

U–Th-датирование средне-позднеплейстоценовых вулканических пород Саян, Сибирь и Хангая, Центральная Монголия

Е.П. Чебыкин¹, С.В. Рассказов^{1,2}, И.С. Чувашова^{1,2}, Д.И. Парфенов^{1,2}

¹Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск, Россия

²Иркутский государственный университет, г. Иркутск, Россия

Аннотация. Для средне-позднеплейстоценовых вулканических пород Саян (Россия) и Хангая (Монголия) получены изохронные датировки по неравновесной серии ^{238}U . Часть из них согласуется с К–Аг-датировками. Из полученных данных следует, что во временном интервале 400–350 тыс. лет назад вулканическая деятельность имела место на обеих территориях, в интервале 230–60 тыс. лет назад – только в Саянах и в последние 50 тыс. лет – вновь на обеих территориях. В породах первого временного интервала определены высокие значения начальных изотопных ториевых отношений ($^{230}\text{Th}_0/^{232}\text{Th}$) (до 6.0), а в породах более поздних извержений – последовательное снижение значений этого параметра. Исключение составил вулканический эпизод 120–112 тыс. лет назад, для пород которого в Саянах получен широкий интервал ($^{230}\text{Th}_0/^{232}\text{Th}$) – от 1.17 до 1.34.

Ключевые слова: Центральная Азия, четвертичный период, ^{238}U -серия, вулканизм

U–Th Dating of Middle to Late Pleistocene Volcanic Rocks from Sayans, Siberia and Hangay, Central Mongolia

E.P. Chebykin¹, S.V. Rasskazov^{1,2}, I.S. Chuvashova^{1,2}, D.I. Parfenov^{1,2}

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

²Irkutsk State University, Irkutsk, Russia

Abstract. Isochron ages from non-equilibrium ^{238}U series have been obtained for Middle-Late Pleistocene volcanic rocks of the Sayan Mountains (Russia) and Hangay Mountains (Mongolia). Some of these are consistent with K–Ar ages. The data obtained indicate that volcanic activities occurred in both areas during the time interval 400–350 Ka, only in the Sayan Mountains during the period 230–60 Ka, and again in both areas during the last 50 Ka. High initial thorium isotope ratio ($^{230}\text{Th}_0/^{232}\text{Th}$) (up to 6.0) was determined in rocks from the first time interval, while a consistent decrease in this parameter was observed in rocks from later eruptions. The exception was the volcanic episode 120–112 Ka, for the rocks of which in the Sayan Mountains a wide range ($^{230}\text{Th}_0/^{232}\text{Th}$) was obtained – from 1.17 to 1.34.

Keywords: Central Asia, Quaternary period, ^{238}U -series, volcanism

⁵ Статья получена: 11.07.2026; исправлена: 15.07.2026; принята: 24.07.2026.

ДЛЯ ЦИТИРОВАНИЯ: Чебыкин Е.П., Рассказов С.В., Чувашова И.С., Парфенов Д.И. U–Th-датирование средне-позднеплейстоценовых вулканических пород Саян, Сибирь и Хангая, Центральная Монголия // Геология и окружающая среда. 2026. Т. 6, № 2. С. 116–136. DOI 10.26516/2541-9641.2026.2.116. EDN: BOYMBW

Article received: 11.07.2026; corrected: 15.07.2026; accepted: 24.07.2026.

FOR CITATION: Chebykin E.P., Rasskazov S.V., Chuvashova I.S., Parfenov D.I. U–Th dating of Middle to Late Pleistocene volcanic rocks from Sayans, Siberia and Hangay, Central Mongolia // Geology and Environment. 2026. Vol. 6, No. 2. P. 116–136. DOI 10.26516/2541-9641.2026.2.116. EDN: BOYMBW

Введение

В горных системах Саян и Хангая распространены четвертичные вулканические конусы и лавовые потоки. Заключительные извержения на обеих территориях относятся к голоцену. Первые датировки лавовых слоев среднего-позднего плейстоцена в Саянах были получены термолюминесцентным (TL) методом по отожженным подстилающим осадочным отложениям (Куликов, Мацера, 1987). Впоследствии использовался К–Аг-метод определений возраста по основной массе вулканических пород (Рассказов и др., 1989, 1996, 2000, 2007; Сугорова и др., 2003). Часть образцов датировалась методом $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (Рассказов и др., 2007).

В геохронометрической практике последних лет применялось несколько модификаций TL-метода. Выявлены существенные расхождения датировок разных лабораторий, иногда отличающихся на порядок, в зависимости от методики отбора проб и их аналитического обеспечения, поэтому TL-даты нуждаются в контроле датировками другими геохронометрическими методами. Надежность применения К–Аг-изотопной системы для определений возраста молодых лав по их основной массе также проблематична в связи с низкими концентрациями радиогенного аргона. Имеется вероятность искажения датировок на десятки и сотни тысяч лет из-за присутствия избыточного аргона и фракционирования масс (Dalrymple, 1969; Matsumoto, Kobayashi, 1995; Рассказов и др., 2012а). Уверенность в правильности радиоизотопных определений времени молодых вулканических событий может достигаться при согласовании результатов, полученных разными геохронометрическими методами. В настоящей работе мы приводим ИСП–МС U–Th-датировки молодых вулканических пород Саян и Хангая в сопоставлении с имеющимися результатами К–Аг-датирования.

Датирование проводится по радионуклидам неравновесной серии ^{238}U . Предполагается, что неравновесность ^{238}U и ^{230}Th контролируется в основном распределением U и Th между гранатом и образующейся выплавкой (Asmerom, 1999; Beattie, 1993) и

может иметь место в источниках, претерпевших мантийный метасоматоз (Foley et al., 2001). Датировки вулканических пород получают по минеральным и валовым изохронам (Dickin, 2005). Построение валовых изохрон становится возможным, если датируются образцы вулканических пород короткого эпизода извержений из источника, в котором обеспечивалась неравновесность ^{238}U и ^{230}Th с варьирующими значениями ($^{238}\text{U}/^{232}\text{Th}$) (отношений нуклидов с большими периодами полураспада, в скобках приводятся единицы активности) при одинаковых значениях начального отношения изотопов тория ($^{230}\text{Th}_0/^{232}\text{Th}$). Последнее отношение быстро снижается из-за короткого периода полураспада ^{230}Th . Гипотеза изохронных соотношений фигуративных точек и U–Th-возраст принимается с высокой степенью достоверности, если имеется сходная независимая геологическая оценка возраста с контрольной К–Аг-датировкой.

Методика

Измерение ^{232}Th и изотопов ^{238}U -серии (^{238}U , ^{234}U , ^{230}Th) в вулканических породах выполнено методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (ИСП–МС) на основе подходов, разработанных для экспрессного анализа позднеплейстоцен-голоценовых осадков оз. Байкал, их датирования и расшифровки параметров палеоклимата (Гольдберг и др., 2001; Чебыкин и др., 2004).

Для определения нуклидов урана и тория в вулканических породах методику (Чебыкин и др., 2004) модифицировали. Образцы (80 мг) помещали в полипропиленовые пробирки с закручивающейся крышкой (15 мл, Axugen, США), добавляли аттестованную смесь нуклидов ^{229}Th и ^{236}U (1:3) в таком количестве, чтобы содержание (по массе) ^{236}U было примерно в 2 раза больше ориентировочного содержания ^{234}U в образце. В пробирки вносили 1.5 мл 50 %-ной HF, обрабатывали ультразвуком, затем добавляли 1 мл 70 %-ной HNO_3 , снова обрабатывали ультразвуком. Смесь оставляли на ночь и на следующий день пробирки (по 38 штук в штативе) нагревали в бытовой микроволновой печи (DAEWOO KOC-1B4KA,

выходная мощность 700 Вт) на 30 %-ной мощности по 10 секунд 20-кратно (следили, чтобы пробирки сильно не нагревались). Затем пробирки помещали в сушильный шкаф и выдерживали 1 час при температуре 80 °С. Далее содержимое пробирок переносили в стеклоглеродные стаканы (40 мл, СУ-2000 № 5, ОАО «Новочеркасский электродный завод») и выпаривали досуха при температуре 70 °С. Выпаривание повторяли трижды с добавлением 2 мл 70 %-ной HNO₃. Содержимое растворяли в 14 мл 9 %-ной HNO₃. Пробы визуально растворялись полностью (осадка не наблюдалось).

Полученные растворы обогащали на ионообменной смоле TRU спес (0.5 мл, 500–100 мкм, Eichrom, Франция), которую загружали в полипропиленовые ионообменные колонки с рабочим объёмом 2 мл (BioRAD, США) и предварительно уравнивали 10 мл 9 %-ной HNO₃. После нанесения растворов образцов колонки промывали 10 мл 9 %-ной HNO₃ (U, Th оставались на смоле, большинство других элементов элюировалось) и элюировали уран и торий 2 мл 0.7 %-ного (NH₄)₂C₂O₄ (оксалат аммония).

Полученные концентраты анализировали методом ИСП–МС на квадрупольном масс-спектрометре Agilent 7500se в режиме измерения изотопных отношений (1000 проходов масс-спектра). На первом этапе анализировали разбавленные (в 15 раз) растворы концентратов, в которых определяли изотопные отношения распространённых нуклидов ²³²Th/²³⁸U и их концентрации. Стандартные растворы сравнения (3 нг/г) готовили из головных растворов природного урана (P/N TJA–136638–00U, 1000 мкг/г, 2 % HNO₃) и тория (P/N TJA–136633–00Th, 1000 мкг/г, 5 % HNO₃) компании Thermo Jarrell Ash Corporation (США). Аналитические сигналы измеряли на массах 232, 238 и 240 (фоновая масса), частота оцифровки – 20 каналов на массу, время измерения 0.1 с/канал. Измерения проводили сериями: холостая–стандарт–холостая – 10 проб – холостая–стандарт–холостая и т.д. Интегрирование сигналов аналитов выполнялось «движущимся окном» с фиксированной шириной по 6, 7, 8 и 9 каналов, в каждом случае выбирался максимальный интеграл.

На втором этапе, по результатам анализа разбавленных растворов, концентраты приводили к одинаковой по ²³⁸U концентрации (10 или 20 нг/г). В качестве внешнего стандарта сравнения (для отслеживания дрейфа прибора и корректировки на систематические погрешности) использовался раствор, содержащий природный торий (Thermo Jarrell Ash Corporation) и уран с природным соотношением изотопов (ГСО 7521-99, ОАО «Уральский электрохимический комбинат», г. Новоуральск, Россия) в тех же концентрациях, что и анализируемые пробы (10 или 20 нг/г), а также аттестованную смесь нуклидов ²²⁹Th и ²³⁶U (1:3) в количестве, необходимом для реализации условия ²³⁶U/²³⁴U = 2 (близкое к анализируемым пробам). Аналитические сигналы (с частотой оцифровки 20 каналов на массу) измеряли на массах 229 (2 с/канал), 230 (3 с/канал), 234 (3 с/канал), 235 (0.15 с/канал), 236 (2 с/канал), 240-фон (2 с/канал) сериями: холостая–стандарт–холостая – 10 проб – холостая–стандарт–холостая и т.д. Интегрирование сигналов аналитов выполнялось «движущимся окном» с фиксированной шириной по 6, 7, 8 и 9 каналов, в каждом случае выбирался максимальный интеграл.

Объединяя результаты измерений проб на первом и втором этапах, рассчитывали содержание природных нуклидов ²³⁰Th, ²³²Th, ²³⁴U и ²³⁸U в исследуемых образцах вулканических пород.

Объекты исследований

Для U–Th-датирования выбраны вулканические постройки Саян и Хангая. Формы построек хорошо сохранились. По незэродированным поверхностям лавовых потоков и положению в современных формах рельефа предполагалось, что время извержений вулканов не должно превышать первые сотни тыс. лет назад. Для некоторых из них имелись опубликованные K–Ar-датировки 400 тыс. лет и менее.

В Саянах изучались вулканические породы Восточно-Тувинского поля Окинско-Тоджинской рифтовой зоны. Четвертичные вулканы и «долинные» потоки поля занимают площадь около 1500 км². Северо-восточнее находятся голоценовые лавовые

потоки р. Жом-Болок и пространственно связанные с ним вулканы пади Хикушка (Гросвальд, 1965; Киселев и др., 1979). В центральном секторе Восточно-Тувинского вулканического поля представлены наиболее крупные (высотой до 600 м) четвертичные постройки Шивит-Тайга, Соруг-Чушку-Узю и Дерби-Тайга. В северо-западном секторе поля вулканических конусов не наблюдается. Эта часть вулканической территории представляет собой лавовый шлейф, перекрывший восточное замыкание

Тоджинской впадины. Юго-восточный сектор поля простирается до осевой части хр. Большой Саян. В этом секторе рассредоточены разрозненные между собой вулканы Кок-Хемский, Плоский, Приозерный, Кара-Балык и др. (Гросвальд, 1965; Курганьков, 2002; Мацера, Рассказов, 1990; Рассказов и др., 2007; Ярмолук и др., 2001). Самый молодой вулкан Восточно-Тувинского поля находится на границе между Центральным и Юго-Восточным секторами (рис. 1).

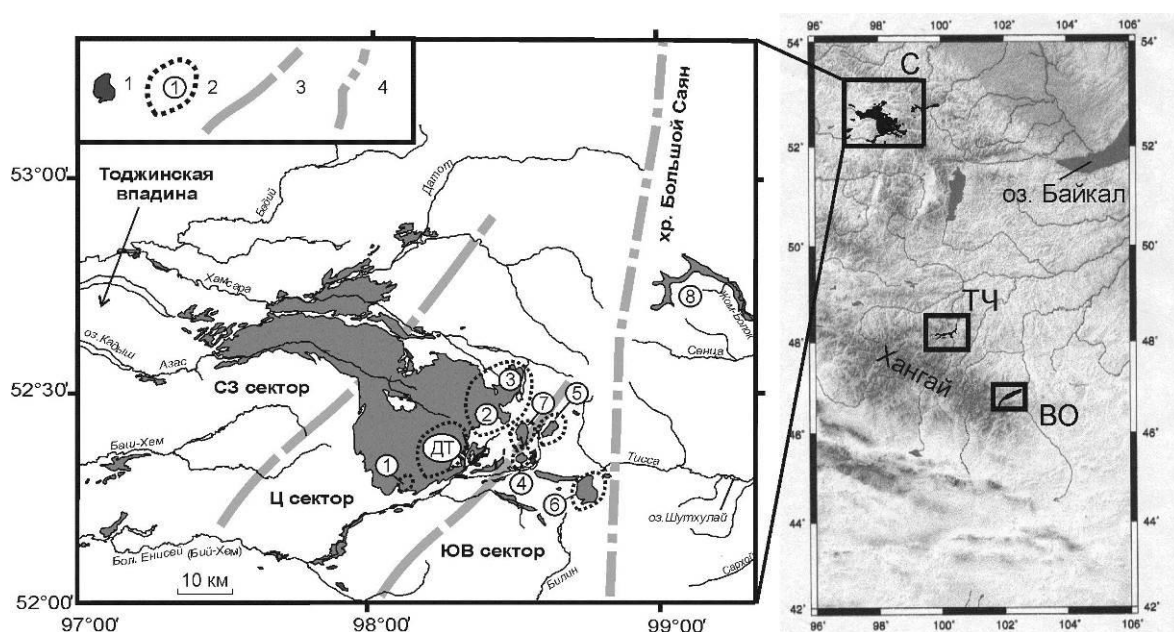


Рис. 1. Местоположение изученных вулканических полей плейстоцена–голоцена (показано прямоугольниками) в Саянах (С) и Хангае (ТЧ – Тарят-Чулутынское поле, ВО – Верхне-Орхонское поле). На врезке территории Саян дана схема пространственного положения вулканов и лавовых потоков. 1 – останцы вулканических пород; 2 – вулканы и лавовые потоки, для которых измерены изотопы U–Th-системы (цифры в кружках: 1 – Саган, 2–3 – сдвоенная постройка Шивит-Тайга (2) и Соруг-Чушку-Узю (3), 4 – Приозерный, 5 – Кок-Хемский, 6 – Плоский, 7 – Улуг-Арга, 8 – Жом-Болок). ДТ – вулкан Дерби-Тайга, сопоставимый по размерам со сдвоенной постройкой Шивит-Тайга и Соруг-Чушку-Узю; 3 – границы между секторами вулканического поля; 4 – осевая часть хр. Большой Саян.

Fig. 1. Location of the studied Pleistocene–Holocene volcanic fields (shown as rectangles) in the Sayan Mountains (C) and Hangay (ТЧ – Tarjat-Chulutyn field, ВО – Upper Orkhon field). The inset of the Sayan area shows the location of volcanoes and lava flows. 1 – remnants of volcanic rocks; 2 – volcanoes and lava flows for which U–Th isotopes were measured (numbers in circles: 1 – Sagan, 2–3 – double edifice Shivit-Taiga (2) and Sorug-Chushku-Uzyu (3), 4 – Priozerny, 5 – Kok-Khemsky, 6 – Plosky, 7 – Ulug-Arga, 8 – Zhom-Bolok). DT – Derby-Taiga volcano, comparable in size to the twin edifices of Shivit-Taiga and Sorug-Chushku-Uzyu; 3 – boundaries between sectors of the volcanic field; 4 – axial part of the Bolshoi Sayan range.

В Хангае исследовались породы Тарят-Чулутынского и Верхне-Орхонского вулканических полей: на первом – породы вулканов Тарятской впадины, на втором – породы

вулканов Верхне-Орхонской впадины. Тарятская впадина находится на западном окончании Центрально-Монгольской рифтовой зоны между хребтами Центральный

Хангай и Тарбагатай. Верхне-Орхонская впадина расположена в хребте Восточный Хангай (Рассказов и др., 20126).

Самый молодой (голоценовый) вулкан Тарятской впадины (вулкан Хорго) представляет собой шлако-агглютинатовый конус, склоны которого усыпаны крупными (до 6 м в поперечнике) вулканическими бомбами. Юго-западная часть постройки осложнена боковыми лавовыми куполами и кратерными воронками. Лавовые потоки, связанные с извержением этого вулкана, затопили западную часть впадины и служили в качестве природной дамбы для образования крупного оз. Тэрхийн-Цаган-Нур (Девяткин, 2004). Несколько раньше вулкана Хорго действовала субширотная линия вулканов Однобокий, Лиственничный и Сосновый, выступающих над поверхностью голоценовых лавовых потоков, затопивших долину. Выявлен широкий спектр пород вулканов от фонотефритов и фойдитов до базальтов и сделан вывод о том, что расплавы субширотной линии вулканов были производными источников с меньшей степенью частичного плавления, чем расплавы вулкана Хорго (Чувашова и др., 2007).

Днище Верхне-Орхонской впадины затоплено трахибазальтовыми лавами, образующими единый шлейф, протягивающийся на 80 км при ширине от 1 до 8 км. На хорошо сохранившейся бугристой поверхности потоков растительность отсутствует. В эрозионных врезках р. Орхон-Гол вскрывается до трёх потоков с суммарной видимой мощностью лав более 60 м. Основание толщи не обнажено. Вдоль долины между устьями рек Урхит-Гол и Цаган-Гол в рельефе выделяются три отдельные щитообразные постройки: Западная, Центральная и Восточная (Рассказов и др., 20126).

Результаты выполненных исследований U–Th-изотопной систематики пород Саян и Хангая приводятся далее в рамках трёх временных интервалов: 1) параллельной вулканической деятельности на обеих территориях в последние 50 тыс. лет, 2) близкой по времени вулканической деятельности на обеих территориях около 400–350 тыс. лет назад и 3) вулканической деятельности только в Саянах 230–60 тыс. лет назад (табл.).

Таблица. Концентрации U, Th и изотопные отношения ^{238}U -серии и ^{232}Th в вулканических породах позднего плейстоцена и голоцена Саян и Хангая

Table. U, Th concentrations, and isotopic ratios of ^{238}U -series and ^{232}Th in volcanic rocks of the Late Pleistocene and Holocene Sayan and Hangay Mountains

№ п/п, № обр., место отбора	K–Ar, Ar–Ar датировка, тыс. лет	U, мкг/г	Th, мкг/г	A8/A2 ($^{238}\text{U}/^{232}\text{Th}$)	A0/A2 ($^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$)	A0/A4 ($^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$)	A0/A8 ($^{230}\text{Th}/^{238}\text{U}$)	Датировка U-серии, тыс. лет	(A0/A8) ₀ ($^{230}\text{Th}_0/^{232}\text{Th}$)
Саяны									
Влк. Улуг-Арга									
TV–94–10	48	0.87	2.44	1.08	1.16	1.04	1.07	50	1.19
TV–94–11		0.95	2.54	1.13	1.16	1.00	1.03		
TV–94–12		0.86	2.50	1.04	1.13	1.05	1.08		
Влк. Шивит									
TV–94–18	110–130	0.67	1.85	1.09	1.04	0.92	0.95	115	1.34
TV–94–19		0.65	1.94	1.01	1.07	1.08	1.06	114	1.18
TV–94–20		0.56	1.75	0.97	1.10	1.07	1.13		
TV–94–21		0.44	1.80	0.74	0.95	1.21	1.28		
TV–94–24		0.54	1.80	0.92	1.06	1.16	1.16		
TV–94–25		0.73	2.05	1.08	1.08	0.95	1.00		
TV–94–26		0.66	1.92	1.04	1.14	1.10	1.10		
Влк. Приозерный									
TV–94–36	<500	1.00	2.81	1.08	1.14	1.08	1.06	Нет изохронных точек	Не опр.
TV–94–38	(Ar–Ar)	0.95	2.81	1.02	1.07	1.06	1.04		
TV–94–39		0.96	2.69	1.08	1.08	1.00	1.00		
TV–94–40		0.89	2.52	1.06	1.06	1.02	0.99		
Лавовый поток р. Жом-Болок									
TV–98–104	<10	0.66	2.00	0.99	1.15	1.15	1.15	<10	1.15
Влк. Плоский									
TV–98–161	75	0.75	2.18	1.04	1.09	1.02	1.05	Нет изохронных точек	Не опр.
TV–98–162		0.70	2.33	0.91	1.04	1.09	1.14		
TV–98–163		0.79	2.21	1.09	1.02	0.94	0.94		
TV–98–164		0.76	2.49	0.92	1.00	1.09	1.09		
TV–98–165		0.64	2.45	0.80	0.87	1.09	1.10		
Влк. Кок-Хемский									
TV–98–218	150	0.70	2.18	0.97	1.04	1.05	1.07	170	1.22
TV–98–219		0.78	2.29	1.03	1.06	0.99	1.03	120	1.28
TV–98–221		0.82	2.31	1.07	1.08	1.02	1.01		
табл.1. Продолжение									
TV–98–266		0.84	2.47	1.03	1.13	1.12	1.10		
TV–98–271		0.82	2.37	1.04	1.05	0.99	1.01		

TV-98-272		0.83	2.46	1.02	1.10	1.08	1.08		
TV-98-273		0.88	2.52	1.06	1.07	1.02	1.01		
TV-98-274		0.92	2.50	1.11	1.15	1.01	1.03		
TV-98-275		0.91	2.71	1.02	1.07	1.07	1.06		
TV-98-276		0.85	2.68	0.96	1.00	1.08	1.05		
TV-98-277		0.86	2.36	1.11	1.15	1.02	1.04		
Влк. Соруг-Чушку-Узю									
TV-98-285	1420-60	0.62	1.65	1.13	1.15	1.02	1.01	112	1.17
TV-98-287		0.34	1.53	0.67	0.85	1.23	1.26		
TV-98-292		0.67	2.10	0.96	1.04	1.06	1.08		
TV-98-294A		0.59	2.10	0.85	1.02	1.19	1.20		
TV-98-299		0.70	2.14	0.99	1.08	1.09	1.09		
TV-98-300		0.55	1.67	1.00	1.09	1.08	1.09		
Влк. Саган									
TV-98-252	350-330	0.76	2.17	1.06	1.14	1.04	1.08	Нет изохрон-ных точек	1.92
TV-98-251		0.75	2.02	1.12	1.09	0.95	0.97		
TV-98-253		0.69	1.94	1.08	1.13	1.04	1.05		
Хангай									
Влк. Хорго									
MN-612-05	140-5	1.41	5.00	0.86	1.05	1.19	1.23	Не датируется	1.14
MN-612/Пк		1.45	5.16	0.85	0.99	1.18	1.17		
MN-612/Пч		1.57	5.52	0.86	1.00	1.16	1.17		
MN-613-05		1.37	4.98	0.83	0.97	1.18	1.17		
MN-614-05		1.31	4.51	0.88	1.00	1.18	1.13		
MN-615-05		1.15	4.06	0.86	1.00	1.17	1.17		
MN-616-05		1.27	4.42	0.87	0.97	1.14	1.11		
MN-617-05		1.14	3.88	0.89	0.96	1.10	1.09		
MN-618-05		1.12	3.83	0.89	0.99	1.12	1.12		
MN-619-05		1.15	4.09	0.85	0.98	1.15	1.15		
MN-633-05		1.11	3.95	0.85	0.98	1.14	1.15		
MN-650-05		1.29	4.67	0.84	0.96	1.09	1.15		
табл.1. Окончание									
Влк. Однобокий, Сосновый и Лиственничный									
MN-620-05	Не опр.	1.87	6.56	0.86	0.99	1.18	1.15	52	1.12
MN-621-05		1.79	6.58	0.82	0.97	1.18	1.19	52	1.06
MN-622-05		1.25	4.08	0.93	1.04	1.13	1.13		
MN-623-05		1.22	4.20	0.88	1.04	1.16	1.18		

MN-624-05		1.82	6.30	0.87	1.03	1.15	1.18		
MN-626-05		1.67	6.11	0.83	0.99	1.19	1.20		
MN-625-05		1.86	6.71	0.84	0.97	1.16	1.16		
MN-627-05		1.63	5.90	0.83	0.99	1.16	1.18		
MN-628-05		1.64	5.74	0.86	1.03	1.15	1.19		
MN-631-05		1.58	6.27	0.76	0.98	1.28	1.28		
MN-632-05		1.65	5.85	0.85	0.99	1.15	1.16		
MN-611-05		1.43	5.47	0.79	0.98	1.23	1.24		
MN-629-05		1.25	4.85	0.78	1.00	1.30	1.28		
Влк. Шаварын-Царам									
MN-642-05	544-400	1.68	6.24	0.81	0.94	1.15	1.16	Не	изме-
MN-644-05		2.12	8.05	0.80	0.82	1.00	1.03	рялся	6.0
Влк. верховьев р. Орхон-Гол									
MN-701-05	220	0.70	2.42	0.87	1.03	1.10	1.14	38	0.97
MN-702-05		1.11	2.59	1.30	1.03	0.69	0.79	35	1.03
MN-711-05		0.61	2.40	0.77	0.93	1.16	1.20		
MN-712-05		0.70	2.70	0.78	0.96	1.21	1.23		
MN-713-05		0.75	2.63	0.86	0.99	1.15	1.15		
MN-714-05		0.57	2.32	0.74	0.91	1.21	1.23		
MN-715-05		0.72	2.54	0.86	0.96	1.05	1.11		
MN-716-05		0.60	2.56	0.71	0.91	1.25	1.28		
MN-717-05		0.63	2.51	0.76	0.92	1.16	1.21		

Примечание: Определения возраста К–Аг-методом выполнялись без введения поправок, связанных с искажениями концентраций Аг–40 наличием избыточного аргона или эффекта фракционирования масс. Координатную привязку, положение исследованных образцов в геологических разрезах и сведения об изотопных датировках см. в работах (Курганьков, 2002; Рассказов и др., 2012а).

Породы вулканов, извергавшихся в последние 50 тыс. лет

В изохронных координатах ($^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$) – ($^{238}\text{U}/^{232}\text{Th}$) фигуративные точки пород разновозрастных вулканов изученных территорий смещены выше линии ($^{230}\text{Th}/^{238}\text{U}$) = 1.0, что свидетельствует о неравновесности радионуклидов серии ^{238}U с избытком радиогенного тория. По линейным системам точек вулканических пород разных вулканов сделаны оценки возраста по изохронной модели с определением начальных отношений ($^{230}\text{Th}_0/^{232}\text{Th}$).

В Саянах, на Восточно-Тувинском поле, датировались породы вулкана Улуг-Арга. Шлаковый конус этого вулкана расположен в ледниковом каре, поэтому первоначально его возраст считался голоценовым (Гросвальд, 1965). Впоследствии А.Ф. Грачёвым и Д.В. Лопатиным при полевых работах было отмечено перекрытие вулканических пород мореной, что могло свидетельствовать о позднеплейстоценовом возрасте вулкана. Это предположение подтвердилось К–Аг-датировкой 48 ± 20 тыс. лет (Ярмолюк и др., 1999).

С активностью вулкана Улуг-Арга связаны излияния лавовых потоков, протягивающихся от постройки в южном направлении. Образцы TV-94-10 – TV-94-12 отобраны из лавовых прослоев непосредственно на вулканическом конусе (Курганьков, 2002). В трёх

образцах вулкана определены интервалы ($^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$) = 1.13–1.16 и ($^{238}\text{U}/^{232}\text{Th}$) = 1.04–1.13. Линия регрессии точек в изохронных координатах ($^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$) – ($^{238}\text{U}/^{232}\text{Th}$) дала наклон, соответствующий возрасту $51 \pm 10/20$ тыс. лет при ($^{230}\text{Th}_0/^{232}\text{Th}$) = ~ 1.19 (рис. 2).

Верхняя (61 тыс. лет) и нижняя (31 тыс. лет) границы оценки возраста определены при исследовании устойчивости решения, в ходе которого рассчитывались конечные характеристики изохрон, в зависимости от фиксированной ширины интегрирования аналитических сигналов (6–9 каналов), полученных на первом (распространенные изотопы ^{232}Th , ^{238}U) и втором (малораспространенные изотопы) этапах измерения концентратов. Исследование устойчивости решения, таким образом, включала $4^2 = 16$ вариантов расчёта (6–6, 6–7, 6–8, 6–9, 7–6, ..., 9–9 комбинации данных по ширине интегрирования аналитических сигналов).

Позднеплейстоценовая U–Th-оценка возраста постройки Улуг-Арга согласуется с геологическими наблюдениями и К–Аг-датировкой 48 ± 20 тыс. лет лавового потока вулкана. В предголоценовом базальте долины р. Жом-Болок (ЗНВ) измерено ($^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$) = 1.15. Смещение изотопного состава тория за 10–15 тыс. лет было несущественным, поэтому измеренное отношение принимается как соответствующее начальному.

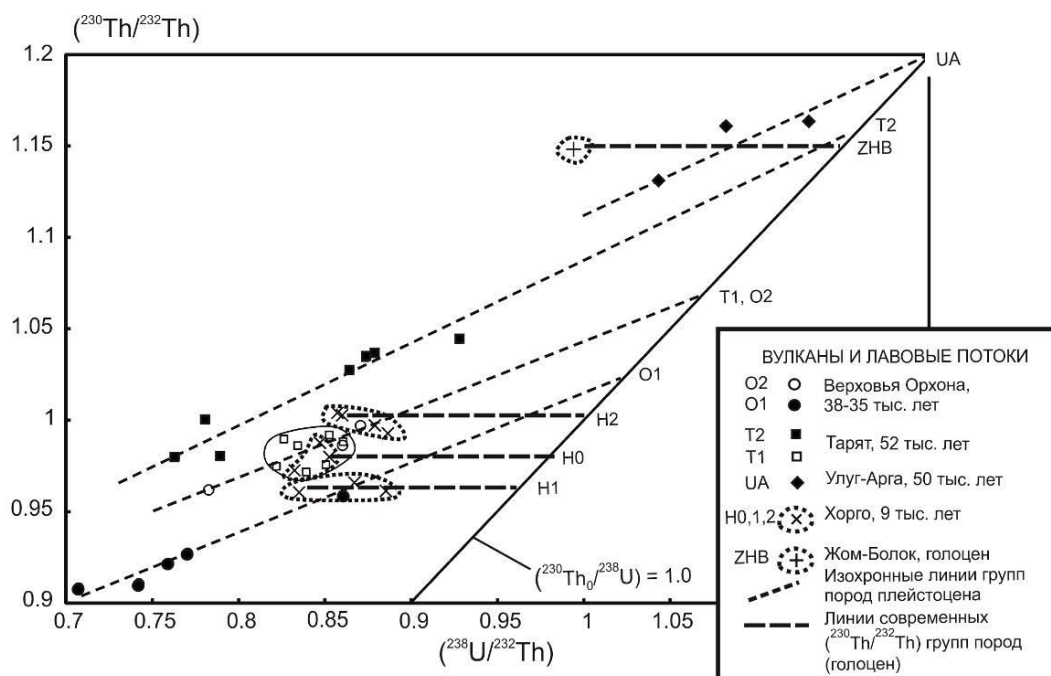


Рис. 2. Распределение точек вулканических пород последних ~50 тыс. лет Саян и Хангая в изохронных координатах ($^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$) – ($^{238}\text{U}/^{232}\text{Th}$). Породы разделены на разновозрастные группы.

Fig. 2. Distribution of data points for volcanic rocks from the last ~50 Ka in the Sayan and Hangay mountains in isochron coordinates ($^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$) – ($^{238}\text{U}/^{232}\text{Th}$). The rocks are divided into groups of different ages.

Для самого молодого вулкана Хангая (Хорго) в японской лаборатории была получена К–Аг-датировка 140 ± 20 тыс. лет (Епкхтувшин, 1995). Более поздние измерения во французской лаборатории дали приблизительную оценку возраста порядка 5 тыс. лет (Schlupp, 1996). С учетом радиоуглеродной датировки донных отложений оз. Тэрхийн-Цаган-Нур, перекрывающих лавы (Девяткин, 2004), и общих корреляций голоценовых извержений Азии сделан вывод о наиболее вероятном времени извержений вулкана Хорго ~9 тыс. лет назад или несколько раньше (Чувашова и др., 2007). Вулканы Однобокий, Лиственничный и Сосновый прежде не датировались. Для базальтов Верхне-Орхонской впадины опубликована К–Аг-датировка 0.22 ± 0.3 млн лет (Ярмолюк и др., 2008). Судя по хорошей морфологической сохранности поверхности потоков, лавы этой впадины могут быть, однако, моложе и относиться к позднему плейстоцену.

По U–Th-систематике вулканических пород Тарятской впадины среди образцов вулканов субширотной линии (Однобокий, Лиственничный и Сосновый) различаются группы, обозначенные на рис. 2 как группы Т1 и Т2. В изохронных координатах ($^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$) – ($^{238}\text{U}/^{232}\text{Th}$) фигуративные точки первой группы расположены компактно с узким интервалом измеренных ($^{238}\text{U}/^{232}\text{Th}$) (0.80 и 0.81), соответствующих $\text{Th}/\text{U} = \sim 4$. Вторая группа рассредоточена вдоль линии с наклоном ~52 тыс. лет при среднем значении ($^{230}\text{Th}_0/^{232}\text{Th}$) = 1.12. По результатам устойчивости решения определены предельные значения изохронного возраста в интервале 38–62 тыс. лет и значения ($^{230}\text{Th}_0/^{232}\text{Th}$) в интервале 1.09–1.15. Отсутствие в породах группы Т1 вариаций по абсциссе не дает возможности изохронного датирования. Распространение пород группы Т2 на вулканах вместе с породами группы Т1 позволяет считать породы этих групп разновозрастными и относить среднее начальное ториевое отношение пород группы Т1 (1.06)

ко времени извержения 52 тыс. лет назад. По интерпретации данных в U–Th-изотопной системе, породы субширотной линии вулканов Тарятской впадины характеризуют единый позднеплейстоценовый вулканический эпизод, представленный группами со средними значениями ($^{230}\text{Th}_0/^{232}\text{Th}$), отличающимися между собой на 0.06 (см. рис. 2).

Породы вулкана Хорго извергались в Тарятской впадине в конце плейстоцена – раннем голоцене. За время после извержений вулкана снижение ($^{230}\text{Th}_0/^{232}\text{Th}$) было несущественным. Ториевые изотопные отношения пород этого вулкана также обнаруживают явный разброс значений, меняющихся от 0.96 (группа Н1) до 1.0 (группа Н2). Группа трёх точек вулкана Хорго имеет промежуточные значения ($^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$) с пониженными значениями ($^{238}\text{U}/^{232}\text{Th}$) и попадает в поле точек группы Т1 позднеплейстоценовых вулканов субширотной линии (Однобокий, Лиственничный и Сосновый). Эта группа базальтов вулкана Хорго, обозначенная на рис. 2 как группа Н0, может отражать состав источника пород группы Т1, значение ($^{230}\text{Th}_0/^{232}\text{Th}$) которого с 52 до 9 тыс. лет назад снизилось от 1.12 до 0.97. Извержения этого вулкана пространственно связаны с извержениями лав предшествующего позднеплейстоценового вулканического эпизода Тарятской впадины около 52 тыс. лет назад, поэтому можно предположить, что голоценовые (предголоценовые) расплавы частично извергались из мантийного источника, сохранившего позднеплейстоценовые изотопные характеристики. Группы Н1 и Н2 характеризуют новое содержание голоценовой эволюции выплавов в источнике с контрастными значениями ($^{230}\text{Th}_0/^{232}\text{Th}$), составляющими в этих группах, соответственно, 0.96 и 1.0.

Подобно образцам разновозрастных вулканов Тарятской впадины, образцы вулканов Верхне-Орхонской впадины разделяются на две группы (обозначенные как группы О1 и О2). Точки изохронных координат

аппроксимируются линиями регрессии, соответственно, с наклонами 38 и 35 тыс. лет при $(^{230}\text{Th}_0/^{232}\text{Th}) = 0.97$ и 1.03 . Таким образом, вулканические породы Верхне-Орхонской впадины относятся к единой возрастной генерации 38–35 тыс. лет, разделяющейся на две группы с контрастными значениями $(^{230}\text{Th}_0/^{232}\text{Th})$. U–Th датировка 38–35 тыс. лет соответствует позднеплейстоценовой оценке возраста по морфологической сохранности поверхности лавовых потоков. Опубликованная K–Ar-датировка 220 тыс. лет (Ярмолук и др., 2008), по-видимому, завышена из-за присутствия избыточного аргона-40.

Породы вулканов, извергавшихся 400–350 тыс. лет назад

В Центральной Монголии для фонотэфритов вулкана Шаварын-Царам Тарят-Чулу-тынского поля опубликована K–Ar-датировка 0.4 ± 0.1 млн лет (Кононова и др., 1988). Близкий интервал K–Ar-датировок ($0.54\text{--}0.44$ млн лет) получен для фонотэфритовых лав, стекол и мегакристаллов санидинов этого вулкана (Высоцкий и др., 2011). В последней работе определен возрастной спектр датировок минералов из глубинных включений от 15.5 до 0.44 млн лет, свидетельствующий о многократном предшествующем застревании и кристаллизации магматических расплавов под вулканом в литосферной части мантии и нижней коре. Имеется также ссылка на датировку пород вулкана Шаварын-Царам 0.42 млн лет, полученную по санидину методом $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (Кривоносова и др., 2005).

Из приведённых результатов датирования пород в K–Ar-изотопной системе следует вывод о заключительных процессах на вулкане, отразившихся в извержениях около 0.4 млн лет назад. Следовательно, в породах вулкана содержится информация об U–Th-изотопной системе расплавов эпизода ~ 0.4 млн лет назад и, возможно, предшествующих эпизодов. Если в лавах, кристаллизовавшихся в это время, $(^{230}\text{Th}_0/^{232}\text{Th})$ было низким, то с приближением к циклическому равновесию в наши дни это отношение в пределах погрешности измерений должно приблизиться к 1. Для целей датирования метод будет неэффективным. Если же $(^{230}\text{Th}_0/^{232}\text{Th})$ было высоким, метод может дать удовлетворительную

датировку. Изначально, важно определить, равновесны или неравновесны породы этого вулкана в U–Th-изотопной системе.

Два образца, отобранные для измерений (группа ST), дали почти одинаковые значения $(^{238}\text{U}/^{232}\text{Th})$ (0.80 и 0.81). С минимальной оценкой возраста 0.4 млн лет один из образцов (MN–644–05), близкий к вековому равновесию, дал $(^{230}\text{Th}_0/^{232}\text{Th}) = 4.3$, другой (MN–642–05) обнаружил явное неравновесие при $(^{230}\text{Th}_0/^{232}\text{Th}) = 6.0$. Очевидно, что $(^{230}\text{Th}_0/^{232}\text{Th})$ в породах постройки Шаварын-Царам было высоким и существенно варьировало. Точки двух образцов не могут относиться к одной изохроне. Благодаря высоким $(^{230}\text{Th}_0/^{232}\text{Th})$ имеется возможность оценки времени извержений вулкана U–Th-методом при представительном опробовании вулканических пород, если будут выделены изохронные серии точек.

В Саянах наиболее близок по возрасту к вулкану Шаварын-Царам гиалокластитовый конус вулкана Саган. По основной массе пород этого вулкана получены сопоставимые K–Ar-датировки 330 ± 40 тыс. лет и 350 ± 40 тыс. лет в двух лабораториях (Рассказов и др., 2000а, 2000б; Сугоракова и др., 2003). Для U–Th-изотопной систематики анализировалось 3 образца массивных пород из тел, прорывающих конус: два из них (TV–98–252, TV–98–253) отобраны из даек, один (TV–98–251) – из изометричного некка (Рассказов и др., 2007). Точки образцов из даек заметно смещены выше линии равных отношений $(^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th})$ и $(^{238}\text{U}/^{232}\text{Th})$, а точка образца из некка находится ниже этой линии. Снижение $(^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th})$ с повышением $(^{238}\text{U}/^{232}\text{Th})$ свидетельствует о гетерогенности U–Th-изотопной системы, не дающей изохронных соотношений точек. Для оценки максимального значения $(^{230}\text{Th}_0/^{232}\text{Th})$ принимается состав с максимальным значением $(^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th})$ и минимальным – $(^{238}\text{U}/^{232}\text{Th})$. На приблизительный возраст 340 тыс. лет для образца TV–98–252 рассчитывается верхний предел $(^{230}\text{Th}_0/^{232}\text{Th}) = \sim 1.92$.

Породы полихронных вулканов Восточно-Тувинского поля

На Восточно-Тувинском поле исследовались образцы вулканов центрального сектора

(Шивит-Тайга, Соруг-Чушку-Узю) и юго-восточного сектора (Кок-Хемский, Плоский и Приозерный).

Вулкан Шивит-Тайга – гигантская постройка, насаженная на пьедестал лавового плато, сложенная туфами, гиалокластитами и массивными базальтами и осложнённая маарами. Этот вулкан соединяется с другой гигантской постройкой Соруг-Чушку-Узю, сложенной подобными по составу породами. Диаметр общей вулканической постройки составляет около 20 км. Для пород пьедестала получены К–Аг-датировки в интервале 1.2–1.0 млн лет, а для пород постройки Шивит-Тайга – датировки в интервале 0.4–0.11 млн лет. Постройка Соруг-Чушку-Узю охарактеризована К–Аг-датировками в интервале от 1.42 ± 0.15 млн лет до 60 ± 40 тыс. лет.

В юго-восточном секторе поля вулканы имеют меньшие размеры, не превышающие в поперечнике первые км. Калий–аргоновым методом получены датировки: 150 ± 50 тыс. лет (Кок-Хемский), интервал от 820 ± 100 тыс. лет до 225 ± 50 тыс. лет (Плоский) и 75 ± 40 тыс. лет (Приозёрный) (Рассказов и др., 2007; Сугоракова и др., 2003). Предполагалось также, что постройка вулкана Приозёрный венчается голоценовым шлаковым конусом (Курганьков, 2002), а по нарушенному спектру ступенчатого отжига образца (метод $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$) оценка возраста составила 510 ± 450 тыс. лет (Рассказов и др., 2007).

Для построек Шивит-Тайга и Соруг-Чушку-Узю в измерения радионуклидов U и Th вовлечено, соответственно, семь и шесть образцов. Четыре образца постройки Шивит-Тайга (группа SH: TV–94–20, TV–94–21, TV–94–24, TV–94–26), распределяются вдоль линии с наклоном ~ 115 тыс. лет при $(^{230}\text{Th}_0/^{232}\text{Th}) = 1.34$. Оценка возраста U–Th методом группы SH согласуется с наиболее молодыми К–Аг-датировками пород постройки Шивит-Тайга 110–130 тыс. лет. Три других образца этого вулкана располагаются

ниже изохронной линии. Один из них (TV–94–25) имеет состав нуклидов U и Th, соответствующий вековому равновесию (т.е. $(^{230}\text{Th}/^{238}\text{U})$ образца равно ~ 1).

Три образца, представляющие нижнюю, среднюю и верхнюю части 150-метровой лавовой толщи постройки Соруг-Чушку-Узю (группа SCH: TV–98–285, TV–98–287 и TV–98–292), в изохронных координатах располагаются вдоль линии, субпараллельной изохронной линии группы SH постройки Шивит-Тайга, обнаруживая более низкое $(^{230}\text{Th}_0/^{232}\text{Th})$. По результатам устойчивости решения средний изохронный возраст ~ 112 тыс. лет лежит в интервале 121–102 тыс. лет, а среднее значение $(^{230}\text{Th}_0/^{232}\text{Th}) = 1.17$ находится в интервале 1.14–1.20. Три других образца постройки не попадают на эту изохронную линию.

Поскольку постройки Шивит-Тайга и Соруг-Чушку-Узю морфологически представляли собой единый вулкан, можно предположить, что они давали синхронные лавовые извержения из общих источников, т.е. расплавы изливались на обеих постройках одновременно и с одинаковыми значениями $(^{230}\text{Th}_0/^{232}\text{Th})$. На линии группы SCH находится точка образца TV–94–19 постройки Шивит-Тайга. По результатам устойчивости решения этого образца вместе с тремя образцами постройки Соруг-Чушку-Узю средний изохронный возраст 114 тыс. лет лежит в интервале 125–104 тыс. лет, а среднее значение $(^{230}\text{Th}_0/^{232}\text{Th}) = 1.18$ находится в интервале 1.16–1.22. Подобным образом, на изохронную линию группы SH попадает фигуративная точка образца TV–98–294А постройки Соруг-Чушку-Узю без существенного изменения значения датировки. Ещё два образца, отобранные с поверхности плато Соруг-Чушку-Узю (TV–98–299 и TV–98–300), находятся между изохронными линиями обеих групп образцов (рис. 3).

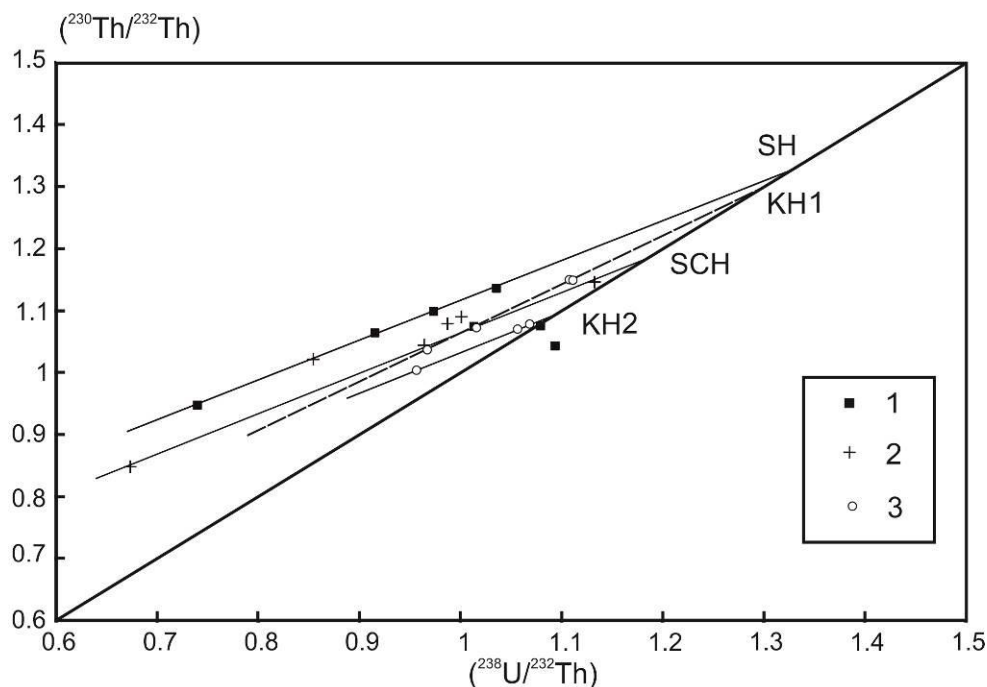


Рис. 3. Распределение точек пород вулканических построек Шивит-Тайга (1), Соруг-Чушку-Узю (2) и Кок-Хем (3) в изохронных координатах $(^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}) - (^{238}\text{U}/^{232}\text{Th})$. Выделены три субпараллельные изохроны, соответствующие возрасту порядка 120–112 тыс. лет: группы точек SH (Шивит-Тайга), SCH (Соруг-Чушку-Узю) и KH2 (Кок-Хем). По точкам пород Кок-Хемского вулкана обозначена также секущая штриховая изохронная линия с возрастом ~170 тыс. лет (KH1).

Fig. 3. Distribution of data points for the rocks of the Shivit-Taiga (1), Sorug-Chushku-Uzyu (2), and Kok-Khem (3) volcanic edifices in isochron coordinates $(^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}) - (^{238}\text{U}/^{232}\text{Th})$. Three subparallel isochrones corresponding to ages of approximately 120–112 Ka are distinguished: the SH (Shivit-Taiga), SCH (Sorug-Chushku-Uzyu), and KH2 (Kok-Khem) data points. A transverse dashed isochrone line with an age of approximately 170 Ka (KH1) is also indicated using the data points for the rocks of the Kok-Khem volcano.

Для вулкана Кок-Хемский измерялось 7 образцов. Четыре из них (группа KH1: TV-98-218, TV-98-274, TV-98-275 и TV-98-277) распределились вдоль линии с наклоном ~170 тыс. лет при $(^{230}\text{Th}_0/^{232}\text{Th}) = 1.28$. Эта оценка возраста сопоставляется с К-Аг-датировкой 150 ± 50 тыс. лет. Еще три точки (группа KH2: TV-98-221, TV-98-273 и TV-98-276) находятся на линии с более пологим наклоном. По результатам устойчивости решения средний изохронный возраст этих точек ~120 тыс. лет лежит в интервале 129–108 тыс. лет, а среднее значение $(^{230}\text{Th}_0/^{232}\text{Th}) = 1.09$ находится в интервале 1.07–1.10. Таким образом, одно из извержений на Кок-Хемской вулканической постройке в пределах доверительного интервала датирования сопоставляется по времени с извержениями на постройках Шивит-Тайга и Соруг-Чушку-Узю (115–112 тыс. лет назад).

Для вулкана Плоский выполнены измерения пяти образцов нуклидов ^{238}U серии.

Точки четырёх из них расположены выше линии $(^{230}\text{Th}/^{238}\text{U}) = 1$, один – ниже. Распределение точек не обнаруживает изохронных соотношений.

Для вулкана Приозёрный измерялись 4 образца. Два образца из верхней части постройки (TV-94-39, TV-94-40) отвечают вековому равновесию. Два других образца (TV-94-36, TV-94-38) имеют неравновесный состав U и Th. Эти образцы не изохронны между собой. Они отобраны из нижней части постройки и могут представлять собой поздние рвущие жилы.

Мы видим, что изученные вулканические постройки Восточно-Тувинского поля полихронны. В центральном секторе, на постройках Шивит-Тайга и Соруг-Чушку-Узю, отчётливо выражена фаза извержений около 115–112 тыс. лет назад. Извержения начались до 500 тыс. лет назад, что нашло отражение в изотопном составе U и Th части образцов, близком к циклическому равновесию.

Возможно, извержения продолжались и после 115 тыс. лет назад, о чем свидетельствует К–Аг-датировка 60 тыс. лет (Сугоракова и др., 2003). Имеющиеся данные по U–Th-изотопной систематике эту фазу извержений пока не подтверждают. В юго-восточном секторе поля, на Кок-Хемском вулкане, имели место извержения около 120 тыс. лет назад, близкие по времени (возможно, синхронные) основной фазе извержений построек Шивит-Тайга и Соруг-Чушку-Узю. На этом же вулкане определена и более ранняя фаза извержений около 170–150 тыс. лет назад. На двух других вулканах юго-восточного сектора поля (Плоском и Приозёрном) U–Th-изотопная система исследованных образцов оказалась гетерогенной и не дала изохронных соотношений точек пород.

Обсуждение

В хангайских фонотефритах вулкана Шаварын-Царам возрастом около 400 тыс. лет концентрации Th были повышенными (6–8 мкг/г) при значениях Th/U от 3.7 до 3.9. После длительного перерыва в вулканизме, около 52 тыс. лет назад, изливались щелочные лавы субширотной линии вулканов Тарятской впадины с более низкими концентрациями Th (4–6 мкг/г) и расширенным интервалом Th/U (3.3–4.1). Подобный расширенный интервал Th/U (3.5–4.3) был свойствен лавам с низкими концентрациями Th (2.0–2.3 мкг/г), излившимся 38–35 тыс. лет назад в Орхонской впадине. В самых молодых (голоценовых) лавах вулкана Хорго Тарятской впадины диапазон концентраций Th был сопоставим с диапазоном концентраций в лавах субширотной линии вулканов при узком интервале Th/U (3.4–3.7). В Саянах породы вулкана Саган, близкого по возрасту вулкану Шаварын-Царам, отличались низкими концентрациями Th (~2 мкг/г) и отношениями Th/U (2.7–2.9). На полихронных вулканах Восточно-Тувинского поля с более молодыми фазами извержений концентрации Th варьировали незначительно (от 1.7 до 3.0 мкг/г) с широким диапазоном Th/U (2.6–4.5). На вулкане Улуг-Арга это отношение было минимальным (снижалось до 2.7) и несколько возрастало в лавах долины р. Жом-Болок (до 3.1) (Рассказов и др., 2014).

Мы видим наиболее контрастные соотношения Th/U и концентраций Th в лавах, излившихся 400–350 тыс. лет назад, и сохранение существенных различий этих характеристик в процессе эволюции магматических расплавов в Саянах и Хангае.

Радионуклид ^{230}Th – производный радиоактивного распада серии ^{238}U . Повышение ($^{230}\text{Th}_0/^{232}\text{Th}$) служит показателем возрастания в расплавах роли распавшегося материнского ^{238}U относительно стабильного ^{232}Th . В породах изученных вулканов Хангая и Саян выявлены существенные вариации ($^{230}\text{Th}_0/^{232}\text{Th}$). Распределение фигуративных точек пород вулканов вдоль изохронных линий требует соблюдения стабильных соотношений между радиогенными продуктами распада ^{238}U и изотопами Th при магмообразовании. Между тем, это условие соблюдается не всегда.

В фонотефритах вулкана Шаварын-Царам, извергнутых около 400 тыс. лет назад, определены высокие значения этого отношения (4.3 и 6.0). В лавах извержений 52 тыс. лет назад отношение снизилось до значений 1.06 и 1.11, в лавах извержений 38–35 тыс. лет назад – до значений 0.97 и 1.03, а около 9 тыс. лет назад – до значений 0.96 и 1.0. В отличие от концентраций тория, составлявших максимум в шаварынцарамских лавах и снижавшихся до минимальных значений в орхонгольских лавах с последующим повышением в лавах вулкана Хорго, снижение изотопных отношений тория с течением времени было однонаправленным.

В породах изученных вулканических построек Саян максимальное значение ($^{230}\text{Th}_0/^{232}\text{Th}$) (~1.92) установлено в лавах вулкана Саган, близкого по возрасту вулкану Шаварын-Царам. В породах вулкана Саган можно видеть и подобное породам этого вулкана относительное снижение ($^{230}\text{Th}_0/^{232}\text{Th}$). В породах Кок-Хемского вулкана возрастом 170–150 тыс. лет определено ($^{230}\text{Th}_0/^{232}\text{Th}$) = 1.28, в породах этого же вулкана и сдвоенных построек Шивит-Тайга и Соруг-Чушка-Узю возрастом 115–112 тыс. лет – интервал значений параметра начальных ториевых отношений от 1.34 до 1.10, в породах вулкана Улуг-Арга возрастом ~50 тыс. лет – 1.19 и в голоценовых лавах долины р. Жом-Болок – 1.15.

Мы приходим к заключению, что высокие значения ($^{230}\text{Th}_0/^{232}\text{Th}$) были в целом характерны для магм временного диапазона 400–350 тыс. лет назад Саян и Хангая, а в лавах более поздних извержений обеих территорий значения этого параметра последовательно снижались. В ранней генерации вулканических пород Хангая ($^{230}\text{Th}_0/^{232}\text{Th}$) было выше,

чем в близких по возрасту породах Саян, а в поздних генерациях пород территорий наблюдаются обратные соотношения (рис. 4). Исключение составил только вулканический эпизод 120–112 тыс. лет назад, во время которого лавы Восточно-Тувинского поля дали широкий интервал ($^{230}\text{Th}_0/^{232}\text{Th}$) – от 1.10 до 1.34.

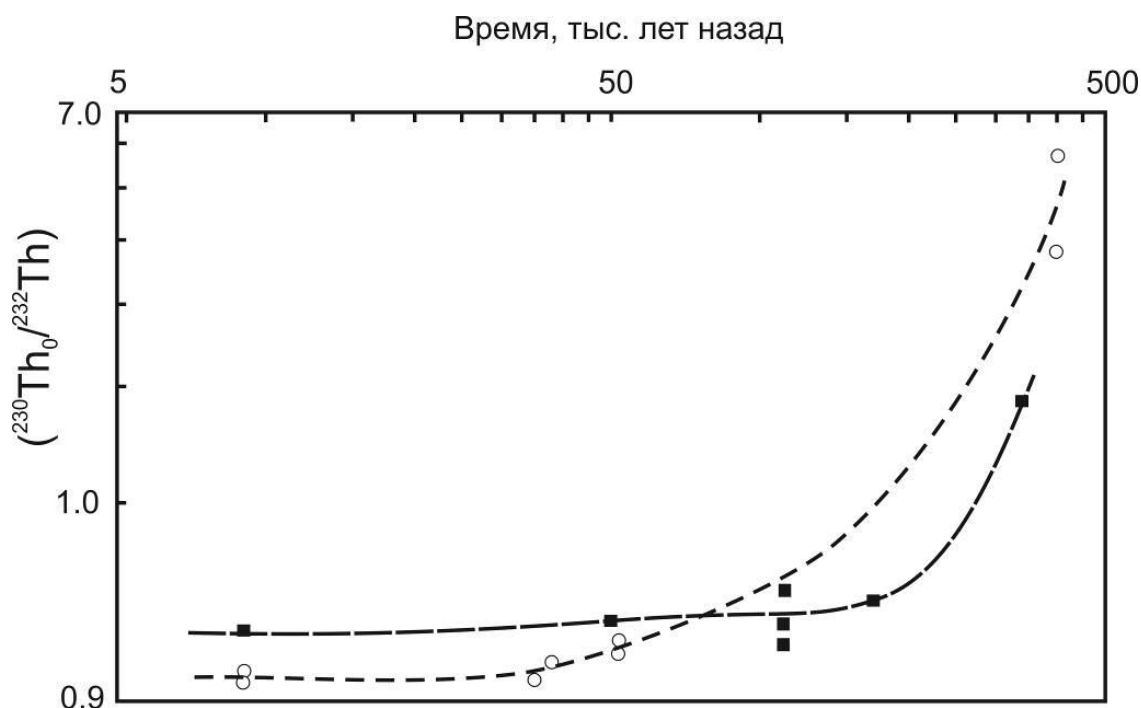


Рис. 4. Соотношения линий снижения начальных ториевых отношений в вулканических породах Саян (черные квадраты) и Хангая (белые кружки).

Fig. 4. Relationship of the lines of decrease of the initial thorium ratios in the volcanic rocks from Sayans (black squares) and Hangay (white circles).

Диаграмма ($^{230}\text{Th}_0/^{232}\text{Th}$) – $10/\text{Th}$ (рис. 5) представляет собой тип диаграммы, обычно применяющийся для тестирования изотопных систем на предмет подтверждения изохронных серий точек и выявления смещения магматических выплавов из разных источников. Составы Саян и Хангая вписываются в треугольники, соединяющиеся между собой при значении $10/\text{Th}$ около 3.5. Породы Хангая относятся в целом к более обогащенным источникам, чем породы Саян. Обогащенный характер подчеркивается смещением лампритов Гауссберга и калиевых лав Удалианчи в

левую-нижнюю часть диаграммы. Вулканические породы позднего плейстоцена – голоцена Саян и Хангая в основаниях треугольников перекрывают интервал составов толеитовых и щелочных базальтов позднего плейстоцена – голоцена из литосферных и астеносферных источников запада США. На рис. 5 концентрации Th на датированных вулканах варьируются при ($^{230}\text{Th}_0/^{232}\text{Th}$) = const. Процессы фракционирования радиогенных изотопов Th обеспечивали в рассмотренных случаях изохронность серий точек.

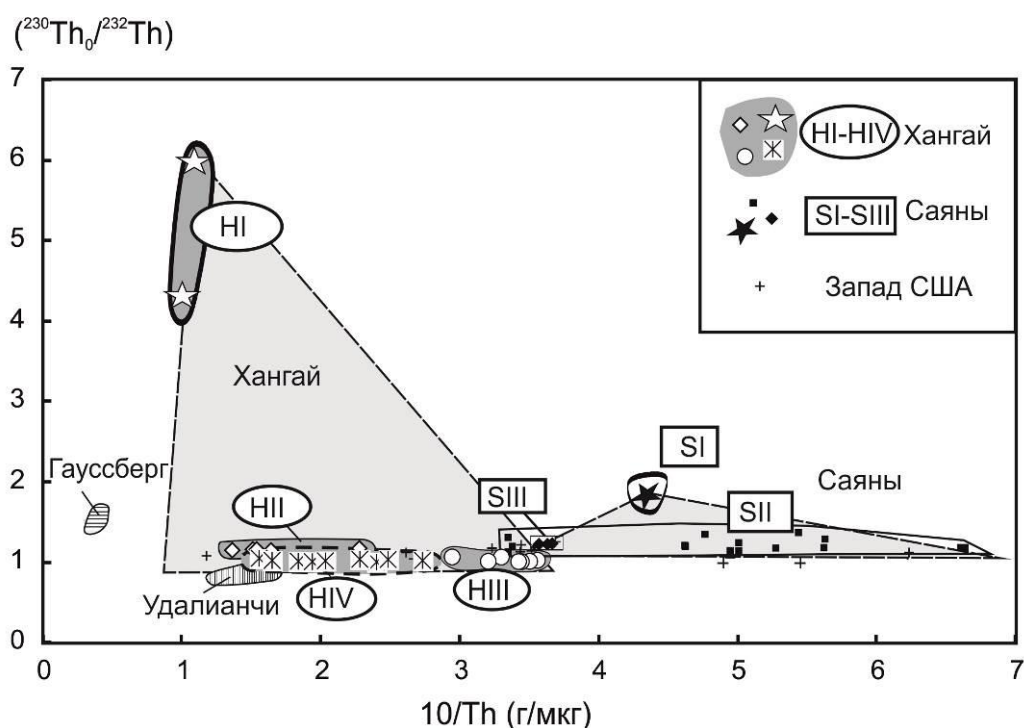


Рис. 5. Сопоставление лав Саян и Хангая с обогащенными и обедненными сериями континентальных магм. Вместе с данными по породам Саян и Хангая нанесены данные по лампроитам Гауссберга (возраст 56 тыс. лет), тейфритам калиевой и переходной к калинатровой серий вулканов Лаохейшан и Хуошаошан (извержения 1720–1721 гг. на поле Удалианчи) и толеитовым и щелочным базальтам запада США (поздний плейстоцен и голоцен). Используются данные авторов и данные из работ (Asmerom, 1999; Asmerom, Edwards, 1995; Williams et al., 1992; Zou et al., 2003).

Fig. 5. Comparison of the Sayan and Hangay lavas with enriched and depleted signatures of continental magmas. Together with the data on the Sayan and Hangay rocks, the data on the Gaussberg lamproites (age 56 Ka), tephrites of the potassic and transitional to potassic-sodium series of the Laoheishan and Huoshaoshan volcanoes (eruptions of 1720–1721 in the Wudalianchi field) and tholeiitic and alkaline basalts of the western USA (Late Pleistocene and Holocene) are plotted. The authors' data and those from (Asmerom, 1999; Asmerom and Edwards, 1995; Williams et al., 1992; Zou et al., 2003) are used.

Заклучение

Для вулканических пород Саян и Хангая получены оценки возраста по неравновесной серии ^{238}U . Часть U–Th-датировок вулканических пород согласуется с K–Ar-датировками. Но имеются и расхождения в датах, требующие дополнительной аргументации возрастных интерпретаций.

В ретроспективе рассмотрена U–Th-изотопная систематика пород, кристаллизовавшихся: 1) в последние 50 тыс. лет, когда на обеих территориях имела место параллельная вулканическая деятельность, 2) в интервале 230–60 тыс. лет назад, когда вулканическая деятельность проявилась в Саянах и 3) около 400–350 тыс. лет назад, когда вулканическая деятельность на обеих территориях

была близкой по времени. В магматических расплавах временного диапазона 400–350 тыс. лет назад Саян и Хангая определены высокие значения начальных изотопных ториевых отношений (до 6.0), а в лавах более поздних извержений обеих территорий – последовательное снижение значений этого параметра. Исключение составил только вулканический эпизод 120–112 тыс. лет назад, во время которого лавы Восточно-Тувинского поля дали широкий интервал ($^{230}\text{Th}_0/^{232}\text{Th}$) – от 1.10 до 1.34.

Изучение U–Th-систематики вулканических пород последних 50 тыс. лет выявило разделение хангайских лав на группы с контрастными значениями ($^{230}\text{Th}_0/^{232}\text{Th}$). Расхождения начальных ториевых отношений групп не превышали 0.06. Для лав вулканов

Верхне-Орхонской впадины получены две субпараллельные изохроны с возрастом 38–35 тыс. лет. Исследование U–Th-изотопной системы пород более древних вулканов показало распределение фигуративных точек части образцов вдоль изохронных линий с наклонами, соответствующими K–Ar-датировкам. Вариации ($^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$) со смещением фигуративных точек пород от изохронных линий могут свидетельствовать об изотопной гетерогенности магматических источников и/или полихронности вулканических построек.

Выявлены близкие по времени извержения порядка 120–112 тыс. лет назад на вулканических постройках Восточно-Тувинского поля: Кок-Хемской, Шивит-Тайга и Соруг-Чушку-Узю. На Кок-Хемском вулкане определена более ранняя фаза извержений около 170–150 тыс. лет назад. Извержения на вулканах Восточно-Тувинского поля начались до 500 тыс. лет назад, что нашло отражение в изотопном составе U и Th, близком к циклическому равновесию. Возможно, извержения полихронных вулканов продолжались и после эпизода 120–112 тыс. лет назад, о чем свидетельствует K–Ar-датировка 60 тыс. лет. Имеющиеся данные по U–Th-изотопной систематике пород эту фазу извержений не подтверждают. Между точками изученных образцов пород вулканов Плоский и Приозёрный изохронные соотношения в U–Th-изотопной системе отсутствуют.

Благодарности

Работа выполняется по проекту ИЗК СО РАН FWEF-2026-0010.

Литература

Высоцкий С.В., Будницкий С.Ю., Рассказов С.В., Игнатьев А.В., Веливецкая Т.А., Карабцов А.А. О сохранности радиогенного аргона в мантийных слюдах *in situ*: датирование глубинных включений палеовулкана Шаварын-Царам, Монголия // Доклады Академии наук, 2011, т. 440 (5), с. 674–677.

Гольдберг Е.Л., Грачев М.А., Эджингтон Д.Н., Новье Ж., Андре Л., Чебыкин Е.П., Шулпяков И.О. Прямая U–Th датировка двух последних межледниковий в осадках озера Байкал // Доклады Академии наук, 2001, т. 380 (6), с. 805–808.

Гросвальд М.Г. Развитие рельефа Саяно-Тувинского нагорья. М.: Наука, 1965, 165 с.

Девяткин Е.В. Геохронология кайнозойских базальтов Монголии и их связь со структурами новейшего этапа // Стратиграфия. Геол. корреляция, 2004, т. 12 (2), с. 102–114.

Киселев А.И., Медведев М.Е., Головкин Г.А. Вулканизм Байкальской рифтовой зоны и проблемы глубинного магнезиального образования. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1979, 200 с.

Кононова В.А., Иваненко В.В., Карпенко М.И., Первов В.А. Новые данные о K–Ar возрасте кайнозойских континентальных базальтов Байкальской рифтовой системы // Доклады Академии наук, 1988, т. 303 (2), с. 454–457.

Кривоносова Е.В., Ярмолук В.В., Монгуш А.А. Геолого-геоморфологические особенности и история формирования позднекайнозойского вулканического ареала Тариатской впадины (Монголия) // Состояние и освоение природных ресурсов Тувы и сопредельных регионов Центральной Азии: геоэкология природной среды и общества (вып. 8). Кызыл: ТувИКОПР СО РАН, 2005, с. 92–99.

Куликов О.А., Мацера А.В. Плейстоценовые базальты Восточного Саяна // Вестник МГУ. Сер. геогр., 1987, №4, с. 70–75.

Курганьков П.П. Эволюция позднекайнозойского вулканизма Тувы. Красноярск: КНИИ-ГимС, 2002, 148 с.

Мацера А.В., Рассказов С.В. Палеогеоморфологические условия развития вулканизма в Хамсара-Бий-Хемском междуречье (Восточный Саян) // Известия ВУЗов. Геология и разведка, 1990, №8, 23–30.

Рассказов С.В., Масловская М.Н., Батырмурзаев А.С., Мацера А.В., Зеленков П.Я., Авдеев В.А., Омарова М.Р., Гаргацев И.О., Магомедов Ш.А. Состав, стронциевая изотопия и калий–аргоновое датирование новейших базальтов Тувы // Геология и геофизика 1989, №2, с. 77–85.

Рассказов С.В., Кунк М.Дж., Лур Дж.Ф., Бауринг С.А., Брандт И.С., Брандт С.Б., Иванов А.В. Эпизоды извержений и вариации состава четвертичных лав Байкальской рифтовой системы (Ar–Ar и K–Ar датирование вулканизма бассейна Джиды) // Геология и геофизика, 1996, т. 37 (6), с. 3–15.

Рассказов С. В., Логачев Н.А., Комаров Ю.В. Геохронология и геодинамика позднего кайнозоя (Южная Сибирь – Южная и Восточная Азия). Новосибирск: Наука, 2000а, 288 с.

Рассказов С.В., Логачев Н.А., Брандт И.С., Брандт С.Б., Иванов А.В., Демонтерова Е.И.,

Смагунова М.А. Импульсная миграция четвертичного вулканизма Восточно-Тувинского поля // Доклады РАН, 2000б, т. 373 (5), с. 655–659.

Рассказов С.В., Демонтерова Е.И., Иванов А.В., Брандт И.С., Брандт С.Б. Эволюция позднекайнозойского магматизма на границе Тувино-Монгольского массива (Восточная Тува). Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2007, 161 с.

Рассказов С.В., Брандт С.С., Чувашова И.С. Фракционирование изотопов аргона в объемно-вспененных позднекайнозойских низкокалийевых андезибазальтах и современных высококалийевых трахитах // Геохронометрические изотопные системы, методы их изучения, хронология геологических процессов. М.: ИГЕМ РАН, 2012а, с. 296–298.

Рассказов С.В., Чувашова И.С., Ясныгина Т.А., Фелелов Н.Н., Саранина Е.В. Калиевая и каликатровая вулканические серии в кайнозое Азии. Новосибирск: Академическое изд-во «ГЕО», 2012б, 310 с.

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 государственного университета. Серия Науки о Земле, 2014, т. 8 (2), с. 91–101.

Сугоракова А.М., Ярмолук В.В., Лебедев В.И. Кайнозойский вулканизм Тувы. Кызыл: ТувИ-КОПР СО РАН, 2003, 92 с.

Чебыкин Е.П., Эджингтон Д.Н., Гольдберг Е.Л., Федорин М.А., Куликова Н.С., Железнякова Т.О., Воробьева С.С., Хлыстов О.М., Левина О.В., Зиборова Г.А., Грачев М.А. Изотопы ряда радиоактивного распада урана 238 – сигналы палеоклиматов верхнего плейстоцена и геохронометры в осадках озера Байкал // Геология и геофизика, 2004, т. 45 (5), с. 539–556.

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

Ярмолук В.В., Лебедев В.А., Аракелянц М.М., Лебедев В.А., Прудников С.Г., Сугоракова А.М., Коваленко В.И. Новейший вулканизм Восточной Тувы: хронология вулканических событий на основе К–Аг датирования // Доклады Академии наук, 1999, т. 368 (2), с. 244–249.

Ярмолук В. В., Лебедев В.И., Сугоракова А.М., Брагин В.Ю., Литасов Ю.Д., Прудников С.Т., Аракелянц М.М., Лебедев В.А., Иванов В.Г., Козловский А.М. Восточно-Тувинский ареал новейшего вулканизма Центральной Азии: этапы, продукты и характер вулканической активности // Вулканология и сейсмология, 2001, №3, с. 3–32.

Ярмолук В.В., Кудряшова Е.А., Козловский А.М., Лебедев В.А. Позднекайнозойский вулканизм Хангая (Центральная Монголия) и проблемы новейшего горообразования в Центральной Азии // Доклады Академии наук, 2008, т. 422 (2), с. 223–228.

Asmerom Y. Th–U fractionation and mantle structure // Earth Planet. Sci. Letters, 1999, №166, p. 163–175.

Asmerom Y., Edwards R.L. U-series isotope evidence for origin of continental basalts // Earth Planet. Sci. Letters, 1995, №134, p. 1–7.

Beattie P. Uranium–thorium disequilibria and partitioning on melting of garnet peridotite // Nature. 1993. Vol. 363, No. 6424. P. 63–65.

Dalrymple G.B. $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ analyses of historic lava flows // Earth Planet. Sci. Letters, 1969, № 6, p. 47–55.

Dickin A.P. Radiogenic isotope geology. Second edition. Cambridge: University Press, 2005, 492 p.

Enkhtuvshin H. A Petrological study on the Late Mesozoic and Cenozoic volcanic rocks of the Mongolian Plateau. Master thesis. Shimane University, 1995, 119 p.

Foley S.F., Petibon C.M., Jenner G.A., Kjarsgaard B.A. High U/Th partitioning by clinopyroxene from alkali silicate and carbonatite metasomatism: an origin for Th/U disequilibrium in mantle melts? // Terra Nova, 2001, №13, p. 104–109.

Matsumoto A., Kobayashi T. (1995) K–Ar age determination of late Quaternary volcanic rocks using the "mass fractionation correction procedure": application to the Younger Ontake Volcano, central Japan // Chem. Geol., 1995, №125, p. 123–135.

Schlupp A. Neotectonique de la Mongolie occidentale analysee a partir de donnees de terrain, sismologiques et satellitaires. These presentee a l'Universite Louis Pasteur pour obtenir le grade de docteur, Strasbourg, 1996, 172 p.

Williams R.W., Collerson K.D., Gill J.B., Deniel C. High Th/U ratios in subcontinental lithospheric mantle: mass spectrometric measurement of Th isotopes in Gaussberg lamproites // Earth Planet. Sci. Letters, 1992, №111 (2–4), p. 257–268.

Zou H., Reid M.R., Liu Y., Yao Y., Xu X., Fan Q. Constraints on the origin of historic potassic basalts

from northeast China by U–Th disequilibrium data // *Chemical Geology*, 2003, №200, p. 189–201.

References

- Asmerom Y. Th–U fractionation and mantle structure // *Earth Planet. Sci. Letters*. 1999. No. 166. P. 163–175.
- Asmerom Y., Edwards R.L. U-series isotope evidence for origin of continental basalts // *Earth Planet. Sci. Letters*. 1995. No. 134. P.1–7.
- Beattie P. Uranium–thorium disequilibria and partitioning on melting of garnet peridotite // *Nature*. 1993. Vol. 363, No. 6424. P. 63–65.
- Chebykin E.P., Edgington D.N., Goldberg E.L., Fedorin M.A., Kulikova N.S., Zheleznyakova T.O., Vorobyova S.S., Khlystov O.M., Levina O.V., Ziborova G.A., Grachev M.A. Isotopes of the radioactive decay series of uranium 238 - signals of paleoclimates of the Upper Pleistocene and geochronometers in sediments of Lake Baikal // *Geology and Geophysics*. 2004, Vol. 45, No. 5. P. 539–556.
- 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.
- Dalrymple G.B. $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ analyses of historic lava flows // *Earth Planet. Sci. Letters*. 1969. No. 6. P. 47–55.
- Devyatkin, E.V., “Geochronology of Cenozoic basalts of Mongolia and their relationship with recent structures.” *Stratigraphy. Geological Correlation*. 2004. Vol. 12, No. 2. P. 102–114.
- Dickin A.P. Radiogenic isotope geology. Second edition. Cambridge: University Press, 2005, 492 p.
- Enkhtuvshin H. A Petrological study on the Late Mesozoic and Cenozoic volcanic rocks of the Mongolian Plateau. Master thesis. Shimane University, 1995, 119 p.
- Foley S.F., Petibon C.M., Jenner G.A., Kjarsgaard B.A. High U/Th partitioning by clinopyroxene from alkali silicate and carbonatite metasomatism: an origin for Th/U disequilibrium in mantle melts? // *Terra Nova*. 2001. No. 13. P. 104–109.
- Goldberg E.L., Grachev M.A., Edgington D.N., Novier J., Andre L., Chebykin E.P., Shulpyakov I.O. Direct U–Th Dating of the Last Two Interglacials in Lake Baikal Sediments // *Reports of the Academy of Sciences*, 2001, Vol. 380 (6), pp. 805–808. Grosval'd, M.G., “Development of the Sayan-Tuva Upland Relief.” Moscow: Nauka, 1965. 165 p.
- Kiselev, A.I., Medvedev, M.E., Golovko, G.A., “Volcanism of the Baikal Rift Zone and Problems of Deep Magma Formation.” Novosibirsk: Nauka. Siberian Branch, 1979, 200 p.
- Kononova, V.A., Ivanenko, V.V., Karpenko, M.I., Pervov, V.A. New data on the K–Ar age of Cenozoic continental basalts of the Baikal rift system // *Reports of the Academy of Sciences*, 1988, Vol. 303, No. 2. P. 454–457.
- Krivososova E.V., Yarmolyuk V.V., Mongush A.A. Geological and geomorphological features and history of the formation of the Late Cenozoic volcanic area of the Tariat Depression (Mongolia) // *The state and development of natural resources of Tuva and adjacent regions of Central Asia: geoecology of the environment and society* (issue 8). Kyzyl: TuvI-KOPR SB RAS, 2005. P. 92–99.
- Kulikov O.A., Matsera A.V. Pleistocene basalts of the Eastern Sayan // *Bulletin of Moscow State University. Geogr. Series*. 1987. No. 4. P. 70–75.
- Kurgankov, P.P. Evolution of Late Cenozoic Volcanism in Tuva. Krasnoyarsk: KNIIGiMS, 2002, 148 p.
- Matsera A.V., Rasskazov S.V. Paleogeomorphological conditions of volcanic development in the Khamsara-Biy-Khem watershed (Eastern Sayan) // *Izvestiya VUZ. Geology and Exploration*. 1990. No. 8. P. 23–30.
- Matsumoto A., Kobayashi T. K–Ar age determination of late Quaternary volcanic rocks using the “mass fractionation correction procedure”: application to the Younger Ontake Volcano, central Japan // *Chem. Geol.* 1995. Vol. 125, P. 123–135.
- Rasskazov, S.V., Maslovskaya, M.N., Batyrmurzaev, A.S., Matsera, A.V., Zelenkov, P.Ya., Avdeev, V.A., Omarova, M.R., Gargatsev, I.O., Magomedov, Sh.A. Composition, strontium isotope composition, and potassium–argon dating of the newest basalts of Tuva // *Geology and Geophysics*. 1989. No. 2. P. 77–85.
- Rasskazov S.V., Kunk M.J., Luhr J.F., Bowring S.A., Brandt I.S., Brandt S.B., Ivanov A.V. Eruption episodes and compositional variations in Quaternary lavas of the Baikal rift system (Ar–Ar and K–Ar dating of volcanism in the Dzhida basin) // *Geology and Geophysics*. 1996. Vol. 37, No. 6. P. 3–15.
- Rasskazov S.V., Logachev N.A., Komarov Yu.V. Geochronology and geodynamics of the Late Cenozoic (Southern Siberia – South and East Asia). Novosibirsk: Nauka, 2000a, 288 p.
- Rasskazov S.V., Logachev N.A., Brandt I.S., Brandt S.B., Ivanov A.V., Demonterova E.I., Sma-gunova M.A. Pulse migration of Quaternary

volcanism of the East Tuva field // *Doklady RAS*. 2000b. Vol. 373, No. 5. P. 655–659.

Rasskazov S.V., Demonterova E.I., Ivanov A.V., Brandt I.S., Brandt S.B. Evolution of late Cenozoic magmatism at the boundary of the Tuva-Mongolian massif (Eastern Tuva). Irkutsk: Institute of the Earth's Crust SB RAS, 2007. 161 p.

Rasskazov S.V., Brandt S.S., Chuvashova I.S. Argon Isotope Fractionation in Volumetrically Foamed Late Cenozoic Low-K Basaltic Andesites and Modern High-K Trachytes // *Geochronometric Isotope Systems, Methods of Their Study, Chronology of Geological Processes*. Moscow: IGEM RAS, 2012a. P. 296–298.

Rasskazov S.V., Chuvashova I.S., Yasnygina T.A., Fefelov N.N., Saranina E.V. Potassium and Potassium-Sodium Volcanic Series in the Cenozoic of Asia. Novosibirsk: Academic Publishing House "GEO", 2012b. 310 p.

Rasskazov S.V., Chebykin E.P., Chuvashova I.S., Vodneva E.N., Stepanova O.N. Assessment of modern mantle activity in Central Asia in retrospect of Quaternary igneous 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.

Schlupp A. Neotectonique de la Mongolie occidentale analysee a partir de donnees de terrain, sismologiques et satellitaires. These présentée à l'Université Louis Pasteur pour obtenir le grade de docteur, Strasbourg, 1996. 172 p.

Sugorakova A.M., Yarmolyuk V.V., Lebedev V.I. Cenozoic volcanism of Tuva. Kyzyl: TuvIKOPR SB RAS, 2003. 92 p.

Vysotsky S.V., Budnitsky S.Yu., Rasskazov S.V., Ignatyev A.V., Velivetskaya T.A., Karabtsov A.A. On the Preservation of Radiogenic Argon in Mantle Micas in Situ: Dating of Deep Inclusions from the Shavaryn-Tsaram Paleovolcano, Mongolia // *Reports of the Academy of Sciences*. 2011. Vol. 440, No. 5. P. 674–677.

Williams R.W., Collerson K.D., Gill J.B., Deniel C. High Th/U ratios in subcontinental lithospheric mantle: mass spectrometric measurement of Th isotopes in Gaussberg lamproites // *Earth Planet. Sci. Letters*. 1992. Vol. 111, No. 2–4. P. 257–268.

Yarmolyuk V.V., Lebedev V.A., Arakelyants M.M., Lebedev V.A., Prudnikov S.G., Sugorakova A.M., Kovalenko V.I. Recent volcanism of Eastern Tuva: chronology of volcanic events based on K–Ar dating // *Reports of the Academy of Sciences*, 1999, Vol. 368 (2), pp. 244–249.

Yarmolyuk V.V., Lebedev V.I., Sugorakova A.M., Bragin V.Yu., Litasov Yu. D., Prudnikov S. T., Arakelyants M. M., Lebedev V.A., Ivanov V.G., Kozlovsky A.M. East Tuva area of recent volcanism in Central Asia: stages, products and nature of volcanic activity // *Volcanology and Seismology*. 2001. No. 3. P. 3–32.

Yarmolyuk V.V., Kudryashova E.A., Kozlovsky A.M., Lebedev V.A. Late Cenozoic volcanism of Hangay (Central Mongolia) and problems of recent mountain building in Central Asia // *Doklady of RAS*. 2008. Vol. 422, No 2. P. 223–228.

Zou H., Reid M.R., Liu Y., Yao Y., Xu X., Fan Q. Constraints on the origin of historic potassic basalts from northeast China by U–Th disequilibrium data // *Chemical Geology*. 2003. Vol. 200. P. 189–201.

Чебыкин Евгений Павлович,

кандидат химических наук,
664033, Иркутск, ул. Лермонтова, д. 128,
Институт земной коры СО РАН,
ведущий специалист,
тел.: (3952) 51–16–59,
email: cheb@lin.irk.ru

Chebykin Eugenyi Pavlovich,

Candidate of Chemistry,
664003 Irkutsk, Lermontov st., 128,
Institute of Earth's crust, SB RAS,
Leading specialist,
tel.: (3952) 51–16–59,
email: cheb@lin.irk.ru

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 Geology and Mineralogy, Professor,
664033, Irkutsk, Lermontov, 128,
Institute of Earth's crust of SB RAS,
Head of the Laboratory for isotopic and geochronological studies,
664025, Irkutsk, Lenina st., 3,
Irkutsk State University, Geological Faculty,
Head of the Dynamic Geology Chair,
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,
старший научный сотрудник,
664025, Иркутск, ул. Ленина, д. 3,
Иркутский государственный университет,
геологический факультет,
доцент,
тел.: +79149052401,

email: chuvashova@crust.irk.ru

Chuvashova Irina Sergeevna,

Candidate of Geology and Mineralogy,
664033, Irkutsk, Lermontov st., 128,
Institute of Earth's crust, SB RAS,
Senior Researcher,
664025, Irkutsk, Lenina st., 3,
Irkutsk State University, Geological Faculty,
assistant professor,

tel.: +79149052401,

email: chuvashova@crust.irk.ru

Парфенов Даниил Игоревич,

664033, Иркутск, ул. Лермонтова, д. 128,
Институт земной коры СО РАН,
старший лаборант,
664025, Иркутск, ул. Ленина, д. 3,
Иркутский государственный университет,
геологический факультет,
студент 3-го курса.

Parfenov Daniil Igorevich,

664033, Irkutsk, Lermontov st., 128,
Institute of Earth's crust, SB RAS,
Lab Assistant,
664025, Irkutsk, Lenin st., 3
Irkutsk State University, Geological Faculty,
student of the 3-d course.