вулканизм и транстенсия на северо-востоке Байкальской рифтовой системы. Новосибирск: Академическое изд-во «Гео», 2018. 383 с. ISBN 978-5-6041446-3-3

Рассказов С.В., Бовен А., Иванов А.В., Семенова В.Г. Среднечетвертичный вулканический импульс в Олекмо-Становой подвижной системе: 40Ar/39Ar датирование вулканитов Токинского Становика // Тихоокеанская геология, 2000, № 4. С. 19–28.

Рассказов С.В., Богданов Г.В., Медведева Т.И. К минералогии амфиболсодержащих глубинных включений из базальтов Тункинской впадины Байкальской рифтовой зоны // Записки Всесоюзного Минералогического общества. 1989б. Вып. 4. Ч. 118. С. 56–64.

Рассказов 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, 2000. 288 с.

Рассказов С.В., Снопков С.В., Папаев А.П., Парфенов Д.И., Петров Д.А., Хайдаков Б. По следам П.А. Кропоткина: Изучение юных базальтовых лав в районе Сайлагского водопада, Восточный Саян // Геология и окружающая среда. 2024а. Т. 4, № 2. С. 164–178. DOI 10.26516/2541-9641.2024.2.164

Рассказов С.В., Чебыкин Е.П., Чувашова И.С., Воднева Е.Н., Степанова О.Н. Оценка современной активности мантии Центральной Азии в ретроспективе четвертичных магматических событий: контроль плавления мантии накоплением и стаиванием ледников // Известия Иркутского госуниверситета. Серия Науки о Земле. 2014. Т. 8, № 2. С. 91–101.

Рассказов С.В., Чувашова И.С., Ясныгина Т.А., Фефелов Н.Н., Саранина Е.В. Калиевая и калинатровая вулканические серии в кайнозое Азии. Новосибирск: Академическое изд-во «ГЕО». 2012. 351 с.

Рассказов С.В., Чувашова И.С., Ясныгина Т.А., Фефелов Н.Н., Саранина Е.В.

Вулканические серии Южно-Хангайского плато – краевой структуры Хангайского орогена: преобразование источников кайнозойских базальтов мантии Дзабханского микроконтинента // Современная геодинамика и опасные природные процессы в Центральной Азии. Вып. 8. Труды X Российско-Монгольской конференции «Солнечно-земная физика и сейсмогеодинамика Байкало-Монгольского региона». Институт земной коры СО РАН, Институт солнечно-земной физики СО РАН, 2015. С. 75–86.

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 // Geodynamics & Tectonophysics. 2013. Vol. 4, No. 2. P. 135–168. doi:10.5800/GT2013420095.

Семенова В.Г., Соловьева Л.В., Владимиров Б.М. Глубинные включения в щелочных базальтоидах Токинского Становика. Новосибирск : Наука, Сиб. отд-ние, 1984. 119 с.

Сизых Ю.И. Общая схема химического анализа горных пород и минералов. Отчет. Институт земной коры СО АН СССР. Иркутск, 1985. 50 с.

Флоренсов Н.А. Мезозойские и кайнозойские впадины Прибайкалья. М.–Л.: Изд-во Академии наук СССР, 1960. 258 с.

Чувашова И.С., Рассказов С.В., Ясныгина Т.А. Трассирование потенциальной сейсмической структуры в Тарятской впадине Центральной Монголии вулканическими извержениями из OIB-подобного источника 50–9 тыс. лет назад // Геология и окружающая среда. 2022. Т. 2, № 4. С. 80–103. DOI 10.26516/2541-9641.2022.4.80

Чувашова И.С., Рассказов С.В., Ясныгина Т.А., Саранина Е.В., Фефелов Н.Н. Голоценовый вулканизм в Центральной Монголии и Северо-Восточном Китае: асинхронное декомпрессионное и флюидное плавление мантии // Вулканология и сейсмология. 2007. № 6. С. 19–45.

Ярмолюк В. В., Никифоров А. В., Иванов В. Г. Строение, состав, источники и механизм долинных излияний лавовых потоков Жом-Болок (голоцен, Южно-Байкальская вулканическая область) // Вулканология и сейсмология. 2003. № 5. С. 41–59.

Ясныгина Т.А., Маркова М.Е., Рассказов С.В., Пахомова Н.Н. Определение редкоземельных элементов, Y, Zr, Nb, Hf, Ta, Ti в стандартных образцах серии ДВ методом ИСП-МС // Заводская лаборатория. Диагностика материалов. 2015. Т. 81, № 2. С. 10–20.

Ashchepkov I.V., Andre L., Downes H., Belyatsky B.A. Pyroxenites and megacrysts from Vitim picrite-basalts (Russia): polybaric fractionation of rising melts in the mantle // J. Asian Earth Sciences. 2011. Vol. 42. P. 14−37. doi:10.1016/j.jseaes.2011.03.004

Ionov, D.A., Griffin, W.L., O'Reilly, S.Y. Volatile-bearing minerals and lithophile trace elements in the upper mantle // Chem. Geol. 1997. Vol. 141. P. 153–184. doi: 10.1016/S0009-2541(97)00061-2

Ionov D.A., Kramm U., Stosch H.-G. Evolution of the upper mantle beneath the southern Baikal rift zone: an Sr–Nd isotope study of xenoliths from the Bartoy volcanoes // Contrib. Miner. Petrol. 1992. Vol. 111. P. 235–247.

Le Bas M.J., Streckeisen A.L. The IUGS systematics of igneous rocks // J. Geol. Soc. London. 1991. Vol. 148. P. 825–833.

Litasov K.D., Foley S.F., Litasov Yu.D. 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. 2000. Vol. 54. P. 83−114. doi:10.1016/s0024-4937(00)00016-5

Rasskazov S.V., Chuvashova I.S., Yasnygina T.A., Saranina E.V. Late Cenozoic high and low temperature magma generation from primordial and age-modified mantle materials beneath Dariganga in Southeast Mongolia: Factors of mantle degassing and adiabatic upwelling // Geosystems and Geoenvironment. 2024. Vol. 3. 100295. doi: 10.1016/j.geogeo.2024.100295

Rudnick R.L., Fountain D.M. Nature and composition of the continental crust: a lower crustal perspective // Rewiewes of Geophysics. 1995. Vol. 33. P. 267−309. doi: 10.1029/95RG01302

Sun S.-S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes / Magmatism in the ocean basins // Geol. Soc. Spec. Publ. 42. 1989. P. 313−345. doi: 10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19

Zheng J., Griffin W.L., O'Reilly S.Y., Zhang M., Pearson N., Luo Zh. The lithospheric mantle beneath the southwestern Tianshan area, northwest China // Contrib. Mineral. Petrol. 2006. Vol. 151. P. 456−479. doi: 10.1007/s00410-006-0071-x

## References


Adamovich A.F., Grosvald M.G., Zonenshain L.P. New data on the Kropotkin and Peretolchin volcanoes // Materials on regional geology. 1959. Issue 5. P. 79–90.

Ashchepkov I.V., Andre L., Downes H., Belyatsky B.A. Pyroxenites and megacrysts from Vitim picrite-basalts (Russia): polybaric fractionation of rising melts in the mantle // J. Asian Earth Sciences. 2011. Vol. 42. P. 14−37. doi:10.1016/j.jseaes.2011.03.004

Ashchepkov I.V., Travin A.V., Saprykin A.I., Andre L., Gerasimov P.A., Khmelnikova O.S. Age of xenolith-bearing basalts and mantle evolution in the Baikal rift zone // Russian Geol. Geophys. 2003. No. 11. P. 1121–1149.

Chuvashova I.S., Alokla R., Rasskazov S.V. Clay infiltration into pores and caverns of Neogene basalts of the Eastern Sayan // Geology and Environment. 2021. Vol. 1, No. 1. P. 16–26. https://doi.org/10.26516/2541 -9641.2021.1.16

Chuvashova I.S., Rasskazov S.V., Yasnygina T.A. Tracing of a potential seismic structure in the Taryat Basin of Central Mongolia by volcanic eruptions from an OIB-Like Source at 50–9 Ka // Geology and Environment. 2022. Vol. 2, No. 4. P. 80–103. DOI 10.26516/2541-9641.2022.4.80

Chuvashova I.S., Rasskazov S.V., Yasnygina T.A., Saranina E.V., Fefelov N.N. Holocene volcanism in Central Mongolia and Northeast China: asynchronous decompression and fluid melting of the mantle // Volcanology and Seismology. 2007. No. 6. P. 19–45.

Classification of igneous rocks and glossary. Recommendations of the Subcommission on Taxonomy of Igneous Rocks of the International Union of Geological Sciences: Trans. from English. Moscow: Nedra, 1997. 248 p.

Devyatkin E.V. Geochronology of Cenozoic basalts of Mongolia and their relationship with the structures of the latest stage // Stratigraphy and Geological Correlation. 2004. Vol. 12, No. 2. P. 199–209.

Grosvald M.G. Development of the relief of the Sayan-Tuva Highlands. Moscow: Nauka, 1965. 167 p.

Florensov N.A. Mesozoic and Cenozoic basins of the Baikal region. Moscow–Leningrad: Publishing house of the USSR Academy of Sciences, 1960. 258 p.

Ionov, D.A., Griffin, W.L., O'Reilly, S.Y. Volatile-bearing minerals and lithophile trace elements in the upper mantle // Chem. Geol. 1997. Vol. 141. P. 153–184. doi: 10.1016/S0009-2541(97)00061-2

Ionov D.A., Kramm U., Stosch H.-G. Evolution of the upper mantle beneath the southern Baikal rift zone: an Sr–Nd isotope study of xenoliths from the Bartoy volcanoes // Contrib. Miner. Petrol. 1992. Vol. 111. P. 235–247.

Kiselev A.I., Medvedev M.E., Golovko G.A. Volcanism of the Baikal rift zone and problems of deep magma formation. Novosibirsk: Publishing house Nauka, Siberian Branch, 1979. 197 p.

Le Bas M.J., Streckeisen A.L. The IUGS systematics of igneous rocks // J. Geol. Soc. London. 1991. Vol. 148. P. 825–833.

Litasov K.D., Foley S.F., Litasov Yu.D. 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. 2000. Vol. 54. P. 83−114. doi:10.1016/s0024-4937(00)00016-5

Medvedev M.E. The Zhom-Bolok basalt flow and the Khi-Gol valley volcanoes in the Eastern Sayan mountains." Information Bulletin (1967–1968). Irkutsk, 1970.

Obruchev S.V., Lurye M.L. The Kropotkin and Peretolchin volcanoes in the Eastern Sayan mountains // Proceedings of the Volcano Laboratory. Issue 8. Moscow: Publishing House of the USSR Academy of Sciences, 1954.

Rasskazov S.V. Magmatism of the Baikal rift system. Novosibirsk: Nauka Siberian Publishing Company, 1993. 288 pp.

Rasskazov S.V. Middle Holocene change in tectonic stresses in the volcanic zone of the Udokan Range, Eastern Siberia // Volcanology and Seismology. 1999. No. 2. P. 70–74.

Rasskazov S.V., Chuvashova I.S. Volcanism and transtension in the northeastern Baikal Rift System. Novosibirsk, Academic Publishing House «GEO», 2018. 384 p.]. doi: 10.21782/B978-5-6041446-3-3

Rasskazov S.V., Bogdanov G.V., Medvedeva T.I. On mineralogy of amphibole-bearing deep-seated inclusions from basalts of the Tunka basin in the Baikal rift zone // Notes of the All-Soviet-Union Mineralogical Society. 1989b. Vol. 118, No. 4. P. 56–64.

Rasskazov S.V., Chebykin E.P., Chuvashova I.S., Vodneva E.N., Stepanova O.N. Assessment of

modern activity of the Central Asian mantle in retrospect of Quaternary magmatic events: control of mantle melting by accumulation and melting of glaciers // Bulletin of Irkutsk State University. Earth Sciences Series. 2014. Vol. 8, No. 2. P. 91–101.

Rasskazov S.V., Chuvashova I.S., Yasnygina T.A., Fefelov N.N., Saranina E.V. Potassic and potassic-sodic volcanic seires in the Cenozoic of Asia. Novosibirsk: Academic Publishing House “GEO”. 2012. 351 p.

Rasskazov S.V., Chuvashova I.S., Yasnygina T.A., Fefelov N.N., Saranina E.V. Volcanic series from the south Hangay Plateau – marginal structure of the Hangay orogen: reformation of sources for Cenozoic basalts in the mantle of the Dzabkhan microcontinent. Modern geodynamics and hazardous natural processes in Central Asia. Issue 8. Proceedings of the X Russian-Mongolian Conference "Solar-terrestrial physics and seismogeodynamics of the Baikal-Mongolian region". Institute of the Earth's Crust SB RAS, Institute of Solar-Terrestrial Physics SB RAS, 2015. P. 75–86.

Rasskazov S.V., Chuvashova I.S., Yasnygina T.A., Saranina E.V. Late Cenozoic high and low temperature magma generation from primordial and age-modified mantle materials beneath Dariganga in Southeast Mongolia: Factors of mantle degassing and adiabatic upwelling // Geosystems and Geoenvironment. 2024. Vol. 3. 100295. doi: 10.1016/j.geogeo.2024.100295

Rasskazov S.V., Logatchev N.A., Brandt I.S., Brandt S.B., Ivanov A.V. Geochronology and geodynamics of the late Cenozoic (Southern Siberia – South and East Asia). Novosibirsk: Nauka, 2000. 288 p.

Rasskazov S.V., Snopkov S.V., Papaev A.P., Parfenov D.I., Petrov D.A., Khaidakov B. In the footsteps of P.A. Kropotkin: Study of young basaltic lavas in the area of the Sailag waterfall, Eastern Sayans // Geology and Environment. 2024a. Vol. 4, No. 2. P. 164–178. DOI 10.26516/2541-9641.2024.2.164

Rasskazov S.V., Yasnygina T.A., Chuvashova I.S., Mikheeva E.A., Snopkov S.V. 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. 2013. Vol. 4, No. 2. P. 135–168. doi:10.5800/GT-2013-4-2-0095

Rudnick R.L., Fountain D.M. Nature and composition of the continental crust: a lower crustal perspective // Reviews of Geophysics. 1995. Vol. 33. P. 267−309. doi: 10.1029/95RG01302

Sizykh Yu.I. Complex scheme of the chemical analysis of rock and mineral samples. Institute of the Earth’s Crust, SB RAS, Irkutsk, 1985. 50 p.

Sun S.-S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes / Magmatism in the ocean basins // Geol. Soc. Spec. Publ. 42. 1989. P. 313−345. doi: 10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19

Yarmolyuk V.V., Lebedev V.I., Arakelyants M.M. Lebedev V.A., Prudnikov S.G., Sugorakova A.M., Kovalenko V.I. Volcanism of Eastern Tuva: chronology of volcanic events based on K–Ar dating // Doklady Earth Sciences. 1999. Vol. 368, No. 7. P. 207–211.

Yarmolyuk V.V., Nikiforov A.V., Ivanov V.G. Structure, composition, sources and mechanism of valley outpourings of lava flows of Zhom-Bolok (Holocene, South Baikal volcanic region) // Volcanology and Seismology. 2003. No. 5. P. 41–59.

Yasnygina T.A., Markova M.E., Rasskazov S.V., Pakhomova N.N. Determination of rare earth elements, Y, Zr, Nb, Hf, Ta, and Th in geological reference materials of the DV series by ICP-MS // Zavodskaya Laboratoriya. Diagnostika materialov. 2015. Vol. 81, No. 2. P. 10–20.

Zheng J., Griffin W.L., O’Reilly S.Y., Zhang M., Pearson N., Luo Zh. The lithospheric mantle beneath the southwestern Tianshan area, northwest China // Contrib. Mineral. Petrol. 2006. Vol. 151. P. 456−479. doi: 10.1007/s00410-006-0071-x

***Рассказов Сергей Васильевич,***

*доктор геолого-минералогических наук, профессор,*

*664025, Иркутск, ул. Ленина, д. 3,*

*Иркутский государственный университет, геологический факультет,*

*заведующий кафедрой динамической геологии,*

*664033, Иркутск, ул. Лермонтова, д. 128,*

*Институт земной коры СО РАН,*

*заведующий лабораторией изотопии и геохронологии,*

*тел.: (3952) 51–16–59,*

*email: rassk@crust.irk.ru*

***Rasskazov Sergei Vasilevich,***

*doctor of geological and mineralogical sciences, professor,*

*664025, Irkutsk, st. Lenina, 3,*

*Irkutsk State University, Faculty of Geology,*

*Head of Dynamic Geology Char,*

*664033, Irkutsk, st. Lermontova, 128,*

*Institute of the Earth's Crust SB RAS,*
*Head of the Laboratory for Isotopic and Geochronological Studies,*
*tel.: (3952) 51–16–59,*
*email: rassk@crust.irk.ru*

***Парфенов Даниил Игоревич,***
*664025, Иркутск, ул. Ленина, д. 3,*
*Иркутский государственный университет, геологический факультет,*
*студент второго курса бакалавриата,*
*email: parff0315@mail.ru*
***Parfenov Daniil Igorevich,***
*664025, Irkutsk, st. Lenina, 3,*
*Irkutsk State University, Faculty of Geology,*
*second year bachelor's student,*
*email: parff0315@mail.ru*

***Галсанов Золто Бэликович,***
*пос. Орлик, Окинский район Бурятской республики,*
*Орликская средняя школа,*
*учащийся 7-го класса,*
***Galsanov Zolto Belikovich,***
*Orlik settlement, Sayot district, Buryat Republic,*
*Orlik Secondary School,*
*school student,*

***Шарастепанов Баир Дашеевич,***
*кандидат географических наук,*
*пос. Орлик, Окинский район Бурятской республики,*
*Орликская средняя школа,*
*директор,*
*email: orlik_school@mail.ru*
***Sharastepanov Bair Dasheevich***
*Candidate of Geography,*
*Orlik settlement, Sayot district, Buryat Republic,*
*Orlik Secondary School,*
*Director,*
*email: orlik_school@mail.ru*

***Папаев Алексей Пурбоевич***
*кандидат географических наук,*
*пос. Орлик, Окинский район Бурятской республики,*
*Орликская средняя школа,*
*зам. директора по воспитательной работе,*
*email: papaev13@rambler.ru*
***Papaev Alexey Purboevich,***
*Candidate of Geography,*
*Orlik settlement, Okinsky district, Buryat Republic,*
*Orlik Secondary School,*
*Deputy Director for Educational Work,*
*email: papaev13@rambler.ru*

***Снопков Сергей Викторович,***
*кандидат геолого-минералогических наук, доцент,*
*664025, Иркутск, ул. Ленина, д. 3,*
*Иркутский государственный университет, геологический факультет,*
*доцент,*
*664074, г. Иркутск, ул. Курчатова, 3,*
*Сибирская школа геонаук, Иркутский национальный исследовательский технический университет,*
*ведущий научный сотрудник,*
*email: snopkov_serg@mail.ru*
***Snopkov Sergey Viktorovich,***
*Candidate of Geological and Mineralogical Sciences,*
*664025, Irkutsk, Lenin st., 3,*
*Irkutsk State University, Faculty of Geology*
*assistant professor,*
*664074, Irkutsk, Kurchatov st., 3,*
*Siberian School of Geosciences, Irkutsk National Research Technical University,*
*Leading Researcher,*
*email: snopkov_serg@mail.ru*

***Ясныгина Татьяна Александровна,***
*кандидат геолого-минералогических наук,*
*664033, Иркутск, ул. Лермонтова, д. 128,*
*Институт земной коры СО РАН,*
*старший научный сотрудник,*
*тел.: (3952) 51–16–59,*
*email: ty@crust.irk.ru*
***Yasnygina Tatyana Alexandrovna,***
*candidate of geological and mineralogical sciences,*
*664033, Irkutsk, st. Lermontova, 128,*
*Institute of the Earth's Crust SB RAS,*
*Senior Researcher,*
*tel.: (3952) 51–16–59,*
*email: ty@crust.irk.ru*

***Чувашова Ирина Сергеевна,***
*кандидат геолого-минералогических наук,*

*664033, Иркутск, ул. Лермонтова, д. 128,*
*Институт земной коры СО РАН,*
*старший научный сотрудник,*
*тел.: (3952) 51–16–59,*
*email: chuvashova@crust.irk.ru*
***Chuvashova Irina Sergeevna,***
*candidate of geological and mineralogical sciences,*

*664033, Irkutsk, st. Lermontova, 128,*
*Institute of the Earth's Crust SB RAS,*
*Senior Researcher,*
*tel.: (3952) 51–16–59,*
*email: chuvashova@crust.irk.ru*