

# ВУЛКАНИЗМ, НОВЕЙШАЯ ГЕОДИНАМИКА

УДК 551.243.8 (51)

<https://doi.org/10.26516/2541-9641.2026.1.91>

EDN: GVERGH

## Изменения позднекайнозойской вулканической активности и вариации состава вулканических пород вкрест простирания центральной части Тункинской долины Байкальской рифтовой системы

С.В. Рассказов<sup>1,2</sup>, И.С. Чувашова<sup>1,2</sup>, Т.А. Ясныгина<sup>1</sup>, К.А. Виноцина<sup>2</sup>, Б.Б. Будаев<sup>2,3</sup>,  
О.Ж. Цыренов<sup>2</sup>, А.П. Замбалов<sup>2</sup>, В.Ю. Кононов<sup>2</sup>, Р.В. Антипин<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск, Россия

<sup>2</sup>Иркутский государственный университет, г. Иркутск, Россия

<sup>3</sup>Институт географии им. В.Б. Сочавы СО РАН, г. Иркутск, Россия

**Аннотация.** Вулканизм центральной части Тункинской долины, в Тункинской впадине и на Еловской междувпадинной перемычке, развивался в среднем миоцене (16–13 млн лет назад), в позднем миоцене (11–8 млн лет назад) и в плиоцене-плейстоцене (4.0–0.8 млн лет назад). В южной стержневой части Тункинской долины (территория Иркут-Ахалик) магматические расплавы, излившиеся в среднемиоценовый и плиоцен-плейстоценовый вулканические интервалы, меняли составы с течением времени от базальтов к трахибазальтам с перерывом в вулканизме 13–4 млн лет назад. В ее северной стержневой части (территория Хобок) базальты сменялись трахибазальтами в среднем миоцене (16–13 млн лет назад), а в позднем миоцене (9–8 млн лет назад) и в плиоцене-плейстоцене, извергались только трахибазальты. В ближайшем южном горном обрамлении (хр. Хамар-Дабан) и северном горном обрамлении (хр. Тункинский) вулканизм был ограничен средне-позднемиоценовым временным интервалом. Лавовые извержения в Тункинской долине 16–15 млн лет назад, характеризующиеся однородным базальтовым составом, обозначают начальный магматизм, совпадающий по времени с запускающим импульсом глубинного мантийного магматизма в осевой части Японско-Байкальского геодинамического коридора, который соответствовал задуговому раскрытию впадины Японского моря. Извержения преимущественно трахибазальтовых лав 13, 11–8 и 4–0.8 млн лет назад отражают развитие Центрально-Тункинской зоны горячей трансформации в ходе угасания активности Камарско-Становой зоны на восточном окончании Тункинской долины.

**Ключевые слова:** Байкал, кайнозой, вулканизм, базальт, трахибазальт, континентальный рифтогенез

Статья получена: 24.02.2026; исправлена: 20.03.2026; принята: 27.03.2026.

ДЛЯ ЦИТИРОВАНИЯ: Рассказов С.В., Чувашова И.С., Ясныгина Т.А., Виноцина К.А., Будаев Б.Б., Цыренов О.Ж., Замбалов А.П., Кононов В.Ю., Антипин Р.В. Изменения позднекайнозойской вулканической активности и вариации состава вулканических пород вкрест простирания центральной части Тункинской долины Байкальской рифтовой системы // Геология и окружающая среда. 2026. Т. 6, № 1. С. 91–114. DOI 10.26516/2541-9641.2026.1.91. EDN: GVERGH

Article received: 24.02.2026; corrected: 20.03.2026; accepted: 27.03.2026.

FOR CITATION: Rasskazov S.V., Chuvashova I.S., Yasnygina T.A., Vinitina K.A., Budaev B.B., Tsyrenov O.Sh., Zambalov A.P., Kononov V.Yu., Antipin R.V. Changes in Late Cenozoic volcanic activities and rock composition variations across the Central Tunka valley of the Baikal rift system // Geology and Environment. 2026. Vol. 6, No. 1. P. 91–114. DOI 10.26516/2541-9641.2026.1.91. EDN: GVERGH

## Changes in Late Cenozoic Volcanic Activities and Rock Composition Variations across the Central Tunka Valley of the Baikal Rift System

S.V. Rasskazov<sup>1,2</sup>, I.S. Chuvashova<sup>1,2</sup>, T.A. Yasnygina<sup>1</sup>, K.A. Vinitcina<sup>2</sup>, B.B. Budaev<sup>2,3</sup>, O.Sh. Tsyrenov<sup>2</sup>, A.P. Zambalov<sup>2</sup>, V.Yu. Kononov<sup>2</sup>, R.V. Antipin<sup>2</sup>

<sup>1</sup>*Institute of the Earth's Crust SB RAS, Irkutsk, Russia*

<sup>2</sup>*Irkutsk State University, Irkutsk, Russia*

<sup>3</sup>*V.B. Sochava Institute of Geography, SB RAS, Irkutsk, Russia*

**Abstract.** Volcanism in the central Tunka Valley (in the Tunka Basin and Elovka interbasin uplift) occurred in the Middle Miocene (16–13 Myr ago), Late Miocene (11–8 Myr ago), and Pliocene–Pleistocene (4.0–0.8 Myr ago). In the southern core of the Tunka Valley (Irkut-Akhalik area), the composition of magmatic melts erupted during the Middle Miocene and Pliocene–Pleistocene volcanic intervals changed over time from basalts to trachybasalts, with a hiatus in volcanism from 13 to 4 Myr ago. In its northern core (Khabok area), basalts were followed with trachybasalts in the Middle Miocene (16–13 Myr ago), while in the Late Miocene (9–8 Myr ago) and the Pliocene–Pleistocene, only trachybasalts erupted. In the immediate southern mountainous framing (the Khamar-Daban Range) and northern mountainous framing (the Tunka Range), only Middle-Late Miocene volcanism occurred. Lava eruptions in the Tunka Valley 16–15 Myr ago, characterized by a homogeneous basaltic composition, mark the initial magmatism, coinciding in time with the triggering impulse of deep mantle magmatism at the axis of the Japan-Baikal geodynamic corridor that corresponded to the back-arc opening of the Sea of Japan Basin. Those of predominantly trachybasaltic composition 13, 11–8, and 4–0.8 Myr ago reflect the subsequent development of the Central Tunka zone of hot transtension under the fading activities in the Kamar-Stanovoy zone at the eastern end of the Tunka Valley.

**Keywords:** *Baikal, Cenozoic, volcanism, basalt, trachybasalt, continental rifting*

### Введение

Под осевыми впадинами континентальных рифтовых зон существуют особые условия магмообразования, отличающиеся от условий магмообразования под сопредельными поднятиями – плечами рифтов. Впервые на эту особенность обратил внимание П. Липман (Lipman, 1969), который определил толеитовый состав для плиоценовых базальтов во впадине Сан-Луис северной части рифта Рио-Гранде плато Таос и щелочной состав для «долинных» плиоцен-четвертичных лавовых потоков на западном плече этой впадины (в горах Тюзас). Он пришел к выводу о том, что толеитовые базальты были производными плавления нижней коры под осевой впадиной, тогда как щелочные базальты выплавлялись по ее латерали в более глубинных мантийных источниках. Такое же закономерное распределение имеют толеитовые и щелочные базальты во впадинах и их горном обрамлении в рифтовых системах Северо-Восточной Африки, хотя в осевых рифтовых структурах возможно также проявление магм

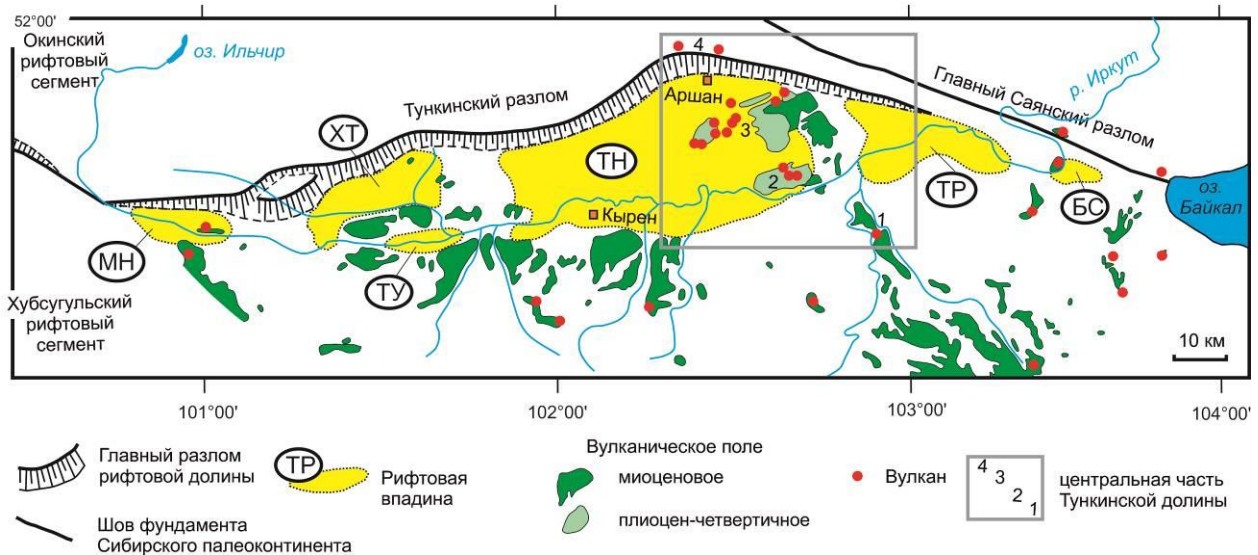
разного состава, производных из различных источников (Континентальные рифты, 1981).

Характер развития структуры Тункинской рифтовой долины Байкальской рифтовой системы (БРС) был предметом дискуссии, в которой существенная роль придавалась левосторонним сдвиговым смещениям вдоль нее (Шерман и др., 1973; Шерман, Леви, 1978; и др.). Использование вулканических реперов в восточной части долины показало, однако, отсутствие существенных амплитуд таких смещений (Рассказов и др., 2013; Рассказов, Чувашова, 2023). Данные об эволюции вулканизма и пространственно-временной смене источников послужили для аргументации существенной роли в развитии долины поперечных вулканоактивных структур (Rasskazov et al., 2021).

Латеральная смена источников коры и мантии была выявлена относительно восточного окончания Тункинской рифтовой долины в возрастном диапазоне 18–12 млн лет назад (Рассказов и др., 2013). В центральной части этой рифтовой долины находится

Тункинская впадина, имеющая размеры 32×65 км (рис. 1). Глубина впадины составляет до 2.5 км. К востоку и западу от Тункинской впадины размеры и глубины впадин Тункинской долины уменьшаются. Вулканическая деятельность, сконцентрированная в структурном сочленении Тункинской

впадины и Еловской междувпадинной перемычки, характеризует активность северного окончания Транс-Хамардабанской вулканической зоны, протянувшейся от Тункинской долины на 90 км к югу, в бассейн Джиды (Рассказов, 1990; Ashchepkov et al., 2026).



**Рис. 1.** Схема распределения миоценовых вулканических полей вдоль Тункинской долины с локализацией плиоцен-четвертичного поля в ее центральной части. Впадины: МН – Мондинская, ХТ – Хойтогольская, ТУ – Туранская, ТН – Тункинская, ТР – Торская, БС – Быстринская. На востоке Тункинская долина соединяется с озерной Южно-Байкальской впадиной (ЮБ). В центральной части долины цифрами обозначаются территории: 1 – Козья Шейка, 2 – Иркут-Ахалик, 3 – Хобок, 4 – Тункинский хребет.

**Fig. 1.** Distribution of Miocene volcanic fields along the Tunka Valley, with the Pliocene-Quaternary field localized in its central part. Basins: МН – Mondy, ХТ – Khoytogol, ТУ – Turan, ТН – Tunka, ТР – Tory, БС – Bystraya. In the east, the Tunka Valley connects with the South Baikal Basin (ЮБ). In the central part of the valley, the areas are designated by numbers: 1 – Kozya Sheika, 2 – Irkut-Akhalik, 3 – Khobok, 4 – Tunka Range.

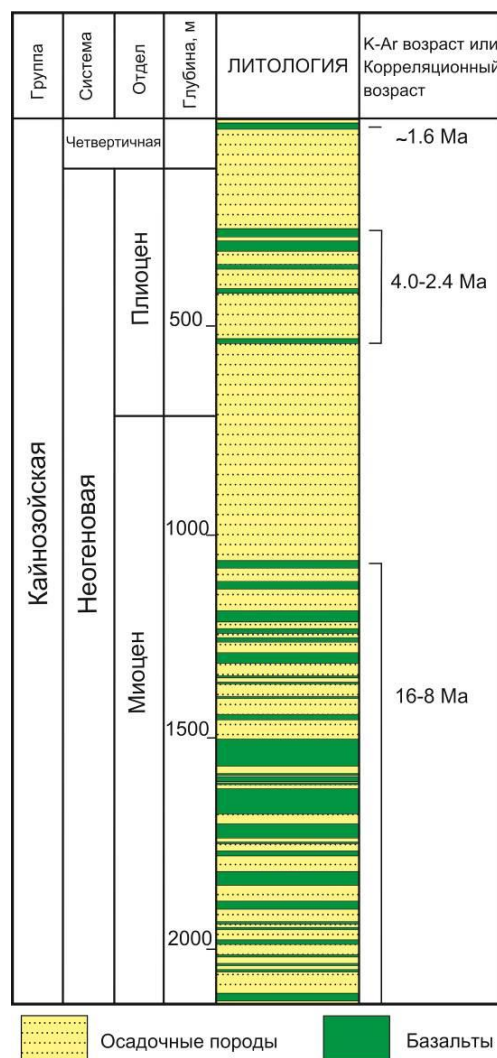
Разрезы вулканогенно-осадочных толщ этой территории были предметом исследований в многочисленных работах 1950–1990-х гг. (Флоренсов, Лоскутова, 1953; Логачев, 1956; Флоренсов, 1960; Белов, 1963; Шерман и др., 1973). Первые представительные данные о составе петрогенных оксидов и ограниченного спектра микроэлементов вулканических пород в стратиграфической последовательности с их К–Аг датировками, согласующимися с палеонтологическими определениями возраста осадочных пород, были представлены в монографии (Рассказов, 1993). В эволюции состава лав были обозначены два этапа: средне-позднемиоценовый и плиоцен-четвертичный. Было показано, что в интервале 16–9 млн лет назад

толеитовые базальты, не содержащие глубинных включений, сменились щелочными базальтами и базанитами с глубинными включениями. Затем, подобным образом базальты без глубинных включений сменились базальтами с глубинными включениями в плиоцен-четвертичное время. В конце 1990-х гг. были опубликованы 10 новых химических анализов вулканических пород Тункинской впадины, обозначенные миоценовым возрастом, и 2 химических анализа вулканических пород, обозначенные плиоценом-плейстоценом (Грачев, 1998). Местоположение образцов, однако, не указывалось, поэтому эти анализы не могут использоваться для суждения о пространственно-временных вариациях состава вулканических пород.

К настоящему времени данные по стратиграфии вулканогенно-осадочной толщи Тункинской долины частично уточнены. Коллекция образцов вулканических пород в стратиграфической последовательности дополнена. Сделаны новые определения петрогенных оксидов. Цель настоящей работы – охарактеризовать вулканические породы в последовательности вулканогенно-осадочного заполнения центральной части Тункинской долины (Тункинской впадины и Еловского отрога) и сопредельных территорий Хамар-Дабана и Тункинского хребта с выявлением хода вулканической активности вкострости Тункинской долины, а также сходства и различий состава разновозрастных вулканических пород.

**Общая характеристика вулканогенно-осадочного заполнения Тункинской впадины**

В начале 1950-х годов в северо-восточной части Тункинской впадины была пройдена глубокая скважина 2-О (устье – 730 м, глубина до 2117 м). Выход керна составлял 3–5 %. По результатам каротажа и извлеченным обломкам пород в скважине были обозначены три вулканических интервала: верхний единичный слой (глубина до 10 м), средняя совокупность слоев (глубина 250–536 м) и нижняя совокупность слоев (глубина 1030–2010 м) (рис. 2). Поскольку скважина находится рядом с вулканом Хурай-Хобок, для которого получена К–Аг датировка 1.6 млн лет, верхний лавовый слой относится к нижнему плейстоцену. Средняя совокупность слоев вулканических пород, по данным спорово-пыльцевого анализа, относится к плиоцену (граница плиоцена-миоцена находится на глубине 715.6 м), нижняя – к миоцену. Соответственно, обозначаются вулканические интервалы: 1.7–0.86 млн лет (нижний плейстоцен), 4.0–2.4 млн лет (плиоцен – начало плейстоцена) и 16–8 млн лет (средний-верхний миоцен).



**Рис. 2.** Распределение базальтов в вулканогенно-осадочном заполнении северо-восточной части Тункинской котловины (скважина 2-О). Скважина пройдена в 7 км южнее курорта Аршан (Повышев, 1956). Литологическая колонка – упрощенный вариант первичной документации скважины при выходе керна 3–5 процентов. Возрастные интервалы указаны исходя из результатов К–Аг датирования вулканических пород из обнажений (Рассказов, 1993).

**Fig. 2.** Distribution of basalts in the volcano-sedimentary filling of the northeastern part of the Tunka Basin (well 2-O). The well was drilled 7 km south of the Arshan spar (Povyshev, 1956). The lithological column is a simplified version of the primary recording of the well with 3–5 % of a core yield. Age intervals are indicated from the results of K–Ar dating of volcanic rocks from outcrops (Rasskazov, 1993).

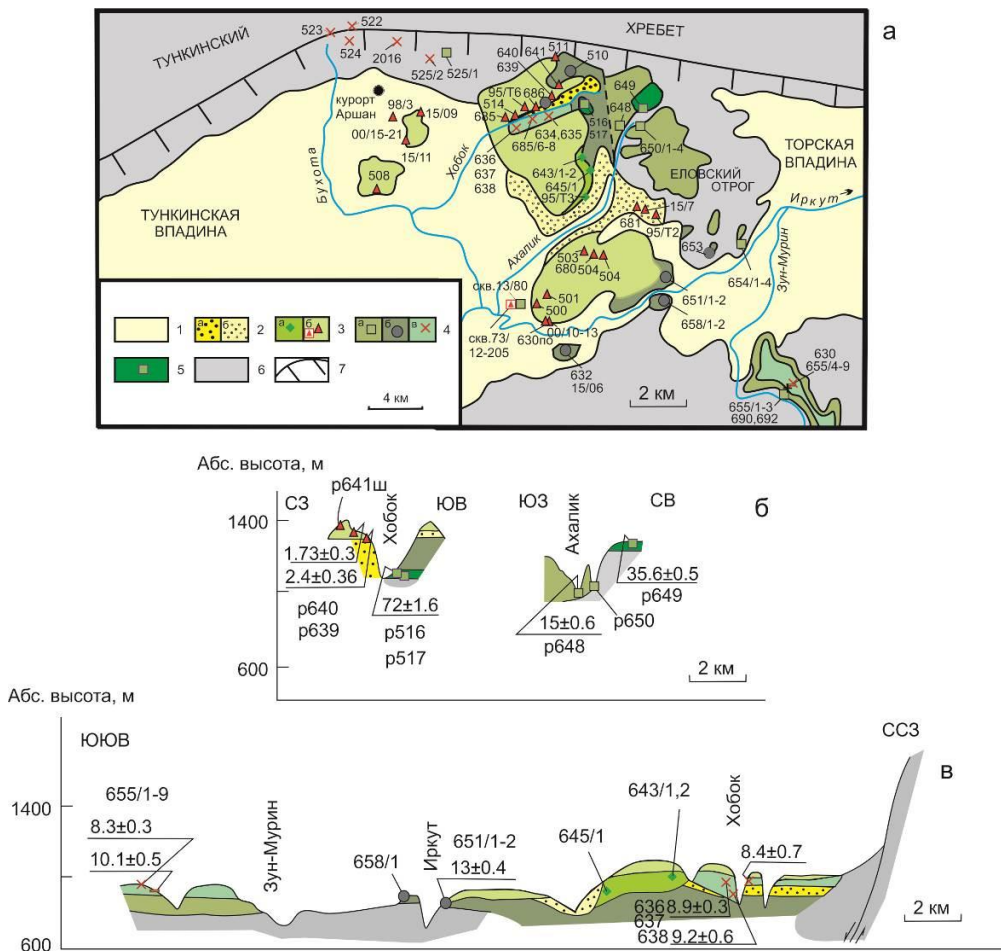
Миоценовые вулканические извержения соответствуют по времени накоплению

угленосной танхойской свиты, плиоценовые и раннеплейстоценовые – аносовской. В позднем плейстоцене и голоцене вулканизм не возобновлялся. В плиоцене Тункинский хребет быстро рос и расчленялся эрозией. Грубообломочный материал сносился с хребта в долину. Накопилась 200-метровая грубообломочная толща аносовской свиты без базальтовых прослоев. Раннеплейстоценовые вулканические извержения в Тункинской впадине отделены от плиоценовых извержений перерывом во временном интервале 2.4–1.7 млн лет назад. Раннеплейстоценовый вулканизм закончился около 0.9–0.8 млн лет назад в связи с общим изменением характера эволюции структуры центральной части БРС – Тункинской долины и впадин оз. Байкал.

### Опробование последовательностей вулканических пород

Среди выходов миоценовых вулканических пород по характеру строения разреза выделяются две субмеридиональные полосы шириной 4–5 км и протяженностью 18–20 км. Восточная полоса базальтов приходится на наиболее приподнятую часть Еловского отрога и полностью лишена прослоев осадочных отложений и пирокластического материала. Западная полоса базальтов расположена ближе к центральной части Тункинской впадины. В ее пределах, наряду с лавами, распространены осадочные отложения, встречаются прослои пирокластических отложений. С запада на восток область опускания и седиментации Тункинской впадины сменяется областью поднятия и эрозии Еловского отрога.

В центральной части Тункинской долины находятся вулканические породы: 1) мела-палеогена, 2) среднего-верхнего миоцена и 3) плиоцена – нижнего плейстоцена (рис. 3).



**Рис. 3.** Распределение разновозрастных вулканических пород в Тункинской впадине и на Еловском отроге. 1 – четвертичные отложения; 2 – кайнозойские осадочные отложения (а – миоценовые, б – плиоцен-четвертичные); 3 – плиоцен-четвертичные вулканические породы (возраст: а – 4 млн лет, б – 2.4–0.8 млн лет); 4 – средне-верхнемиоценовые вулканические породы (возраст: а

– 16–15 млн лет, б – 13 млн лет, в – 11–8 млн лет); 5 – вулканические породы неясного (мел-палеогенового или средне-миоценового) возраста; 6 – породы кристаллического фундамента; 7 – уступ Тункинских гольцов.

**Fig. 3.** Distribution of volcanic units in the Tunka Basin and on the Elovka Spur. 1 – Quaternary sediments; 2 – Pliocene-Quaternary sediments; 3 – Pliocene-Quaternary volcanic rocks; 4 – Middle-Upper Miocene volcanic rocks: lower (a), middle (b) and upper (v) strata; 5 – volcanic rocks of unclear (Cretaceous-Paleogene or Middle Miocene) age; 6 – crystalline basement rocks; 7 – scarp of the Tunka Range.

При рассмотрении стратиграфии вулканогенно-осадочной толщи центральной части Тункинской долины нужно, прежде всего, обратить внимание на находки мел-палеогеновых вулканических пород и на неопределенности в трактовке возраста толщи, вскрытой скв. 73 в селе Никольск.

1. На Еловской междувпадинной перемычке, в среднем течении р. Хобок, для вулканических пород получена верхнемеловая К–Аг датировка  $72 \pm 1.6$  млн лет. На выровненном водоразделе Еловской междувпадинной перемычки, в верховьях р. Ахалик, порода вулканического покрова дала датировку конца эоцена –  $35.6 \pm 0.5$  млн лет. Первая датировка может соответствовать возрасту терригенно-эффузивной толщи, выявленной по данным бурения на Ахаликском буругольном месторождении. Толща была отнесена к палеоцену в связи с развитием по базальтам латеритной коры выветривания (Логачев, 1974). Мел-палеогеновый базальт долеритового сложения этой толщи был опробован Т.К. Ломоносовой в глубинном интервале неизменных пород 219.4–221.4 м скв. 72 Ахаликского месторождения (обр. ЛО-72-1). Пограничные мел-палеогеновые слои широко распространены на сопредельных территориях, в Передбайкальском и Витимо-Селенгинском прогибах (Рассказов и др., 2007). Вторая датировка также может соответствовать геологическому возрасту. В южной части Тункинской впадины двумя жемчугскими скважинами вскрыта осадочная толща, начинающаяся с олигоцена и не содержащая прослоев вулканических пород (Мазилев и др., 1993). Нельзя, однако, исключить возможность удревнения К–Аг датировок в связи с инфильтрационным развитием скрытой глинистой минерализации в проницаемых базальтовых слоях (Чувашова и др., 2021; Рассказов и др., 2025б). Базальты с датировками 72 и 36 млн лет условно рассматриваются в составе возрастной генерации 16–15 млн лет.

2. Образцы вулканических пород из керна скв. 73 предприятия «Сосновгеология» отбирались К.Г. Леви и были переданы для

исследований их состава без документации осадочных отложений. Вулканические породы были отобраны с глубин 12, 14, 20, 140, 151, 154 и 205 м. Для образца с глубины 154 м получена К–Аг датировка 1.7 млн лет. Вскрытая толща относилась к плейстоцену (Рассказов, 1993). В нижней части разреза, вскрытого скв. 73 в интервале высот <500–730 м над уровнем моря, в осадочных породах определены средне-миоценовые спорово-пыльцевые спектры (Попова и др., 1989).

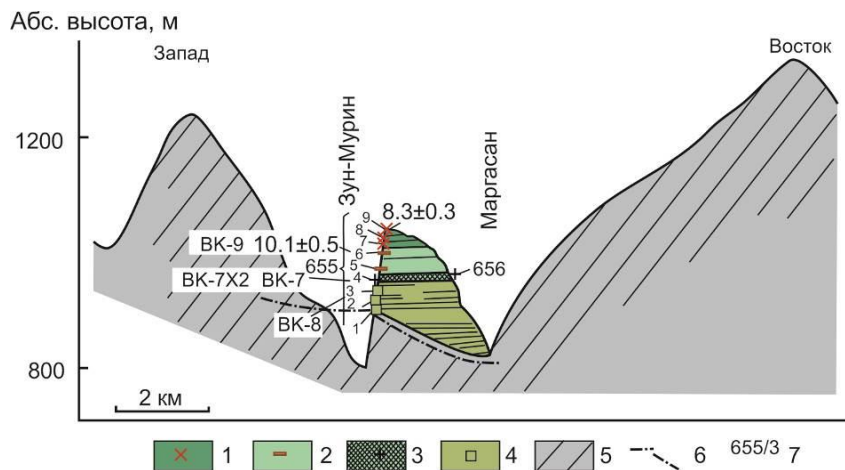
При заложении новой скважины для изучения разреза вулканогенно-осадочной толщи в селе Никольск в 2013 г. учитывались данные, полученные по керну скв. 73. Предполагалась проходка новой скважины в координатах, указанных в отчете по этой скважине, для детальной документации перемежающихся лавовых и осадочных слоев. Начало проходки новой скважины показало, однако, отсутствие прослоев лав. До глубины 30 м извлекался средне-крупнозернистый песок, насыщенный водой (плавуны). Координаты скв. 73 оказались неверными. Бурение было прекращено. Новая скважина была заложена на восточной окраине села Никольск, в курумнике базальтовых глыб. В ходе бурения ниже курумника была вскрыта осадочная толща верхнего миоцена–плейстоцена, залегающая на эродированной поверхности лавового слоя, подобного по составу породам генерации 16–15 млн лет (обр. Nik/84.7) (Хасан и др., 2020). Обломки вулканических пород, встреченные в скв. 73, в новой скважине Тунка-13 отсутствовали. Очевидно, что старой и новой скважинами были вскрыты разновозрастные толщи. Проанализированные образцы вулканических пород скв. 73 (Рассказов, 1993) представляют собой перемещенный обломочный материал, поступавший в четвертичное время с вулканических построек, подвергавшихся эрозии. Возраст обломков вулканических пород из скв. 73 требует уточнения. В настоящей работе проанализированные породы условно относятся к возрастной генерации 2–1 млн лет.

*Лавы возрастом 15.0–15.6 млн лет* заполняют древние речные долины глубиной не

менее 100 м в наиболее поднятой части Еловского отрога. Базальтовые лавы залегают непосредственно на породах фундамента. Видимая толщина “долинных” базальтовых накоплений 70 м. Современная долина Ахалика вскрыла вулканическую толщу в месте ее причленения к крутому (30–45°) борту древней долины. Возраст базальтов из основания “долинной” лавовой пачки  $15.0 \pm 0.6$  млн лет. Близкая датировка  $15.6 \pm 0.4$  млн лет получена для самого нижнего из четырех базальтовых слоев вулканического останца левого борта р. Иркут в 4 км ниже по течению от д. Еловка. Здесь базальтовые потоки также лежат непосредственно на породах фундамента. Их ложе поднято на 70 м выше современного тальвега Иркуты.

Лавы возрастом 15.0–15.6 млн лет Еловского отрога идентичны по составу нижней части разреза вулканической толщи долины р. Зун-Мурин и составляют вместе с ними единую возрастную генерацию. В правом борту Зун-Мурина подошва базальтов поднята над современным урезом реки на 90–100 м. С восточной стороны обнажения базальты опущены ниже тальвега Маргасана. Глубина погребенной под базальтами долины относительно «вершинной» поверхности превышает 500 м.

Видимая толщина базальтовой пачки основания разреза нижнего течения р. Зун-Мурин не превышает 50 м. На Козьей Шейке (живописной седловине, образованной сближенными меандрами рек Зун-Мурин и Маргасан) обнажен один 15-метровый поток толстостолбчатых базальтов нижней пачки. В 1 км ниже по течению р. Зун-Мурин пачка сложена чередованием многочисленных маломощных (до 1 м) потоков. Со стороны Маргасана насчитывается не менее девяти потоков с видимой суммарной толщиной 80–90 м. Породы изменены процессами выветривания. Выше базальтовой пачки вдоль зун-муринского обнажения прослеживается маломощная (первые метры) линза галечников, а вдоль маргасанского – линза однородных бурых аргиллитов толщиной не менее 30 м. Перекрывающие эти осадочные линзы вулканические породы разделяются на три пачки. Непосредственно на галечниках залегают потоки лав с глубинными включениями, которые содержатся также в гальке осадочной линзы. Над потоком с включениями следует пачка двух лавовых слоев, а затем – пачка еще четырех слоев. Общая толщина трех верхних пачек составляет 80–90 м. Лавы средней и верхней частей зунмуринской пачки показали возраст  $10.1 \pm 0.5$  и  $8.3 \pm 0.3$  млн лет (рис. 4).



**Рис. 4.** Лавовые пакеты средне-верхнемиоценовой вулканической толщи, залегающей в глубокой эрозионной палеодолине (разрез Козьей Шейки): 1 – 8.3 млн лет; 2 – 10.1 млн лет; 3 – 11 млн лет; 4 – 16–15 млн лет; 5 – породы фундамента; 6 – высотный уровень подошвы вулканической толщи; 7 – здесь и далее номера разрезов и образцов из них с К–Аг датировками.

**Fig. 4.** Lava packages of the Middle-Upper Miocene volcanic strata occurred in a deep erosional paleovalley (Kozya Sheyka section): 1 – 8.3 Myr; 2 – 10.1 Myr; 3 – 11 Myr; 4 – 16–15 Myr; 5 – basement rocks; 6 – elevation level of the volcanic sequence base; 7 – from here on numbers of sections and samples with K–Ar ages.

Лавы возрастом около 13 млн лет различаются в стержневой части Тункинской долины. Они не содержат глубинных

включений. Пачка лав залегают на 70–80-метровой цокольной террасе по обоим бортам долины Иркуты выше по течению от д.

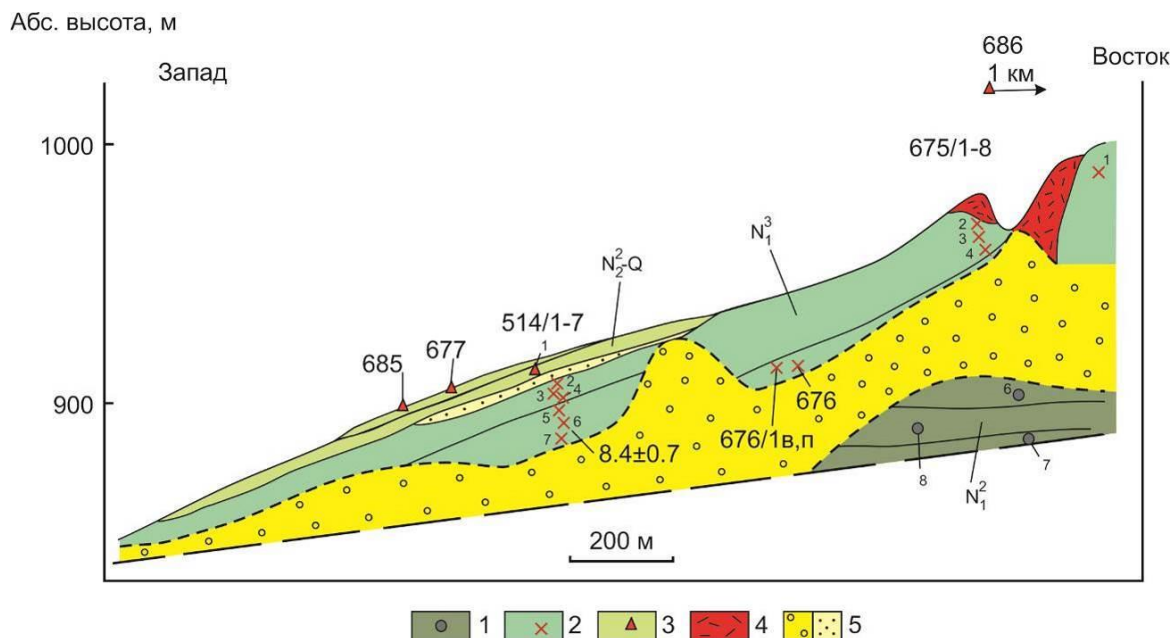
Еловка и в центральной части Еловского отрога. Возраст пород на левом борту Иркутта составляет  $13 \pm 0.4$  млн лет.

Лавы возрастом 11–8 млн лет часто насыщены глубинными включениями. Кроме лав Козьей Шейки, включения содержат лавы нижней и верхней частей лавовой последовательности левого борта долины р. Хобок в его нижнем течении. Здесь потоки с включениями разделены потоком без включений. Включения были охарактеризованы Н.Я. Волянюком и В.Г. Семеновым (1975) как высокоглиноземистые. В нижней части толщи распространены преимущественно ксенолиты клинопироксенитов, в верхней – плагиоклазсодержащих пород (габброидов).

На противоположном борту долины в вулканических породах обнаружены только мегакристаллы и гломеропорфировые скопления андезина. Здесь обнажены фрагменты магмовыводящего канала с агглютинатами и шлаками. Лавовые потоки наклонены от него к Тункинской впадине под углом  $5-7^\circ$ . В 1 км выше по течению р. Хобок потоки содержат

глубинные включения, сходные по составу с включениями из лав левого борта речной долины.

Разрез правого борта долины р. Хобок (рис. 5) показателен для иллюстрации соотношений трех разновозрастных лавовых генераций, относящихся со второй половине среднего миоцена (около 13 млн лет), к верхнему миоцену (11–8 млн лет) и верхнему плиоцену – плейстоцену (<2 млн лет). В 30-метровом уступе над урезом реки обнажаются перемежающиеся потоки, измененные выветриванием, предположительно второй половины среднего миоцена (около 13 млн лет). Выше уступа склон залесен и выположен. На этом уровне в разрезе находится мощный (десятки метров) горизонт обломочных отложений, отделяющий верхнемиоценовые базальты от среднемиоценовых. Верхнемиоценовая лавовая генерация представлена тремя пачками. Нижняя сложена потоками, насыщенными пористыми овальными обособлениями размером до 20 см.



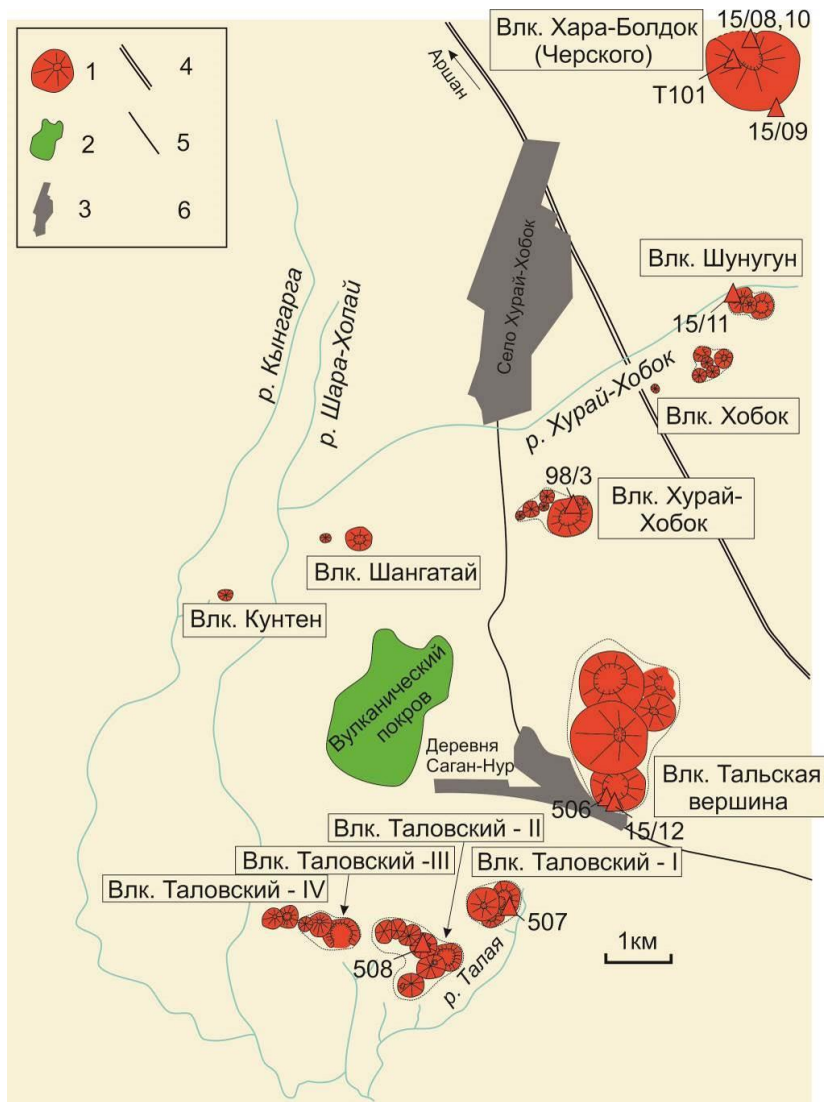
**Рис. 5.** Строение вулканической толщи правого борта р. Хобок. 1–3 — вулканические породы: второй половины среднего миоцена (1), верхнего миоцена (2) и плиоцена-плейстоцена (3); 4 — шлаки вулканической постройки; 5–6 — линзы осадочных пород (галечник) между лавовыми потоками среднего и верхнего миоцена (5) и верхнего миоцена – плиоцена-плейстоцена (6).

**Fig. 5.** Sketch section of volcanic strata of the right side of the Khobok River. 1–3 — volcanic rocks: second half of the Middle Miocene (1), Upper Miocene (2) and Pliocene-Pleistocene (3); 4 — scoria of the volcanic edifice; 5–6 — lenses of sedimentary rocks (pebbles) between lava flows of the Middle and Upper Miocene (5) and Upper Miocene – Pliocene-Pleistocene (6).

Лавы, содержащие включения в основании и кровле толщи левого борта долины р. Хобок показали возраст  $9.2 \pm 0.6$  и  $8.9 \pm 0.3$  млн лет, а лавы без включений правого борта – возраст  $8.4 \pm 0.7$  млн лет (рис. 2а, 7). В гольцовой части Тункинского хребта распространены дайки. По продажам из даек получен интервал К–Аг датировок 14–10 млн лет (Ружич и др., 1972). В ледниковом цирке р. Бухота обнажен изометричный в плане неkk диаметром 50–60 и высотой 30–35 м. Породы некка

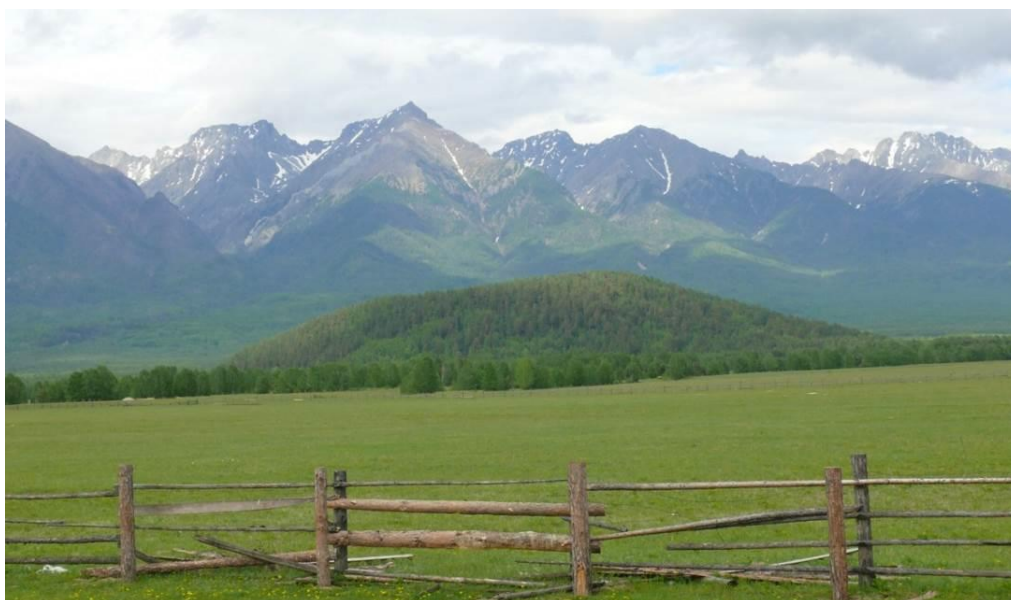
насыщены родственными глубинными включениями.

Плиоцен-четвертичные базальты обнажаются в заболоченном днище северо-восточной части впадины (рис. 6) и образуют тонкий покров на Еловском отроге, наращивая вверх миоценовую вулканогенно-осадочную толщу. Среди вулканических конусов днища Тункинской впадины вулкан Хара-Болдок (рис. 7) имеет максимальную высоту 120 м.



**Рис. 6.** Карта–схема плейстоценовых вулканических построек в днище Тункинской впадины. 1 – вулканический конус; 2 – лавы; 3 – селение; 4 – латеральные границы локальной вулканической зоны; 5 – дорога главная; 6 – дорога проселочная. Схема составлена школьниками в рамках работы Детского центра «Лазурит» школы № 7 п. Култук (Грудинин, Чувашова, 2011).

**Fig. 6.** Sketch map of Pleistocene volcanic edifices at the bottom of the Tunka Basin. 1 – volcanic cone; 2 – lavas; 3 – settlement; 4 – lateral boundaries of a local volcanic zone; 5 – main road; 6 – country road. The scheme was compiled by schoolchildren as part of the work of the Lazurit Children's Center of School No. 7 in the Kultuk village (Grudinina, Chuvashova, 2011).



**Рис. 7.** Вулкан Хара-Болдок.

**Fig. 7.** Khara-Boldok Volcano.

Вулкан Хурай-Хобок расположен в 7 км южнее пос. Аршан, рядом с трассой Култук–Аршан. Невысокий (20–25 м) конус шлаков и агглютинатов красного, желтого и черного цвета вскрыт карьерами. Кратер, использованный для извлечения шлаков при строительстве, представляет собой один из карьеров. Шлаки прорваны базальтовыми дайками мощностью до 1 м. Дайки простираются с юга на север. Возраст вулкана, по данным К–Аг датирования, составляет около 1.6 млн лет. Базальты имеют обратную намагниченность хрона Матуяма (определения В.А. Кравчинского). Склоны вулкана Хурай-Хобок покрыты лёссами, образующими однородный слой и неоднородный слой, содержащий включения шлаков. Однородный слой достигает в пониженных местах 3 и более метров, неоднородный слой не превышает 0.5 м (Алокла и др., 2022).

Фрагмент лавового покрова, покрывающего склон Еловского отрога, наблюдается на левом берегу р. Иркут. Слой базальтов с К–Аг датировкой 2.4 млн лет перекрывает пески. Базальт чёрного цвета, с толстостолбчатой отдельностью в потоке, содержит включения зеленых клинопироксенитов (пироксен – фассаит) и мегакристаллов авгита и плагиоклаза. Песок, подстилающий лавовый поток, мелко-среднезернистый, похож на современный песок р. Иркут. Он обожжен

лавой и на контакте имеет красный цвет (Расказов, 2025).

В верховьях р. Хобок находится обнажение 200-метровой верхнеплиоценовой грубо-обломочной толщи (Логачев, 1956). К–Аг датирование двух перекрывающих эти отложения потоков показало значения возраста  $2.4 \pm 0.36$  и  $1.73 \pm 0.3$  млн лет (см. рис. 2б). Нижний поток пепельно-серых пород с габброидными включениями сопоставляется с таким же потоком, перекрывающим линзу галечников в нижнем течении р. Хобок. Четвертичные шлаковые конусы с фрагментами лав находятся в южной части Еловского отрога (сопка Даргатуйская и др.). Здесь же, на водоразделе Ахалика и Иркут, карьером вскрыта жерловая фация одного из позднеплиоцен-четвертичных вулканических аппаратов. В черных массивных стекловатых породах и шлаках содержатся ксенолиты пегматоидных плагиогранитов, зеленых скарноподобных клинопироксенитов и мегакристаллы андезина. Последние два типа включений распространены в лавах, покрывающих здесь западный склон Еловского отрога. По соотношениям радиогенного  $^{40}\text{Ar}$  и  $^{40}\text{K}$  в плагиоклазе гранитного ксенолита из пород жерловой фации рассчитано время отжига ксенолита  $0.86 \pm 0.3$  млн лет.

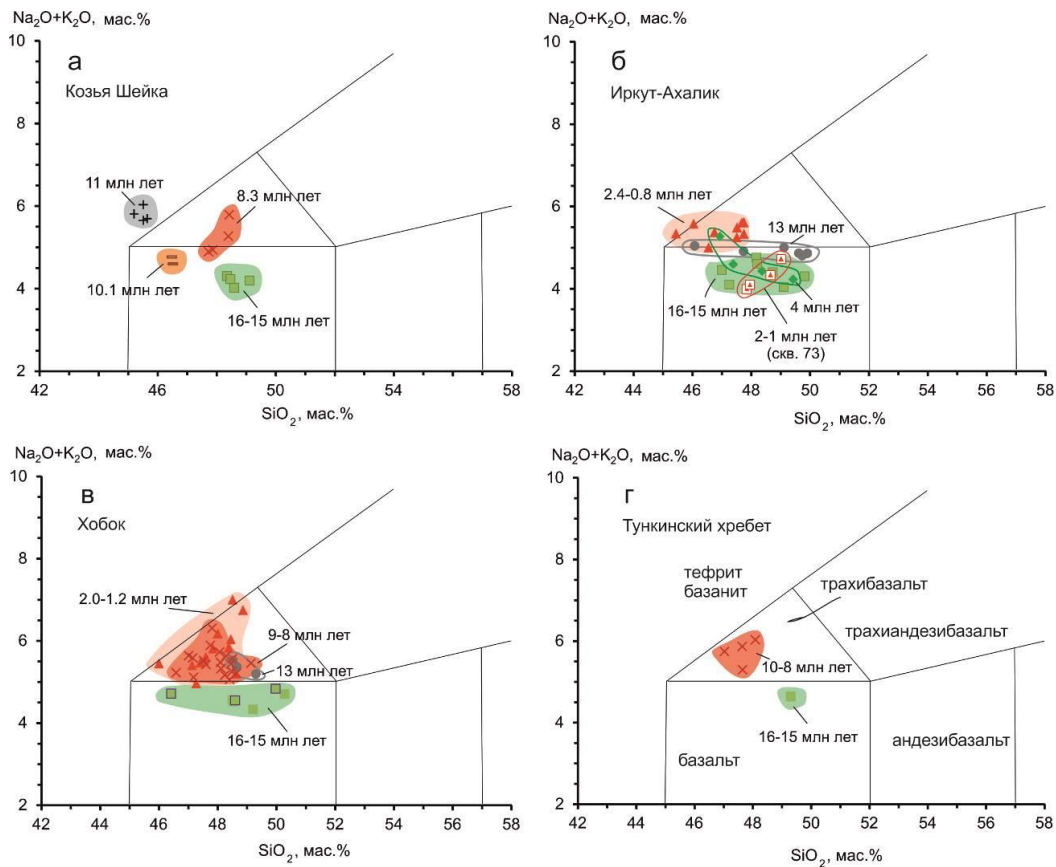
Для вулканических пород с глубинными ксенолитами из субвулканического тела устья Марты (правого притока Маргасана)

приводится К–Аг датировка  $2 \pm 0.3$  млн лет (Ащепков и др., 2003). Это тело находится в 3 км юго-восточнее разреза Козьей Шейки, в котором слой вулканических пород с глубинными ксенолитами имеет отчетливый стратиграфический контроль в последовательности вышележащих и нижележащих лавовых слоев (см. рис. 4). По наличию ксенолитов Мартинское субвулканическое тело может коррелироваться с лавами разреза Козьей Шейки возрастом 11 млн лет. К–Аг датировка  $2 \pm 0.3$  млн лет этого тела может быть омоложена и нуждается в подтверждении.

**Результаты сравнительного анализа последовательностей вулканических пород**

При изучении состава вулканических пород Тункинской впадины в химической

лаборатории ИЗК СО РАН выполнено более 60 силикатных анализов пород по методике (Сизых, 1985). На классификационной диаграмме щелочи–кремнезем вулканические породы относятся к базальтам, трахибазальтам и тефритам-базанитам. На территориях 1–3 (Козья Шейка, Иркут–Ахалик и Хобок) отчетливо различается возрастная генерация вулканических пород 16–15 млн лет базальтового состава. На территории 4 (Тункинский хребет) с этой возрастной генерацией коррелируется по составу порода дайки долины р. Харимпта. Более молодые вулканические породы всех территорий профиля в целом смещаются от базальтов к трахибазальтам с переходом к тефритам-базанитам (рис. 8).

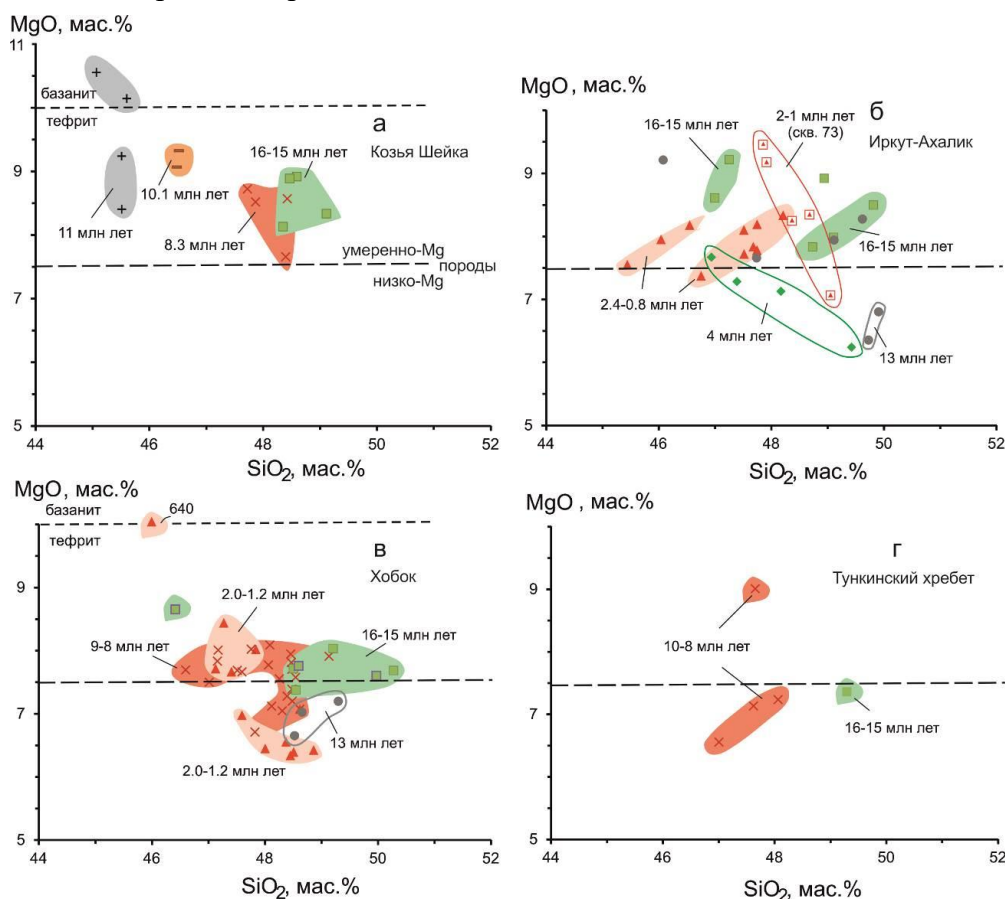


**Рис. 8.** Классификационные диаграммы щелочи–кремнезем последовательностей вулканических пород Тункинской впадины и сопредельных территорий. Разновозрастные вулканические генерации обозначаются значками, использованными для обозначения точек отбора образцов на картах-схемах рис. 3а, б и на разрезах рис. 3б, в, 4, 5.

**Fig. 8.** Alkali versus silica classification diagrams of volcanic rock sequences in the Tunka Basin and adjacent areas. Volcanic generations of different ages are indicated by the symbols used to mark sampling points on the maps (Figs. 3a, 6) and on the cross-sections (Figs. 3b, в, 4, 5).

В разрезе Козьей Шейки различаются 4 пачки вулканических пород разного состава. Выше генерации лав 16–15 млн лет (пачка 1) лежат потоки, насыщенные глубинными ксенолитами (пачка 2). В соответствии с рекомендациями (Le Bas, 1989), два образца этой пачки с содержанием MgO 10.2–10.5 мас.% относятся к базанитам, а два других с содержанием MgO 8.4–9.2 мас.% – к тефритам. Залегающая выше пачка 3 возрастом 10.1 млн лет имеет базальтовый состав. Разрез венчается пачкой 4 возрастом 8.3 млн лет базальт-трахибазальтового состава. Все породы разреза Козьей Шейки имеют умеренно-Mg состав (рис. 9).

В последовательности вулканических пород территории Иркут-Ахалик базальты возрастной генерации 16–15 млн лет умеренно-Mg состава сопоставляются с одновозрастными умеренно-Mg базальтами Козьей Шейки. Лавовая генерация возрастом 13 млн лет отличается от генерации базальтов 16–15 млн лет общим смещением фигуративных точек диаграммы щелочи–кремнезем на границу между базальтами и трахибазальтами при широких вариациях SiO<sub>2</sub>. В отличие от пород генерации 16–15 млн лет, в породах генерации 13 млн лет территории Иркут-Ахалик содержание MgO меняется в широком диапазоне значений (6.4–9.2 мас.%). Породы следующей возрастной генерации 4 млн лет дают тренд от базальтов к трахибазальтам при возрастании суммы щелочей с понижением SiO<sub>2</sub>. На конце этого тренда (т.е. в поле трахибазальта) находятся фигуративные точки плейстоценовых вулканических пород (рис. 8б). Таким образом, на территории Иркут-Ахалик смена базальтов трахибазальтами реализуется дважды: сначала с 16–15 к 13 млн лет назад, затем – с 4 к 2.0–0.8 млн лет назад.



**Рис. 9.** Диаграммы MgO–SiO<sub>2</sub> последовательностей вулканических пород Тункинской впадины и сопредельных территорий. Условные обозначения см. на рис. 8.

**Fig. 9.** MgO versus SiO<sub>2</sub> diagrams of volcanic rock sequences in the Tunka Basin and adjacent areas. Symbols are as in Fig. 8.

В последовательности вулканических пород территории Хобок базальты возрастной генерации 16–15 млн лет отличаются от всех

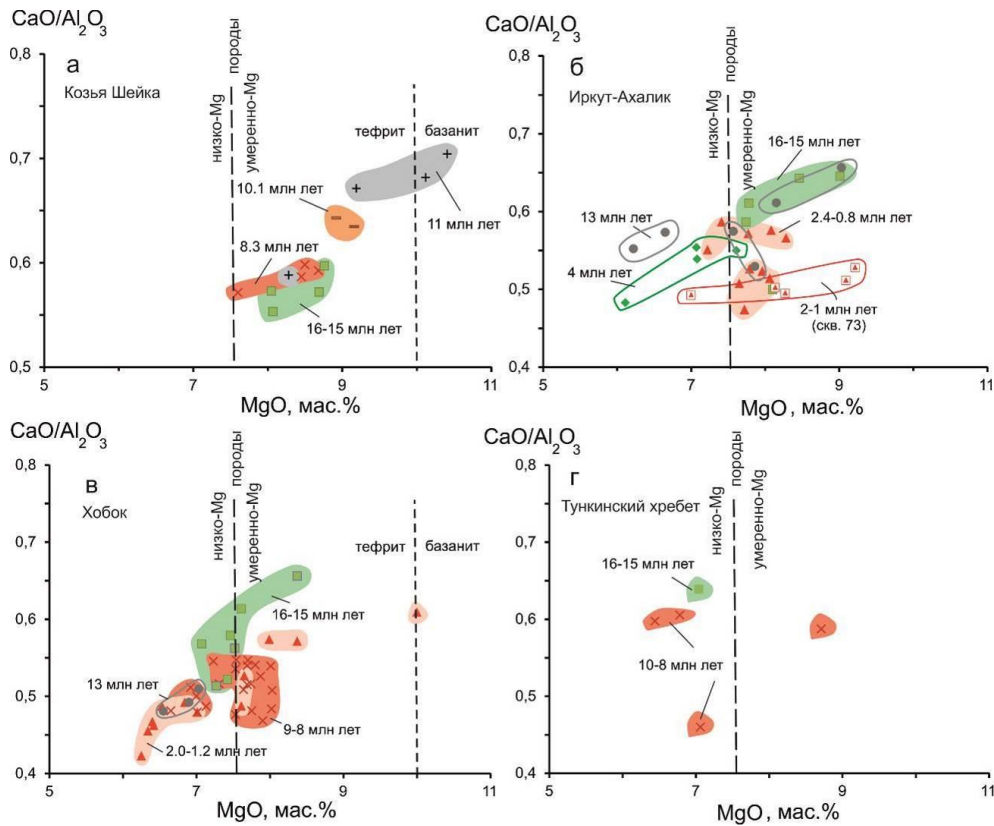
более молодых пород трахибазальтового состава пониженным содержанием суммы щелочей. Обр. 517, для которого получена K–Ar

датировка 72 млн лет, имеет низкое содержание  $\text{SiO}_2$  (46.4 мас.%) при повышенном содержании  $\text{MgO}$  (8.65 мас.%). На рис. 9в базальты возрастной генерации 16–15 млн лет территории Хобок показывают ограниченный диапазон  $\text{MgO}$  на границе умеренно- и низко-Mg составов и начинают два тренда. Один тренд направлен в нижнюю часть диаграммы через фигуративное поле трахибазальтов 13 млн лет к более молодым трахибазальтовым составам с относительным снижением  $\text{SiO}_2$  и  $\text{MgO}$ . Другой тренд направлен в левую часть диаграммы с относительным снижением содержания  $\text{SiO}_2$ . Наиболее низкое содержание  $\text{SiO}_2$  (46 мас.%) при максимальном содержании  $\text{MgO}$  (10 мас.%) имеет обр. 640, занимающий пограничное положение между тефритом и базанитом.

Базальты и трахибазальты Тункинского хребта имеют преимущественно низко-Mg

состав (рис. 9г). Тенденция распространения низко-Mg пород территории Хобок сохраняется, хотя один образец дайки Харимпты (525/5) имеет повышенное содержание  $\text{MgO}$  (9 мас.%).

Петрохимические различия вулканических пород территорий подчеркиваются на диаграммах  $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{MgO}$  (рис. 10). В последовательности вулканических пород Козьей Шейки базальты возрастной генерации 16–15 млн лет имеют самое низкое отношение  $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ . В породах более молодых генераций это отношение в целом возрастает. В последовательности вулканических пород территорий Иркут-Ахалик, Хобок и Тункинский хребт базальты возрастной генерации 16–15 млн лет имеют, наоборот, высокое отношение  $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ . В породах более молодых генераций этих территорий отношение  $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$  в целом снижается.



**Рис. 10.** Диаграммы  $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{MgO}$  последовательностей вулканических пород Тункинской впадины и сопредельных территорий. Условные обозначения см. на рис. 8.

**Fig. 10.**  $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{MgO}$  diagrams of volcanic rock sequences in the Tunka Basin and adjacent areas. Symbols are as in Fig. 8.

## Обсуждение результатов

### Тренды кристаллизационного фракционирования

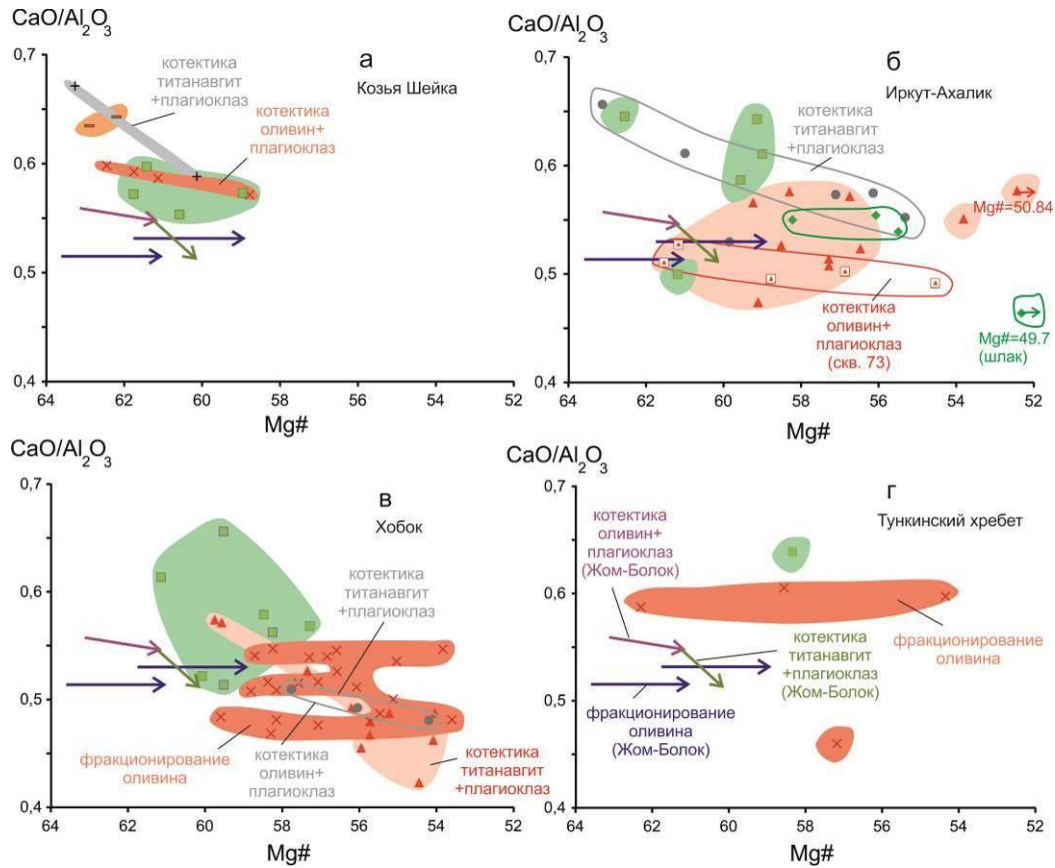
Петрохимическая изменчивость вулканических пород в возрастных генерациях может быть связана как с выплавлением магм в глубинном источнике, так и с кристаллизацией расплавов на пути их движения в магматических каналах или в лавовых потоках. Для расчета корректных моделей плавления используются концентрации микроэлементов в выплавках с учетом коэффициентов распределения минерал–расплав, которые, как правило, существенно ниже 1. В настоящей работе микроэлементы вулканических пород не рассматриваются. Соответственно, модели плавления не рассчитываются. Даются предварительные оценки изменения состава расплавов, кристаллизующихся в потоке.

Основанием для выделения кристаллизационных трендов служат результаты сравнительных исследований состава 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 выявлен тренд снижения  $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$  со слабым относительным снижением магнезиального числа  $\text{Mg}\#$  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 доступных для опробования

верхних частей незродированных лавовых потоков осевой части хр. Большой Саян различаются тренды фракционирования оливина с участием Са-плагиоклаза (с повышенным  $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ ) и без участия Са-плагиоклаза (с низким  $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ ). Последний тренд соответствует котектике оливин+титанавгит. Тренд фации «трубы» (котектика титанавгит+плагиоклаз с варьирующим  $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$  при узком диапазоне  $\text{Mg}\#$ ) в породах осевой части хр. Большой Саян не идентифицируется (Рассказов и др., 2025а).

Кристаллизация оливина выражается в снижении магнезиальности остаточного расплава без каких-либо вариаций отношения  $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ . Тренды отделения оливина наблюдаются в трахибазальтах генерации 10–8 млн лет на территориях Хобок и Тункинский хребет (рис. 11в,г). Смещение трех из четырех фигуративных точек лав возрастом 4 млн лет территории Иркут-Ахалик вдоль оси абсцисс также может интерпретироваться как следствие кристаллизации оливина. Четвертый состав пород этой возрастной генерации отличается низким значением  $\text{Mg}\#$  (49.7) при пониженном отношении  $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$  (0.48) (рис. 11б). В отличие от других (массивных) пород генерации 4 млн лет, эта порода является вулканическим шлаком. Образец отобран в верхней части обнажения Замараихи, в котором представлена плиоцен-плейстоценовая (?) часть разреза (Логачев, 1956). В данном случае шлак не обнаруживает генетической связи с одновозрастными массивными базальтами.

Если при кристаллизации расплава к оливину присоединяется плагиоклаз, снижение магнезиальности остаточных расплавов сопровождается слабым снижением отношения  $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ . Тренды плагиоклаз-оливиновой котектической кристаллизации, параллельные соответствующему тренду Жом-Болока, определяются для группы базальтов-трахибазальтов возрастом 8.3 млн лет кровли разреза Козьей Шейки (рис. 11а), а также для обломков пород генерации 2–1 млн лет из никольской скв. 73 территории Иркут-Ахалик (рис. 11б).



**Рис. 11.** Диаграммы  $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{Mg}\#$  последовательностей вулканических пород Тункинской впадины и сопредельных территорий.  $\text{Mg}\# = 100 \times \text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe}^{2+})$  в атомных количествах при коррекции  $\text{Fe}^{3+} = 0.15\text{Fe}_{\text{общ}}$ . Условные обозначения см. на рис. 8.

**Fig. 11.**  $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$  versus  $\text{Mg}\#$  diagrams of volcanic rock sequences of the Tunka Basin and adjacent areas.  $\text{Mg}\# = 100 \times \text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe}^{2+})$  in atomic quantities with the correction  $\text{Fe}^{3+} = 0.15\text{Fe}_{\text{total}}$ . Symbols are as in Fig. 8.

Котектическая кристаллизация титанавгита и плагиоклаза в Усть-Жомболокском покрове выражена более крутым наклоном тренда с узким интервалом значений  $\text{Mg}\#$  (Рассказов и др., 2025а). Параллельно этому тренду протягиваются тренды базанитов Козьей Шейки возрастом 11 млн лет (рис. 11а) и трахибазальтов территории Хобок возрастом 2.0–1.2 млн лет (рис. 11в). Меньший наклон наблюдается для трендов пород возрастных генераций 13 млн лет территорий Иркут-Ахалик и Хобок (рис. 11б,в).

Породы Козьей Шейки находятся в области магнезиальных составов ( $\text{Mg}\# = 59\text{--}63$ ), характерных для предголоценовых пород Восточных Саян. Породы других территорий смещаются в менее магнезиальную область. Наиболее низкое значение  $\text{Mg}\#$  (~50) имеют породы территории Иркут-Ахалик. Снижение этого параметра может

свидетельствовать о плавлении железо-магнезиальных пород в источнике.

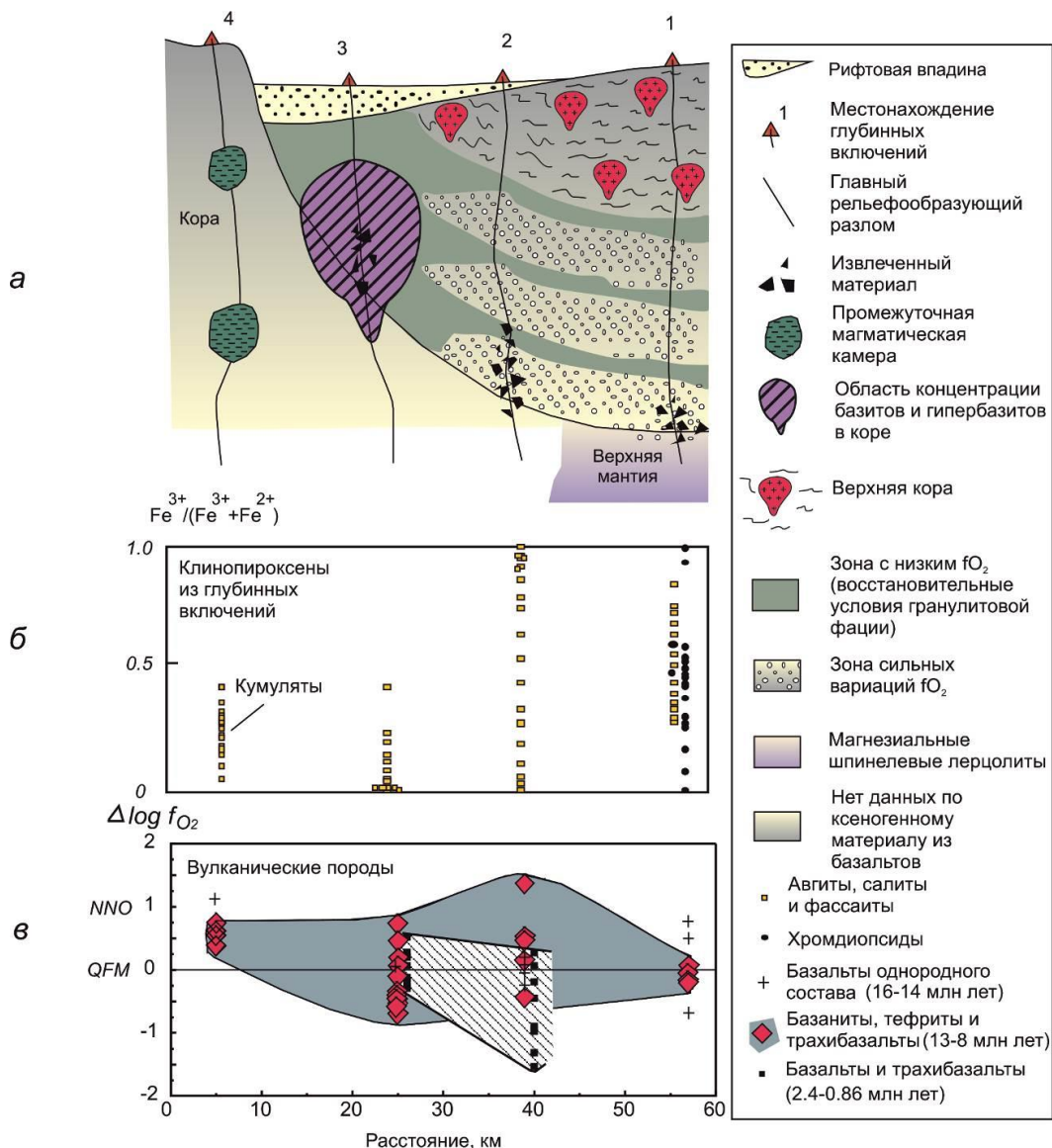
Интерпретация трендов имеет предварительный характер и должна уточняться с привлечением концентраций микроэлементов вулканических пород.

*Сходство и различие вариаций состава разновозрастных генераций вулканических пород и их глубинных включений по латерали Тункинской долины*

Изучение глубинных включений из вулканических пород выявило смену их ассоциаций и широкие вариации степени восстановленности–окисленности железа в минералах вкрест простирания Тункинской долины (рис. 12). На Тункинских гольцах (точка 4 на рис. 12) включения представлены оливин-клинопироксеновыми и плагиоклаз-амфиболовыми кумулатами, кристаллизовавшимися из базальтовых расплавов на уровне земной

коры. В северо-восточной части Тункинской котловины (точка 3 на рис. 12) восстановленные условия выражены в преобладании  $Fe^{2+}$  в клинопироксенах и шпинелях ксенолитов. В южной части Тункинской котловины (точка 2 на рис. 12) находятся ксенолиты зеленых скарноподобных шпинельсодержащих и бесшпинелевых клинопироксенитов. Исследование сложных образцов из этого местонахождения включений показало, что шпинельсодержащие породы кристаллизовались в

относительно восстановленных условиях, а бесшпинелевые – в более окисленных. Типичные ксенолиты хромдиопсидсодержащих шпинелевых лерцолитов не встречаются среди включений из базальтов Тункинской котловины, но найдены в базальтах южного плеча рифтовой долины (точка 1 на рис. 12). Как и в минералах скарноподобных пород местонахождения 2, хромдиопсиды шпинелевых лерцолитов обнаруживают широкие вариации восстановленности–окисленности железа.



**Рис. 12.** Предполагаемый контроль извлечения ксеногенного корового материала по падению основного рельефообразующего листрического разлома Тункинской рифтовой долины поднимающимися трахибазальтовыми расплавами (а), восстановленность–окисленность железа в клинопироксенах из глубинных включений (б) и вариации  $f_{O_2}$  в вулканических породах (в). Значения  $\Delta \log f_{O_2}$  рассчитывались по эмпирическим коэффициентам (Kilinc et al., 1983).  $Fe^{3+}$  и  $Fe^{2+}$  в клинопироксенах рассчитывались по балансу зарядов. Местонахождения глубинных включений (с юга на север): 1 – Козья Шейка; 2 – Иркут–Ахалик; 3 – Хобок; 4 – Тункинский хребет. Из монографии (Чувашова, Рассказов, 2014).

**Fig. 12.** Inferred control of xenolith crustal material extraction along the dip of the listric master fault of the Tunka Rift Valley by rising trachybasaltic melts (a), iron reduction-oxidation state in clinopyroxenes from deep-seated inclusions (b) and  $fO_2$  variations in volcanic rocks (c).  $\Delta \log fO_2$  values were calculated using empirical coefficients (Kilinc et al., 1983).  $Fe^{3+}$  and  $Fe^{2+}$  in clinopyroxenes were calculated from charge balance. Locations of deep inclusions (from south to north): 1 – Kozya Sheika; 2 – Irkut–Akhalik; 3 – Khobok; 4 – Tunka Range. From the monograph (Chuvashova, Rasskazov, 2014).

Основной рельефообразующий разлом Тункинской рифтовой долины ограничивает ее северный крутой склон и погружается к югу под долину до коромантийного перехода (КМП) под его южным (хамардабанским) плечом. Ксенолиты могли извлекаться восходящими базальтовыми расплавами с различных глубин, контролируемых главным рельефообразующим разломом. С приближением к Тункинскому разлому в расплавы попадали глубинные включения с меньших глубин. Запечатленные в ксенолитах восстановительные условия согласуются с предположением о продолжении зоны гранулитовой фации метаморфизма из восточной в центральную часть Тункинской долины. Переход от гранулитовой к амфиболитовой фации соответствует переходу от восстановительных условий (низкая фугитивность кислорода) к сильно меняющимся от восстановительных до окислительных (фугитивность кислорода варьирует) в глубокой части земной коры и в области КМП (Рассказов и др., 2010; Чувашова, Рассказов, 2014).

В вулканических породах были отмечены заметные вариации окислительно-восстановительного потенциала. Степень окисленности средне-позднемиоценовых лав хр. Хабар-Дабан (точка 1, Козья Шейка) и северо-восточной части Тункинской впадины (точка 3, р. Хобок) в общем соответствовала буферу QFM (кварц – фаялит – магнетит). Таким режимом характеризовалось большинство вулканических полей Внутренней Азии. Позднемиоценовые субвулканические породы Тункинского хребта (точка 4) отличались большей окисленностью. Этому способствовали повышенные концентрации воды в расплавах, выразившиеся в кристаллизации водосодержащего минерала (керсутита). В излившихся расплавах юго-восточной части впадины окислительно-восстановительный потенциал варьировал во времени. В начале среднего миоцена (16–14 млн лет назад) он соответствовал буферу QFM (т.е. был подобен окислительно-восстановительному потенциалу в лавах точки 1, Козья Шейка). В конце среднего миоцена и в первой половине позднего миоцена (13–8 млн лет назад) окисленность возросла выше этого буфера; проявилась тенденция, свойственная расплавам,

внедрявшимся в кору Тункинского хребта (точка 4). В плейстоцене (2.4–0.8 млн лет назад) окисленность, наоборот, снизилась; флюидные компоненты заключительного вулканизма в рифтовой долине были восстановленными (Чувашова, Рассказов, 2014).

При изучении литологии осадочных отложений в опорных скважинах Тункинской впадины С.А. Кашиком и В.Н. Мазилковым был сделан вывод о начальном поступлении в нее обломочного материала с южного горного обрамления (хребты Хамар-Дабан и Ургудеевский) и о более позднем поступлении обломочного материала с северного горного обрамления (хр. Тункинский) (устное сообщение на международной экскурсии в 1986 г.). Соответственно, сначала вовлекалась в тектонические движение южная стержневая часть Тункинской долины в связи с поднятием хребтов Хамар-Дабан и Ургудеевский, а затем ее северная стержневая часть в связи с поднятием Тункинского хребта. Различие тектонических движений южной и северной стержневых частей долины должно было отразиться в изменении позднекайнозойской вулканической активности и вариациях состава вулканических пород вкрест ее простиранья.

Из сопоставления петрохимических характеристик вулканических пород четырех территорий, наряду с вариациями окисленности-восстановленности магматических флюидов (см. рис. 12), выявляются следующие закономерности:

1) вулканические породы возрастной генерации 16–15 млн лет на всех территориях профиля имеют сходный (базальтовый) состав;

2) вулканические породы возрастной генерации 13 млн лет находятся на территориях стержневой части Тункинской долины (Иркут-Ахалик, Хобок) и, возможно, ее северного горного обрамления (Тункинский хребет), но выпадают из разреза ее южного горного обрамления (Козьей Шейки);

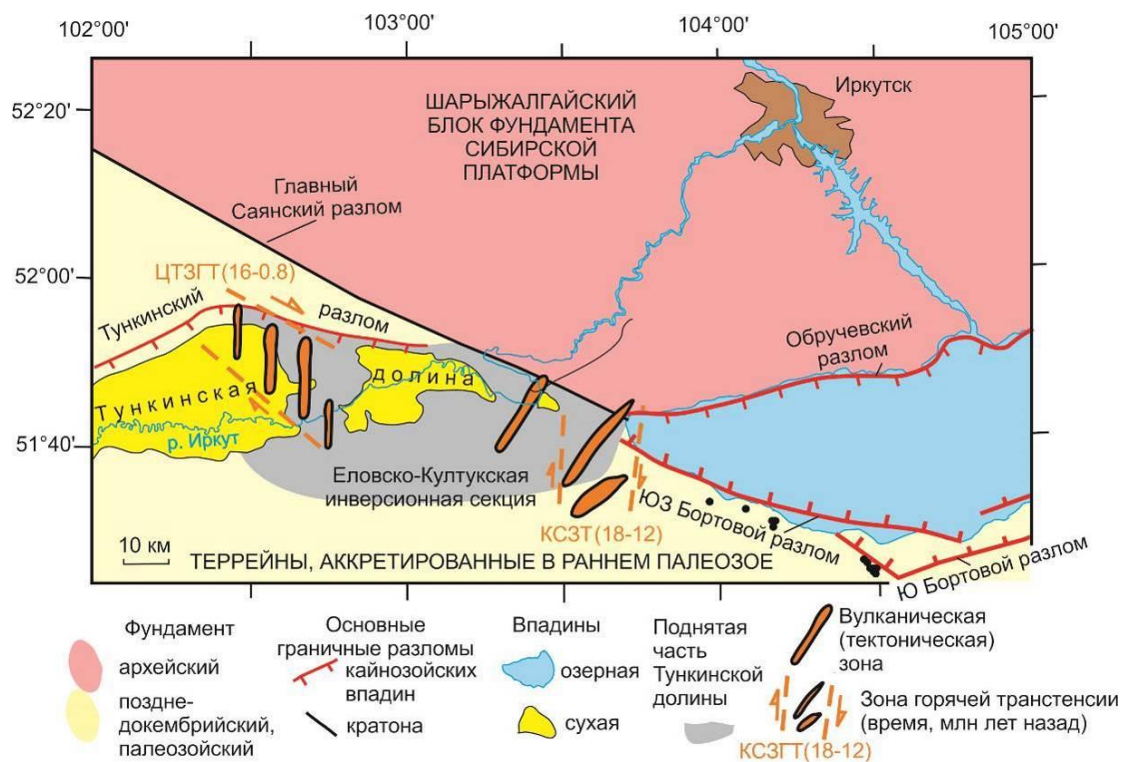
3) вулканические породы возрастной генерации 11–8 млн лет Козьей Шейки характеризуются проявлением около 11 млн лет пород высокощелочного состава – тефритов и базанитов, которые отличаются от разновозрастных пород других территорий профиля

более магнезиальным составом и относительным возрастанием отношения  $CaO/Al_2O_3$ ;

4) вулканические породы возрастной генерации 4–0.8 млн лет находятся на территориях стержневой части Тункинской долины (Иркут-Ахалик, Хобок), но отсутствуют в разрезе вулканической толщи ее южного горного обрамления (Козьей Шейки) и в субвулканических телах северного горного обрамления (Тункинского хребта).

С одной стороны, на обширной территории запада БРС распространяются сходные между собой по составу базальты возрастной генерации 16–15 млн лет, с другой стороны, все последующие возрастные генерации территорий профиля центральной части Тункинской долины представлены вулканическими породами различного состава. Более того, базальтовая возрастная генерация 16–15 млн лет этой территории имеет петрохимическое сходство с одновозрастной базальтовой генерацией ее восточного окончания, тогда как

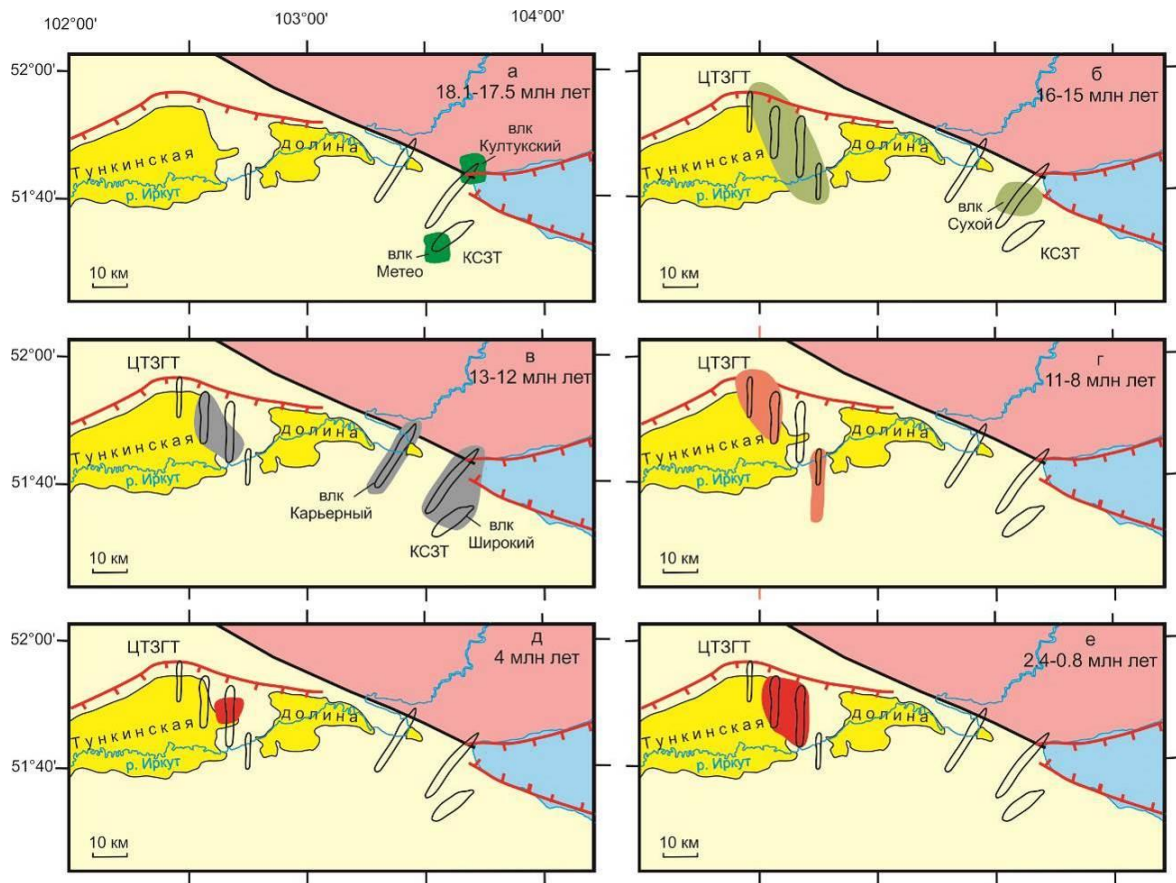
вулканические породы более ранней и более поздней возрастных генераций востока долины (соответственно, 18–17.5 и 13–12 млн лет) имеют свои петрохимические особенности (Рассказов и др., 2013; Rasskazov et al., 2021). Деформации коры в восточной части Тункинской долины определяются структурой жесткого края фундамента Сибирского палеоконтинента. От этой части долины современные деформации распространяются к востоку (в Южно-Байкальской впадине) – с растяжением, к западу (в восточной части Тункинской долины) – с инверсионным сжатием. Камарско-Становая зона горячей трансенсии (КСЗГТ) отделяется от Центрально-Тункинской (ЦТЗГТ) Еловско-Култукской инверсионной секцией, в которой растяжение с течением времени сменяется сжатием (рис. 13). Вулканизм начинается 18.1–17.5 млн лет назад в КСЗГТ, охватывает ЦТЗГТ 16–15 млн лет назад и продолжается в ней до 0.8 млн лет назад (рис. 14).



**Рис. 13.** Структурное положение Камарско-Становой и Центрально-Тункинской зон горячей трансенсии (соответственно, КСЗГТ и ЦТЗГТ) на восточном и западном краях Еловско-Култукской инверсионной секции Тункинской долины. Вулканические (тектонические) зоны горячей трансенсии протягиваются по преобладающему направлению даек. Проникновение магматических расплавов КСЗГТ обеспечивается растяжением коры в направлении северо-запад–юго-восток (вдоль Главного Саянского разлома) во временном интервале 18–12 млн лет назад, а в ЦТЗГТ – растяжением коры в направлении запад–восток (вдоль субширотного фрагмента Тункинского разлома) во временном интервале 16–0.8 млн лет назад.

**Fig. 13.** Structural setting of the Kamar-Stanovoy and Central Tunka hot transtension zones (КСЗГТ and ЦТЗГТ, respectively) at the eastern and western margins of the Elovka-Kultuk inversion section in the Tunka Valley. Volcanic (tectonic) hot transtension zones extend along the prevailing dike directions.

Penetration of magmatic melts within the КСЗГТ is ensured by northwest–southeastern crustal extension (along the Main Sayan Fault) in the time interval of 18–12 Ma, and in the ЦТЗГТ – by west–eastern crustal extension (along the west–eastern fragment of the Tunka Fault) in the time interval of 16–0.8 Ma.



**Рис. 14.** Схема последовательности развития вулканизма в зонах горячей транстенсии центральной и восточной частей Тункинской долины. Условные обозначения см. рис. 13. Вулканические проявления временных интервалов панелей а–е показаны цветами символов и фигуративных полей графиков рис. 8–11. Контур фрагмента зоны транстенсии или его часть без окраски означает отсутствие вулканической активности.

**Fig. 14.** Schematic succession of volcanic evolution in hot transtension zones of the central and eastern Tunka Valley. Symbols are as in Fig. 13. Volcanic areas of the time intervals in panels a–e are shown by the colors of the symbols and data fields in the graphs of Figs. 8–11. Outlines of transtension zone fragments or their uncolored parts correspond to areas without volcanic activities.

Однородная базальтовая генерация возрастом 16–15 млн лет находится не только в центральной и восточной частях Тункинской долины, но и на других территориях запада БРС. Масштаб ее распространения с соответствующей оценкой ее геологического значения в западной части БРС будет рассматриваться в отдельной работе. Здесь нужно обратить внимание на извержение базальтов однородного состава в Тункинской долине БРС приблизительно в одно время с извержениями пикробазальтовых и базанитовых расплавов Береинского вулканического центра Витимского поля, которые маркируют

импульс глубинного мантийного магматизма в оси Японско-Байкальского геодинамического коридора, синхронный с задуговым раскрытием впадины Японского моря (Chuvashova et al., 2017).

От среднего миоцена к позднему и далее к плиоцену-плейстоцену состав вулканических пород Тункинской долины и сопредельных территорий в целом меняется от базальтового к трахибазальтовому. На стержневой территории долины Иркут-Ахалик смена базальтов трахибазальтами реализуется дважды: сначала в средне-позднемиоценовом временном интервале 16–13 млн лет назад, затем – в

плиоцен-четвертичном временном интервале 4–0.8 млн лет назад. Эта особенность временных вариаций состава лав может служить подтверждением наиболее контрастной смены условий в нижней части коры и подстилающей мантии по латерали центральной части Тункинской долины, выявленной по составу глубинных включений из вулканических пород (см. рис. 12).

### **Заключение**

Из результатов сравнительного анализа состава разновозрастных генераций вулканических пород на четырех территориях, распределяющихся вкрест простирания центральной части Тункинской рифтовой долины, следует вывод об особом значении однородных лав базальтового состава, извергавшихся 16–15 млн лет назад не только в центральной, но и в восточной части Тункинской долины. Эта генерация лав маркирует импульс глубинного мантийного магматизма в осевой части Японско-Байкальского геодинамического коридора, синхронный с задуговым раскрытием впадины Японского моря. Последующие вулканические эпизоды 13, 11–8 и 4–0.8 млн лет назад выражаются в вариациях состава извергавшихся лав, отражающих меняющиеся условия магмообразования в Центрально-Тункинской зоне горячей трансенсии при угасании активности Камарско-Становой зоны на ее восточном окончании.

В южной стержневой части Тункинской долины (территория Иркут-Ахалик) состав вулканических пород меняется от базальтового к трахибазальтовому дважды: сначала в среднемиоценовом временном интервале 16–13 млн лет назад, затем – в плиоцен-четвертичном временном интервале 4–0.8 млн лет назад. С 13 до 4 млн лет назад в вулканизме территории Иркут-Ахалик намечается перерыв. В северной стержневой части Тункинской долины (территория Хобок) базальты сменяются трахибазальтами в среднем миоцене (16–13 млн лет назад), а в позднем миоцене (9–8 млн лет назад) и в плиоцене-плейстоцене (2.0–1.2 млн лет назад) извергаются только трахибазальты. В южном горном обрамлении (хр. Хамар-Дабан) и северном горном обрамлении (хр. Тункинский)

проявляется только вулканизм среднего-позднего миоцена (16–8 млн лет назад).

### **Вклад авторов**

Рукопись подготовлена по проекту ИЗК СО РАН FWEF-2026-0010 в рамках решения образовательных задач магистерского курса заочного обучения геологического факультета ИГУ в 2026 г. «Подготовка, оформление и представление результатов научно-исследовательских и научно-производственных работ». Текст подготовлен преподавателем курса С.В. Рассказовым с участием преподавателя И.С. Чувашиной на основе материалов монографии (Рассказов, 1993), дополненных и расширенных новыми данными, полученными при полевых исследованиях в 1990–2020-х гг. Систематизация петрохимических данных проводилась с участием Т.А. Ясныгиной. Другие авторы статьи были слушателями курса.

### **Благодарности**

Петрогенные оксиды пород из коллекции (Рассказов, 1993) и новых образцов, использованных в статье, определялись химиками-аналитиками Т.А. Лахно, Н.Г. Таскиной, Г.В. Бондаревой и М.М. Самойленко в ИЗК СО РАН.

### **Литература**

- Алокла Р., Чувашова И.С., Рассказов С.В., Акулова В.В., Рубцова М.Н., Будаев Р.Ц. Лессовидные породы на вулканическом конусе Хурай-Хобок в Тункинской впадине // Известия Иркутского государственного университета. Серия Науки о Земле. 2022. Т. 41. С. 3–20. doi.org/10.26516/2073-3402.2022.41.3
- 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.
- Белов И.В. Трахибазальтовая формация Прибайкалья. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 371 с.
- Волянюк Н.Я., Семенова В.Г. О находке глиноземистых ультраосновных включений в базальтах Байкальской рифтовой зоны. Доклады АН СССР. 1975. Т. 222, № 5. С. 1186–1189.
- Грачев А.Ф. Хамар-Дабан – горячая точка Байкальского рифта // Физика Земли. 1998. № 3. С. 3–28.

- Грудинин М.И., Чувашова И.С. (составители). Байкал. Геология. Человек. Иркутск: Изд-во ИГУ, 2011. 239 с.
- Континентальные рифты. М.; Мир, 1981. 271 с.
- Логачев Н.А. К геологии базальтов Юго-Западного Прибайкалья // Материалы по изучению производительных сил Бурятской АССР. Вып. 2. Улан-Удэ, 1956. С. 111–130.
- Логачев Н.А. Саяно-Байкальское становое нагорье. Нагорья Прибайкалья и Забайкалья. М.: Наука, 1974. С. 7–163.
- Повышев А.С. Окончательный сводный отчет по Тункинской опорной скважине №2-о. Часть 1. Иркутск, 1956. 127 с.
- Попова С.М., Мац В.Д., Черняева Г.П. и др. Палеолимнологические реконструкции: Байкальская рифтовая зона. Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1989. 111 с.
- Рассказов С.В. Магматизм Байкальской рифтовой системы в сопоставлении с магматизмом рифтовой системы Рио Гранде. Препринт № 1. Иркутск: Институт земной коры СО АН СССР, 1990. 59 с.
- Рассказов С.В. Магматизм Байкальской рифтовой системы. Новосибирск: ВО "Наука". Сибирская издательская фирма, 1993. 288 с.
- Рассказов С.В. Введение в геологию Тункинской долины Байкальской рифтовой системы: лекция для будущих геологов // Геология и окружающая среда. 2025. Т. 5, № 2. С. 186–222. doi: 10.26516/2541-9641.2025.2.186.
- Рассказов С.В., Чувашова И.С. Первоначальное обоснование и последующее восприятие гипотез о строении и развитии Байкальской системы впадин // Геология и окружающая среда. 2023. Т. 3, № 3. С. 105–148. DOI 10.26516/2541-9641.2023.3.105.
- Рассказов С.В., Саньков В.А., Ружич В.В., Смекалин О.П. Кайнозойский континентальный рифтогенез: Путеводитель геологической экскурсии в Тункинскую рифтовую долину // Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2010. 40 с.
- Рассказов С.В., Ясныгина Т.А., Чувашова И.С., Михеева Е.А., Снопков С.В. Култукский вулкан: пространственно-временная смена магматических источников на западном окончании Южно-Байкальской впадины в интервале 18–12 млн лет назад // Геодинамика и тектонофизика. 2013. Т. 4, № 2. С. 135–168. doi: 10.5800/GT-2013-4-2-0095
- Рассказов С.В., Парфенов Д.И., Галсанов З.Б., 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. 2025а. Т. 5, № 4. С. 141–171. . doi: 10.26516/2541-9641.2025.4.141
- Рассказов С.В., Ясныгина Т.А., Чувашова И.С., Папаев А.П., Снопков С.В., Парфенов Д.И., Иванов К.О., Полежаева И.В., Калинович М.Е. Геохимические характеристики лессов Тункинской долины и Окинской впадины, юг Восточной Сибири: сопоставление с геохимическими характеристиками лессов сопредельной Азии // Геология и окружающая среда. 2025б. Т. 5, № 1. С. 23–60. . doi: 10.26516/2541-9641.2025.1.23.
- Ружич В.В., Шерман С.И., Тарасович С.И. Новые данные о надвигах в юго-западной части Байкальской рифтовой зоны // Докл. АН СССР. 1972. Т. 205, № 4. С. 920–923.
- Сизых Ю.И. Общая схема химического анализа горных пород и минералов. Отчет. Институт земной коры СО АН СССР. Иркутск, 1985. 50 с.
- Хассан А., Рассказов С.В., Чувашова И.С., Ясныгина Т.А., Титова Л.А., Кулагина Н.В., Усолецва М.В. Идентификация озерных отложений верхнего миоцена – нижнего плиоцена в суходольной Тункинской впадине Байкальской рифтовой зоны // Геодинамика и тектонофизика. 2020. Т. 11, № 2. С. 261–284. doi: 10.5800/GT-2020-11-2-0473
- Чувашова И.С., Алокла Р., Рассказов С.В. Инфильтрация глин в поры и каверны неогеновых базальтов Восточного Саяна // Геология и окружающая среда. 2021. Т. 1, № 1. С. 16–26.
- Шерман С.И., Леви К.Г. Трансформные разломы Байкальской рифтовой зоны и сейсмичность ее флангов // Тектоника и сейсмичность континентальных рифтовых зон. М.: Наука, 1978. С. 7–18.
- Шерман С.И., Медведев М.Е., Ружич В.В., Шмотов А.П. Тектоника и вулканизм юго-западной части Байкальской рифтовой зоны. М.: Наука, 1973. 136 с.
- Флоренсов Н.А. Мезозойские и кайнозойские впадины Прибайкалья. Труды Вост.-Сиб. фил. СО АН СССР. Вып. 19. Серия геол. М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1960. 258 с.
- Флоренсов Н.А., Лоскутова Н.В. Новые данные о тункинских вулканах (Западное Прибайкалье). Изв. АН СССР, сер. геол. 1953. № 5. С. 96–104.
- Ashchepkov I., Tsygankov A., Burmakina G., Ntaflou T., Rasskazov S., Chuvashova I., Ailow Y. Geochemistry and petrology of crust and mantle xenoliths and xenocrysts in the Trans-Khamar-Daban Zone // Earth Systems, Resources, and Sustainability. 2026. Vol. 1, No. 2. P. 202–220. doi: 10.53941/esrs.2026.100013
- Chuvashova I., Rasskazov S., Sun Yi-min, Yang Chen Origin of melting anomalies in the Japan-Baikal corridor of Asia at the latest geodynamic stage: evolution from the mantle transition layer and generation by lithospheric transtension //

Geodynamics & Tectonophysics. 2017. Vol. 8, No. 3. P. 435–440. doi.org/10.5800/GT-2017-8-3-0256.

Kilinc A., Carmichael I.S.E., Rivers M.L., Sack R.O. The ferric–ferrous ratio of natural silicate liquids equilibrated in air // *Contrib. Miner. Petrol.* 1983. Vol. 83. P. 136–140.

Le Bas M.J. Nephelinitic and basanitic rocks // *J. Petrol.* 1989. Vol. 39, Part 5. P. 1299–1312.

Lipman P.W. Alkalic and tholeiitic basaltic volcanism related to the Rio-Grande depression, Southern Colorado and Northern New Mexico // *Bull. Geol. Soc. Am.* 1969. Vol. 80, No. 7. P. 1343–1354.

Rasskazov S., Chuvashova I., Yasnygina T., Saranina E., Gerasimov N., Ailow Y., Sun Y.-M. Tectonic generation of pseudotachylytes and volcanic rocks: Deep-seated magma sources of crust-mantle transition in the Baikal Rift System, Southern Siberia // *Minerals.* 2021. Vol. 11, No. 5, 487. doi: 10.3390/min11050487

## References

Alokla R., Chuvashova I.S., Rasskazov S.V., Akulova V.V., Rubtsova M.N., Budaev R.Ts. Loess-like rocks on the Khurai-Khobok volcanic cone in the Tunka basin // *Bulletin of Irkutsk State University. Earth Sciences Series.* 2022. Vol. 41. P. 3–20. doi: 10.26516/2073-3402.2022.41.3

Ashchepkov I.V., Travin A.V., Saprykin A.I., Andre L., Gerasimov P.A., Khmel'nikova O.S. Age of xenolith-bearing basalts and mantle evolution in the Baikal rift zone // *Russian Geology and Geophysics.* 2003. Vol. 44, No. 11. P. 1160–1188.

Ashchepkov I., Tsygankov A., Burmakina G., Ntaflou T., Rasskazov S., Chuvashova I., Ailow Y. Geochemistry and petrology of crust and mantle xenoliths and xenocrysts in the Trans-Khamar-Daban Zone // *Earth Systems, Resources, and Sustainability.* 2026. Vol. 1, No. 2. P. 202–220. doi: 10.53941/esrs.2026.100013

Belov I.V. Trachybasalt formation of the Baikal region. Moscow: Publishing house of the USSR Academy of Sciences, 1963. 371 p.

Chuvashova I., Rasskazov S., Sun Yi-min, Yang Chen Origin of melting anomalies in the Japan-Baikal corridor of Asia at the latest geodynamic stage: evolution from the mantle transition layer and generation by lithospheric transtension // *Geodynamics & Tectonophysics.* 2017. Vol. 8, No. 3. P. 435–440. doi: 10.5800/GT-2017-8-3-0256.

Grachev A.F. Khamar-Daban: a hot spot of the Baikal rift // *Physics of the Earth.* 1998. No. 3. P. 3–28.

Grudin M.I., Chuvashova I.S. (compilers). Baikal. Geology. Human being. Irkutsk: Publishing house of Irkutsk State University, 2011. 239 p.

Chuvashova I.S., Alokla R., Rasskazov S.V. Infiltration of clay into pores and cavities of Neogene basalts from Eastern Sayans // *Geology and*

*Environment.* 2021. Vol. 1, No. 1. P. 16–26. doi.org/10.26516/2541-9641.2021.1.16]

Continental rifts. Moscow; Mir, 1981. 271 p.

Florensov N.A. Mesozoic and Cenozoic basins of the Baikal region. Proceedings of the East Siberian Branch of the USSR Academy of Sciences. Issue 19. Geological Series. Moscow-Leningrad: Publishing House of the USSR Academy of Sciences, 1960. 258 p.

Florensov N.A., Loskutova N.V. New data on the Tunka volcanoes (Western Baikal region). *Izvestiya AN SSSR, geol. series.* 1953. No. 5. P. 96–104.

Hassan A., Rasskazov S.V., Chuvashova I.S., Yasnygina T.A., Titova L.A., Kulagina N.V., Usoltseva M.V. Identifying Upper Miocene – Lower Pliocene lacustrine sediments in dry Tunka basin of the Baikal rift zone // *Geodynamics & Tectonophysics.* 2020. Vol. 11, No. 2. P. 262–284. doi:10.5800/GT-2020-11-2-0473

Kilinc A., Carmichael I.S.E., Rivers M.L., Sack R.O. The ferric–ferrous ratio of natural silicate liquids equilibrated in air // *Contrib. Miner. Petrol.* 1983. Vol. 83. P. 136–140.

Le Bas M.J. Nephelinitic and basanitic rocks // *J. Petrol.* 1989. Vol. 39, Part 5. P. 1299–1312.

Lipman P.W. Alkalic and tholeiitic basaltic volcanism related to the Rio-Grande depression, Southern Colorado and Northern New Mexico // *Bull. Geol. Soc. Am.* 1969. Vol. 80, No. 7. P. 1343–1354.

Logatchev N.A. On the Geology of basalts in the southwestern Baikal region // *Materials for the study of the productive forces of the Buryat ASSR.* Issue 2. Ulan-Ude, 1956. P. 111–130.

Logatchev N.A. The Sayan-Baikal Stanovoe Upland. The Uplands of the Baikal and Transbaikalian regions. Moscow: Nauka, 1974. P. 7–163.

Povyshcheyev A.S. Final summary report on the Tunka reference borehole No. 2-O. Part 1. Irkutsk, 1956. 127 p.

Popova S.M., Mats V.D., Chernyaeva G.P. et al. Paleolimnological reconstructions: Baikal Rift Zone. Novosibirsk: Nauka, Siberian Branch, 1989. 111 p.

Rasskazov S.V. Magmatism of the Baikal Rift System in comparison with magmatism of the Rio Grande Rift System. Preprint No. 1. Irkutsk: Institute of the Earth's Crust, Siberian Branch of the USSR Academy of Sciences, 1990. 59 p.

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

Rasskazov S.V. Introduction to the geology of the Tunka Valley of the Baikal rift system: lecture for geologists to be // *Geology and Environment.* 2025. Vol. 5, No. 2. P. 186–222. doi: 10.26516/2541-9641.2025.2.186.]

Rasskazov S.V., Chuvashova I.S. Initial substantiation and subsequent perception of hypotheses on the structure and development of the Baikal system of basins // *Geology and Environment.* 2023. Vol. 3,

No. 3. P. 105–148. DOI 10.26516/2541-9641.2023.3.105.

Rasskazov S., Chuvashova I., Yasnygina T., Saranina E., Gerasimov N., Ailow Y., Sun Y.-M. Tectonic generation of pseudotachylytes and volcanic rocks: Deep-seated magma sources of crust-mantle transition in the Baikal Rift System, Southern Siberia // *Minerals*. 2021. Vol. 11, No 5, 487. doi: 10.3390/min11050487

Rasskazov S.V., Parfenov D.I., Galsanov Z.B., 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 preHolocene tephrite-trachybasalt series in the High Great Sayan Range and Oka Basin // *Geology and Environment*. 2025a. Vol. 5, No. 4. P. 141–171. doi: 10.26516/2541-9641.2025.4.141.]

Rasskazov S.V., Sankov V.A., Ruzhich V.V., Smekalin O.P. Cenozoic continental rifting: A guide to a geological excursion to the Tunka Rift Valley // Irkutsk: Institute of the Earth's Crust SB RAS, 2010. 40 p.

Rasskazov S.V., Yasnygina T.A., Chuvashova I.S., Mikheeva E.A., Snopkov S.V. Kultuk Volcano: Spatio-temporal Change of Magmatic Sources at the Western Termination of the South Baikal Basin in the Interval of 18–12 Ma // *Geodynamics and Tectonophysics*. 2013. Vol. 4, No. 2. P. 135–168. doi: 10.5800/GT-2013-4-2-0095

**Рассказов Сергей Васильевич,**

доктор геолого-минералогических наук, профессор,  
664033, Иркутск, ул. Лермонтова, д. 128,  
Институт земной коры СО РАН,  
заведующий лабораторией изотопии и геохронологии,  
664025, Иркутск, ул. Ленина, д. 3,  
Иркутский государственный университет, геологический факультет,  
заведующий кафедрой динамической геологии,  
тел.: (3952) 51–16–59,  
email: rassk@crust.irk.ru

**Rasskazov Sergei Vasilevich,**

doctor of geological and mineralogical sciences, professor,  
664033, Irkutsk, st. Lermontova, 128,  
Institute of the Earth's Crust SB RAS,  
Head of the Laboratory for Isotopic and Geochronological Studies,  
664025, Irkutsk, Lenin st., 3,  
Irkutsk State University, Faculty of Geology,  
Head of Dynamic Geology Char,  
tel.: (3952) 51–16–59,  
email: rassk@crust.irk.ru

**Чувашова Ирина Сергеевна,**

кандидат геолого-минералогических наук,  
664033, Иркутск, ул. Лермонтова, д. 128,  
Институт земной коры СО РАН,

Rasskazov S.V., Yasnygina T.A., Chuvashova I.S., Papaev A.P., Snopkov S.V., Parfenov D.I., Ivanov K.O., Polezhaeva I.V., Kalinovich M.E. Geochemical signatures of loesses from the Tunka Valley and Oka Basin, Southern of Eastern Siberia: Comparison with geochemical signatures of loesses from adjacent Asia // *Geology and Environment*. 2025b. Vol. 5, No. 1. P. 23–60. Doi 10.26516/2541-9641.2025.1.23. doi: 10.5800/GT-2013-4-2-0095

Ruzhich V.V., Sherman S.I., Tarasovich S.I. New data on thrust faults in the southwestern part of the Baikal rift zone // *Doklady of the USSR Academy of Sciences*. 1972. Vol. 205, No. 4. P. 920–923.

Sherman S.I., Levi K.G. Transform faults of the Baikal rift zone and seismicity of its flanks. In: *Tectonics and seismicity of continental rift zones*. Nauka, Moscow, 1978. 7–18.

Sherman S.I., Medvedev M.E., Ruzhich V.V., Shmotov A.P. Tectonics and volcanism of the southwestern part of the Baikal rift zone. Moscow: Nauka, 1973. 136 p.

Sizykh Yu.I. General scheme of chemical analysis of rocks and minerals. Open file report. Institute of the Earth's Crust SB USSR Academy of Sciences. Irkutsk, 1985. 50 p.

Volyanyuk N.Ya., Semenova V.G. On the finding of aluminous ultramafic inclusions in basalts of the Baikal rift zone. *Doklady of the USSR Academy of Sciences*. 1975. Vol. 222, No. 5. P. 1186–1189.

старший научный сотрудник,  
664003, Иркутск, ул. Ленина, д. 3,  
Иркутский государственный университет, геологический факультет,  
доцент кафедры динамической геологии,  
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,  
664025, Irkutsk, st. Lenina, 3,  
Irkutsk State University, Faculty of Geology,  
Associate Professor of Dynamic Geology Char,  
email: chuvashova@crust.irk.ru

**Ясныгина Татьяна Александровна,**

кандидат геолого-минералогических наук,  
664033, Иркутск, ул. Лермонтова, д. 128,  
Институт земной коры СО РАН,  
старший научный сотрудник,  
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,  
email: ty@crust.irk.ru

**Виницина Кристина Александровна,**

664025, Иркутск, ул. Ленина, д. 3,  
Иркутский государственный университет, геологический факультет,  
студент второго курса магистерской подготовки, заочное отделение,  
email: kristya2651@yandex.ru

**Vinitsina Kristina Alexandrovna**,  
664025, Irkutsk, st. Lenina, 3,  
Irkutsk State University, Faculty of Geology,  
second year student of master's degree program, correspondence department,  
email: kristya2651@yandex.ru

**Будаев Баяр Буянтаевич**,  
664025, Иркутск, ул. Ленина, д. 3,  
Иркутский государственный университет, геологический факультет,  
студент второго курса магистерской подготовки, заочное отделение,

664033, Иркутск, ул. Улан-Баторская 1,  
Институт географии им. В.Б. Сочавы СО РАН,  
аспирант,  
email: bevabear7@gmail.com

**Budaev Bayar Buyantaevich**,  
664025, Irkutsk, st. Lenina, 3,  
Irkutsk State University, Faculty of Geology,  
second year student of master's degree program, correspondence department,  
664033, Irkutsk, st. Ulaanbaatar 1,  
V.V. Sochava Institute of Geography SB RAS,  
graduate student,  
email: bevabear7@gmail.com

**Цыренов Олег Жаргалович**,  
664025, Иркутск, ул. Ленина, д. 3,  
Иркутский государственный университет, геологический факультет,  
студент второго курса магистерской подготовки, заочное отделение,  
email: olegcyrenov@gmail.com

**Tsyrenov Oleg Zhargalovich**,  
664025, Irkutsk, st. Lenina, 3,  
Irkutsk State University, Faculty of Geology,  
second year student of master's degree program, correspondence department,

email: olegcyrenov@gmail.com

**Замбалов Александр Петрович**,  
664025, Иркутск, ул. Ленина, д. 3,  
Иркутский государственный университет, геологический факультет,  
студент второго курса магистерской подготовки, заочное отделение,  
email: zambalov1997@gmail.com

**Zambalov Alexander Petrovich**,  
664025, Irkutsk, st. Lenina, 3,  
Irkutsk State University, Faculty of Geology,  
second year student of master's degree program, correspondence department,  
email: zambalov1997@gmail.com

**Кононов Владислав Юрьевич**,  
664025, Иркутск, ул. Ленина, д. 3,  
Иркутский государственный университет, геологический факультет,  
студент второго курса магистерской подготовки, заочное отделение,  
email: ddoskononov@yandex.ru

**Kononov Vladislav Yurievich**,  
664025, Irkutsk, st. Lenina, 3,  
Irkutsk State University, Faculty of Geology,  
second year student of master's degree program, correspondence department,  
email: ddoskononov@yandex.ru

**Антипин Роман Вячеславович**,  
664025, Иркутск, ул. Ленина, д. 3,  
Иркутский государственный университет, геологический факультет,  
студент второго курса магистерской подготовки, заочное отделение,  
email: Antipin\_roman@mail.ru

**Antipin Roman Vyacheslavovich**,  
664025, Irkutsk, st. Lenina, 3,  
Irkutsk State University, Faculty of Geology,  
second year student of master's degree program, correspondence department,  
email: Antipin\_roman@mail.ru

---