

УДК 551.21

ВОЗРАСТ ПОРОД И ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ВУЛКАНИЧЕСКОГО ПОЛЯ ДАРИГАНГА (ЮГО-ВОСТОЧНАЯ МОНГОЛИЯ)

© 2024 г. Академик РАН В. В. Ярмолюк¹, А. М. Козловский^{1,*},
В. М. Саватенков², Е. А. Кудряшова¹

Поступило 29.05.2024 г.

После доработки 18.06.2024 г.

Принято к публикации 18.06.2024 г.

Представлены результаты систематических геохронологических (К–Аг) исследований пород вулканического поля Дариганга (ВПД), сложенного позднекайнозойскими лавами основного состава. Выделено четыре этапа в истории его формирования: средне–позднемиоценовый (>10 млн лет), позднемиоцен–раннеплиоценовый (7.8–3.5 млн лет), позднеплиоценовый (2.8–2.6 млн лет), плейстоценовый (<1.7 млн лет), продукты которых закономерно распределились по площади вулканического поля. Основной объём излияний был связан с позднемиоцен–раннеплиоценовым и плейстоценовым этапами. В течение позднемиоцен–раннеплиоценового этапа была сформирована северо-западная часть лавового поля, обладающая морфологией лавового плато. Излияния были связаны с локальной структурной депрессией, которая возникла в условиях растяжения, сопровождавшего вулканизм. В ходе плейстоценовой вспышки вулканизма была сформирована юго-восточная часть ВПД. Вулканизм протекал на фоне формирования хр. Хухот-Эйн-Нуру в поднятии Нукут-Дабан, что определило морфологические особенности возникшего вулканического чехла. Его характерной чертой стали крупные многоцентровые щитовые вулканы, связанные с осевой зоной хребта, а также протяжённые долинные потоки, распространившиеся на оба его склона. Проведено сопоставление особенностей формирования ВПД и других вулканических областей позднекайнозойской внутриплитной вулканической провинции Центральной и Восточной Азии. Показана согласованность их развития, указывающая на то, что образование ВПД регулировалось теми же геодинамическими механизмами, что и образование других вулканических областей провинции, а именно активностью небольшого мантийного плюма.

Ключевые слова: кайнозойский вулканизм, Центральная и Восточная Азия, К–Аг-возраст, внутриплитный магматизм

DOI: 10.31857/S2686739724100033

Вулканическое поле Дариганга (ВПД) является крупнейшим среди проявлений позднекайнозойского вулканизма Монголии [1, 2]. Его площадь превышает 10 000 км². Оно расположено в юго-восточной части страны, занимая северный склон хр. Хухот-Эйн-Нуру, входящего в систему поднятия Нукут-Дабан, и межвпадинную перемычку между Онгонской и Тамцагской

мел–палеогеновыми впадинами (рис. 1). ВПД сложено лавами толеитовых и щелочных базальтов [2, 5, 15] (далее по тексту трахибазальты) и является северной оконечностью цепи вулканических полей, которая прослеживается в Ю–ЮВ-направлении более чем на 300 км вплоть до северной границы Северо-Китайского кратона. Структурная позиция ВПД определяется областью пересечения скрытого линейamenta, контролирующего эти вулканические поля, с крупным Дзунбаинским разломом, который ограничивает среднепалеозойские структуры Центрально-Азиатского складчатого пояса от системы докембрийских блоков Южно-Гобийского

¹Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии Российской Академии наук, Москва, Россия

²Институт геологии и геохронологии докембрия Российской Академии наук, Санкт-Петербург, Россия
*E-mail: amk@igem.ru

супертеррейна. При этом возрастная позиция вулканизма в пределах ВПД является слабо охарактеризованной, что не позволяет уверенно коррелировать позднекайнозойские вулканические события на востоке Азии и устанавливать их причины.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

На рис. 1 приведена схема строения вулканического поля, составленная на основе цифровой карты рельефа. Районирование вулканического поля выполнено с учётом особенностей рельефа и возраста пород. ВПД характеризуется слабоволнистой поверхностью, которая увенчана многочисленными (более 200 по [1]) шлаковыми и шлако-лавовыми конусами. Несмотря на то, что в литературе вулканическое поле обычно

упоминается как вулканическое плато, перепад высот в его пределах составляет до 900 м. Наиболее высокие уровни лавовой поверхности отмечаются в приосевой части хр. Хухот-Эйн-Нуру (в среднем 1500 м и до 1777 м на вулкане Шилийн-Богд-Ула), тогда как самые низкие (<900 м) в западной части Тамцагской впадины (рис. 1).

В пределах ВПД платообразный облик имеет только его северо-западная часть, выделяющаяся также глубокими врезами, вскрывающими лавовые потоки до их основания. В отличие от неё юго-восточная часть вулканического поля характеризуется наклонной поверхностью. Здесь лавовый чехол полого поднимается по склону хр. Хухот-Эйн-Нуру и охватывает его осевую зону. Последняя венчается щитовым вулканическим центром Шилийн-Богд-Ула, что в целом придаёт

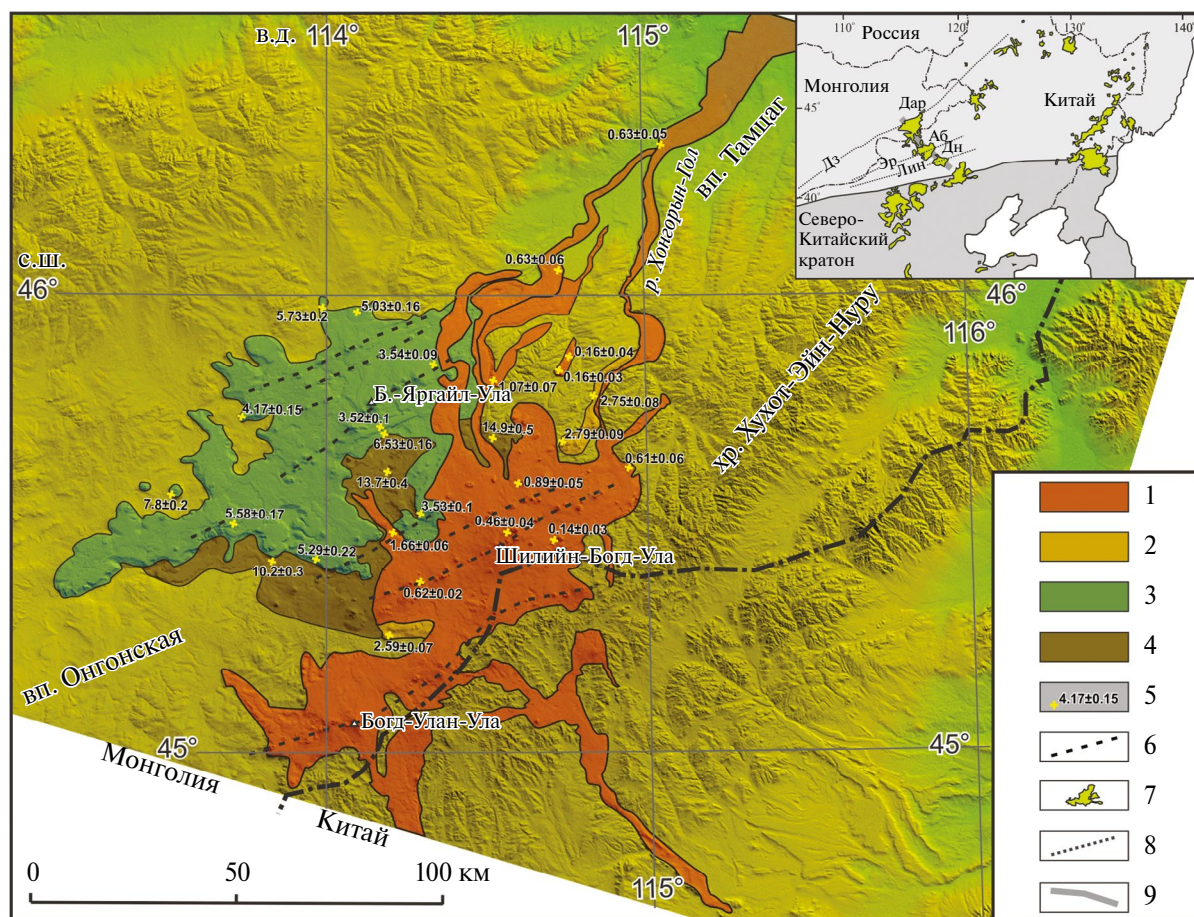


Рис. 1. Схема строения вулканического поля Дариганга на карте радарной топографической съемки (SRTM). 1–4 вулканические комплексы: 1 — плейстоценовый, 2 — позднеплиоценовый, 3 — позднемиоцен–раннеплиоценовый, 4 — средне–позднемиоценовый; 5 — места отбора геохронологических проб и результаты датирования; 6 — линии простирания вулканических гряд (вулканических каналов). На врезке показаны позднекайнозойские вулканические поля Центральной и Восточной Азии: 7 — вулканические поля: Дар — Дариганга, Аб — Abaga, Дн — Dalinuoer; 8 — разломы по [17]: Дз — Дзунбаинский, Эр — Erenhot, Лин — Linxi; 9 — зона глубинного разлома, контролирующая систему вулканических полей Дариганга — Abaga — Dalinuoer.

этой части лавового поля облик крупной щитовой вулканической постройки. Другой особенностью лавового чехла здесь является слабая расчленённость и отсутствие выраженных водотоков. Для поверхности лавового поля характерен ступенчатый профиль, который формируется за счёт фронтальных уступов, фиксирующих окончания лавовых потоков. Такие уступы отмечаются во многих участках вулканического поля, указывая на многоцентровый характер излияний.

Из-за слабой расчленённости вулканического поля его строение в целом расшифровывается с трудом. Лишь в северо-западной части ВПД вулканический чехол вскрывается на полную мощность. В таких участках видно, что разрез вулканического комплекса может превышать 100 м, кроме того, видно, что его строение определяют серии потоков лав небольшой (5–10 м) мощности. Местами между лавовыми пакетами отмечаются горизонты (до 5–7 м) терригенных сероцветных пород.

Приведённые морфоструктурные характеристики вулканического поля, а также особенности строения вскрытых частей его разреза свидетельствуют о достаточно длительной и многоэтапной

истории вулканизма, на что обращали внимание [2, 5]. Однако, о возрасте лав Дариганского поля известно немного. Геологические соотношения свидетельствуют, что лавовое поле было сформировано на поверхности выравнивания олигоцен-миоценового возраста. Этим определяется время начала вулканической деятельности не ранее миоцена [4]. Имеющиеся геохронологические оценки [3] указывают на вулканическую активность в пределах ВПД, начиная с середины миоцена и до плейстоцена. Но эти данные немногочисленны и выборочно характеризуют породы трёх вулканических построек. Они недостаточно представительны, чтобы судить о том, как происходило формирование всего вулканического поля.

С целью изучения закономерностей проявления вулканизма при формировании ВПД нами выполнены геохронологические исследования вулканических пород из разных его участков. Полученные данные стали основой для районирования территории ВПД по времени формирования, а также позволили сделать заключение об особенностях тектонического режима, на фоне которого протекала вулканическая активность.

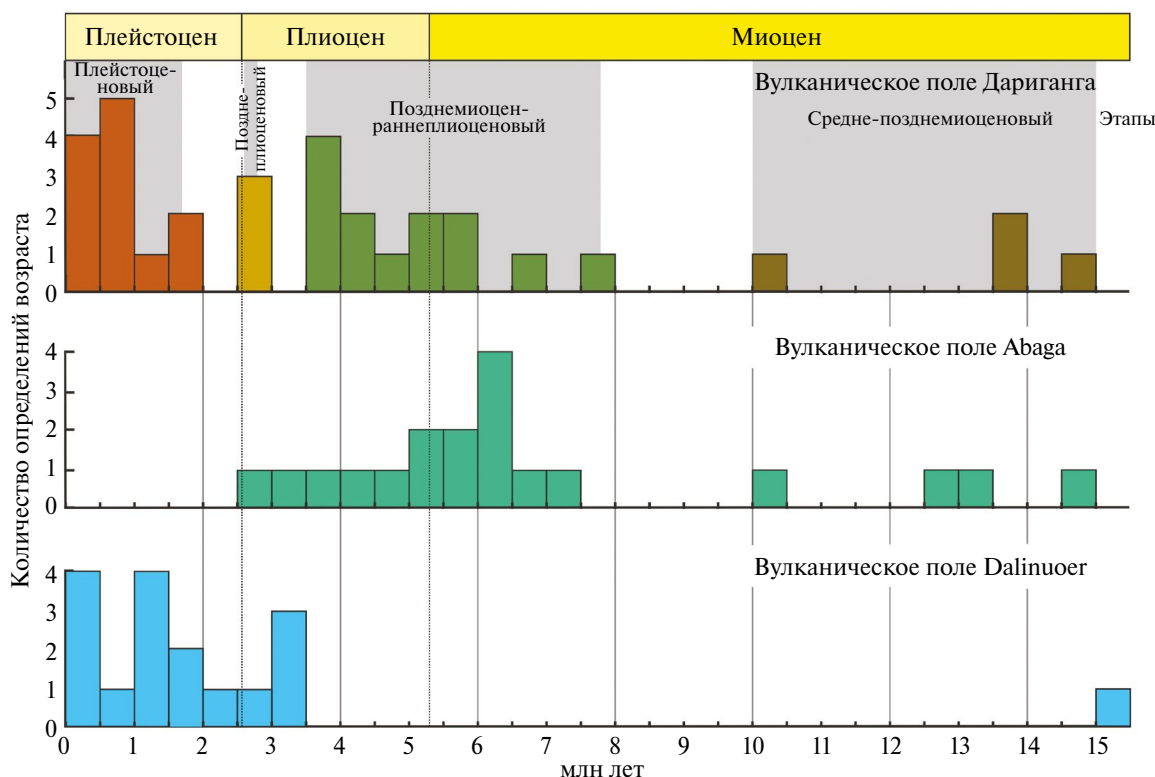


Рис. 2. Гистограммы распределения установленных возрастов пород вулканических полей Дариганга, Abaga и Dalinuoer. Данные для вулканического поля Дариганга — табл. 1 (цвет соответствует цвету на схеме рис. 1), для вулканических полей Abaga и Dalinuoer [12].

Таблица 1. Результаты К-Аг геохронологических исследований лав вулканического поля Дариганга

№ пробы	Порода	Место отбора проб	° с.ш.	° в.д.	Калий, % $\pm \sigma$	$^{40}\text{Ar}_{\text{рад.}}$, нг/г $\pm \sigma$	Возраст, млн лет $\pm 2\sigma$
<i>Плейстоценовый этап</i>							
ВГ-6/29	М	влк. Сэнджитийн-Ундэр	45.4501	114.7171	1.18 $\pm$ 0.02	0.0129 $\pm$ 0.0018	0.14$\pm$0.03
ВГ-6/31	Тф	влк. Дзатол-Хан-Ула	45.8574	114.7724	1.55 $\pm$ 0.02	0.0167 $\pm$ 0.0020	0.155$\pm$0.035
ВГ-6/47	Г	влк. Дзатол-Хан-Ула	45.8228	114.7224	1.49 $\pm$ 0.02	0.0161 $\pm$ 0.0015	0.155$\pm$0.030
ВГ-6/26	Г	влк. Шилийн-Богд-Ула	45.4684	114.5696	1.26 $\pm$ 0.02	0.0402 $\pm$ 0.0019	0.46$\pm$0.04
ВГ-6/63	Г		45.6086	114.9567	1.10 $\pm$ 0.02	0.0464 $\pm$ 0.0023	0.61$\pm$0.06
ВГ-6/51	Тф	влк. Ундэр-Хурэт	45.3604	114.2939	1.47 $\pm$ 0.02	0.0632 $\pm$ 0.0007	0.62$\pm$0.02
ВГ-6/17	Б		46.3274	115.0598	1.16 $\pm$ 0.02	0.0503 $\pm$ 0.0019	0.63$\pm$0.05
ВГ-6/67	КТБ		46.0486	114.7414	1.45 $\pm$ 0.02	0.0629 $\pm$ 0.0028	0.63$\pm$0.06
ВГ-6/59	Г	влк. Шар-Ундэр	45.5770	114.6062	1.39 $\pm$ 0.02	0.0856 $\pm$ 0.0021	0.89$\pm$0.05
ВГ-6/72	Г		45.7908	114.5361	1.15 $\pm$ 0.02	0.0857 $\pm$ 0.0022	1.07$\pm$0.07
ВГ-6/8	Тф	Дзанагийн-Худук	45.4713	114.2104	2.02 $\pm$ 0.03	0.233 $\pm$ 0.003	1.66$\pm$0.06
<i>Кон</i>	<i>Тф</i>	<i>влк. Ундэр-Хурэт</i>					1.6$\pm$0.1
<i>Позднеплиоценовый этап</i>							
ВГ-6/53	Тф	Бадрах-Ула	45.2396	114.1941	1.77 $\pm$ 0.02	0.3179 $\pm$ 0.0020	2.59$\pm$0.07
ВГ-6/43	Тф	Сул-Хара-Ундэр	45.7703	114.8491	1.68 $\pm$ 0.02	0.321 $\pm$ 0.003	2.75$\pm$0.08
ВГ-6/39	Тф	Сулхар-Ула	45.6692	114.7480	1.54 $\pm$ 0.02	0.298 $\pm$ 0.003	2.79$\pm$0.09
<i>Позднемиоцен–раннеплиоценовый этап</i>							
ВГ-6/4	Тф	Увэр-Хурмийн-Нур	45.7010	114.1739	1.63 $\pm$ 0.02	0.399 $\pm$ 0.008	3.52$\pm$0.10
ВГ-6/7	КТБ	Баян-Цаган-Ула	45.5103	114.2892	2.15 $\pm$ 0.03	0.526 $\pm$ 0.003	3.53$\pm$0.10
<i>Кон</i>	<i>Г</i>	<i>Баян-Цаган-Ула</i>					3.8$\pm$0.2
ВГ-6/73	Тф	влк. Ац-Ундэр	45.8431	114.3420	1.82 $\pm$ 0.02	0.4469 $\pm$ 0.0028	3.54$\pm$0.09
ВГ-6/84	Тф	<i>Асгат-Ула</i>	45.7288	113.7247	1.19 $\pm$ 0.02	0.3446 $\pm$ 0.0023	4.17$\pm$0.15
<i>Кон</i>		<i>Асгат-Ула</i>					4.3$\pm$0.3
<i>Кон</i>		<i>Асгат-Ула</i>					4.8$\pm$0.2
ВГ-6/78	Тф	влк Будун-Обо	45.9605	114.1004	0.69 $\pm$ 0.01	0.0241 $\pm$ 0.0016	5.03$\pm$0.16
ВГ-6/9	Тф	Урт-Гуны-Хушу	45.4094	113.9669	0.75 $\pm$ 0.015	0.2757 $\pm$ 0.0018	5.29$\pm$0.22
ВГ-6/14	Б	Барун-Нарт-Ула	45.4908	113.7070	1.37 $\pm$ 0.02	0.4571 $\pm$ 0.0023	5.58$\pm$0.17
ВГ-6/79	Б		45.9712	113.9896	0.94 $\pm$ 0.015	0.375 $\pm$ 0.003	5.7$\pm$0.2
ВГ-6/5	Тф	оз. Увэр-Хурмийн-Нур	45.6894	114.1846	1.68 $\pm$ 0.02	0.763 $\pm$ 0.003	6.53$\pm$0.16
ВГ-6/2	Тф	Дзун-Буслур-Ула	45.5519	113.5058	1.56 $\pm$ 0.02	0.848 $\pm$ 0.003	7.8$\pm$0.2
<i>Средне–позднемиоценовый этап</i>							
ВГ-6/10	КТБ	Барун-Бошгону-Худук	45.4092	113.8282	1.32 $\pm$ 0.02	0.935 $\pm$ 0.004	10.2$\pm$0.3
ВГ-6/6	КТБ	Далай-Худук	45.6048	114.1933	1.51 $\pm$ 0.02	1.436 $\pm$ 0.007	13.7$\pm$0.4
ВГ-6/48	Б	влк. Хэлтгий-Ула	45.6782	114.5279	1.26 $\pm$ 0.02	1.305 $\pm$ 0.004	14.9$\pm$0.5
<i>Кон</i>	<i>Б</i>						13.8$\pm$0.6

Примечание. Порода: Б – базальт, Тф – тефрит, КТБ – калиевый трахибазальт, Г – гавайит, М – муджирит. Данные *Кон* [3] выделены курсивом.

ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

Изотопный возраст вулканических образований определен К–Аг-методом в ИГЕМ РАН по методике [7] с использованием в качестве геохронометра микролитового матрикса пород. Концентрация радиогенного ^{40}Ar в изученных образцах измерена методом изотопного разбавления (трассер — моноизотоп ^{38}Ar) на высокочувствительном масс-спектрометре МИ-1201 ИГ, а содержание калия — методом пламенной спектрометрии на фотометре ФПА-01. При расчёте возраста использовались константы: $\lambda_{\text{K}} = 0.581 \cdot 10^{-10} \text{год}^{-1}$, $\lambda_{\text{Ar}} = 4.962 \cdot 10^{-10} \text{год}^{-1}$; $^{40}\text{K} = 0.01167$ (ат. %).

Результаты геохронологических исследований приведены в табл. 1 и отражены на (рис. 1) и гистограмме (рис. 2). В соответствии с ними и опубликованными [3] данными формирование вулканического поля охватило интервал последних 15 млн лет. Вулканизм был многоимпульсным и протекал в несколько циклов извержений. Этому соответствует общий вид гистограммы (рис. 2), характеризующийся группировкой полученных возрастов в ряд кластеров, которые, с учётом геоморфологических особенностей распространения соответствующих им пород, можно условно обозначить как средне–позднемиоценовый (>10 млн лет), позднемиоцен–раннеплиоценовый (7.8–3.5 млн лет), позднеплиоценовый (2.8–2.6 млн лет), плейстоценовый (<1.7 млн лет). Разновозрастные породы распределились достаточно закономерно по площади вулканического поля.

Средне–позднемиоценовые породы отмечают в зоне осевой долины, наиболее полно прорезающей лавовое поле и разделяющей его на северо-западную платообразную и юго-восточную щитовую части (рис. 1). Породы этой возрастной группы установлены в нижних горизонтах вскрытых разрезов лавовой толщи. Трахибазальты с наибольшим возрастом (14.9 млн лет, проба ВГ-6/48) были установлены в восточной части ВПД на границе лавового поля с обрамляющими выходами палеозойских гранитоидов. Лавы здесь заполнили эрозионную ложбину в палеорельефе и залегают непосредственно на гранитах фундамента. В некоторых разрезах трахибазальты этой возрастной группы отделены от более верхних горизонтов вулканического чехла не только лавами, но и разделяющими их пакетами осадочных пород, что указывает на многоэтапную с продолжительными перерывами историю формирования соответствующих участков лавового поля. Такими, например, являются

трахибазальты ВГ-6/10 (10.2 млн лет), залегающие в низах вскрытой части вулканической толщи, в средних частях которой отмечается пакет светло-серых песчаников и гравелитов, мощностью до 7 м. Из-за ограниченности имеющихся возрастных данных, а также из-за того, что средне–позднемиоценовые вулканиды обнажаются фрагментарно и в основном перекрыты чехлом более молодых лав, оценить закономерности их распространения в строении ВПД в настоящее время практически невозможно.

Позднемиоцен–раннеплиоценовому (7.8–3.5 млн лет) этапу отвечают вулканические породы, лежащие северо-западную часть ВПД. Эта территория выделяется субгоризонтальной поверхностью с преобладающим уровнем высот 1200–1250 м, в её краевых участках уровень высот опускается до 1100 м. Плато в краевых участках вскрыто глубокими врезами, в которых обнажается существенно лавовый разрез вулканической толщи, представленный сериями лавовых потоков небольшой (до 10 м) мощности. В разрезах потоки в целом распределены согласно с возрастом их пород. Лавы с наибольшим возрастом (7.8 и 6.53 млн лет) установлены в нижних горизонтах вулканической толщи, тогда как наиболее поздние (~3.5 млн лет) проявления связаны с вулканическими конусами, венчающими лавовое плато. С учётом всех высотных уровней рельефа, на которых располагаются выходы пород этого плато, можно сделать вывод, что мощность позднемиоцен–раннеплиоценовой лавовой толщи достигала, по меньшей мере, 300 м.

Позднеплиоценовый (2.8–2.6 млн лет) возраст имеют породы, которые можно сопоставить с фрагментами лавовых рек небольшой протяжённости. По крайней мере, лавовый поток этого возраста в верхнем течении р. Хонгорын-Гол (рис. 1) прослеживается в борту речной долины, образуя верхнюю террасу.

Плейстоценовый (<1.7 млн лет) комплекс является преобладающим в строении лавового поля. Сформировавшие его центры излияния в основном сосредоточены в осевой части хр. Хухот-Эйн-Нуру, откуда лавовые потоки спускаются вниз, покрывая сплошным чехлом северный склон хребта, а также образуя ряд протяжённых долинных потоков, расходящиеся на большие расстояния (более 130 км для потоков в долине р. Хонгорын-Гол) по обе стороны хребта.

В истории формирования плейстоценового лавового чехла особо выделяется вулканический импульс с возрастом 0.65–0.6 млн лет, оставивший свои следы как в строении общего

вулканического чехла, так и в формировании лавовых рек, стекающих в направлении Тамцагской впадины. Более ранние (1.66–1.07 млн лет) проявления вулканизма отмечаются только в краевых участках лавового чехла и, по-видимому, в основном перекрыты более молодыми вулканическими потоками. С более поздними извержениями связано формирование щитовых вулканов. Отсутствие данных о положении подошвы плейстоценового лавового чехла по всей площади его распространения не позволяет дать оценку того, насколько продуктивной была вулканическая активность этого времени.

ОБСУЖДЕНИЕ

Итак, формирование ВПД происходило на протяжении последних 15 млн лет, начиная со среднего миоцена и до плейстоцена включительно. Полученные данные подтвердили ранее сделанные оценки [3], но кроме того, позволили детализировать особенности вулканической истории ВПД. Формирование вулканического поля происходило, по меньшей мере, в 4 этапа в условиях изменяющегося тектонического режима.

Наименее детализированным является средне–позднемиоценовый этап. Его породы перекрыты чехлом более молодых лав, что не позволяет оценить ни масштабы вулканизма этого времени, ни закономерности пространственного распространения его продуктов, ни особенностей его возрастной структуры. Можно лишь предположить, что, так как их выходы в основном приурочены к сквозной долине, разделившей ВПД на северо-западную и юго-восточную части с разной историей развития, возможно здесь располагались и центры средне–позднемиоценового вулканизма. Судя по тому, что породы этого уровня отмечаются в самых низах разрезов и не образуют геологически выделяющихся лавовых толщ, напрашивается вывод, что в интервале между 15 и 8 млн лет назад вулканическая активность в пределах ВПД носила эпизодический характер.

Продукты позднемиоцен–раннеплиоценового этапа пространственно и структурно чётко обособлены в пределах ВПД (рис. 1). Они слагают северо-западную часть лавового поля, обладающую морфологией горизонтально залегающего лавового плато, подошва которого прослеживается по отметке 1150 ± 30 м. Формирование плато было связано с излияниями из серии трещинных каналов северо-восточного простирания. Вулканические каналы распознаются по грядам небольших шлаково-лавовых конусов,

которые венчают лавовое плато и возникли на завершающей фазе излияний. Наиболее крупная гряда представлена цепью небольших щитовых вулканов, среди которых выделяется вулкан Барун-Яргайл-Ула (1434 м), возвышающийся над лавовым плато на 200 м при поперечнике более 10 км. Склоны вулканов этой цепи бронируются лавовыми потоками, которые при удалении от центров излияний переходят в лавовый чехол плато. Вулканические цепи в пределах плато образуют параллельные гряды, имеющие сходство с распределением магмовыводящих каналов в строении вулканической зоны Исландии [14]. Это позволяет связать их формирование с однородным полем растяжения, существовавшим в пределах рассматриваемой территории в позднем миоцене – раннем плиоцене. Более или менее выдержанный высотный уровень залегания подошвы лавовой толщи, а также отсутствие длинных потоков, выходящих за границы лавового плато, свидетельствуют, что дифференциация рельефа в это время практически отсутствовала, и излияния происходили, скорее всего, в локальной структурной депрессии, возникшей на фоне растяжения, сопровождавшего вулканизм.

Около 3 млн лет назад район ВПД был вовлечён в процессы горообразования, в ходе которых возник хр. Хухот-Эйн-Нуру в пределах поднятия Нукут-Дабан. Уже к рубежу 2.6 млн лет появились зачатки современного рельефа. На это, в частности, указывает позднеплиоценовый лавовый поток в долине верхнего течения р. Хонгорын-Гол. Его размещение в борту долины в виде верхней террасы свидетельствует об излиянии в условиях начавшейся дифференциации рельефа и зарождения речных долин.

Вулканизм плейстоцена протекал в юго-восточной части ВПД, зафиксировав тем самым миграцию вулканических центров в том же направлении более чем на 20 км относительно выводящей зоны позднемиоценовых–раннеплиоценовых излияний. Вулканизм протекал в условиях сформировавшегося рельефа, что определило морфологические особенности, возникшего в это время вулканического чехла. Прежде всего, в строении плейстоценового вулканического комплекса выделяются крупные многоцентровые щитовые вулканы (Шилийн-Богд-Ула, Авга-Хан-Ула и Богд-Улан-Ула), расположенные в осевой зоне хр. Хухот-Эйн-Нуру. Они достигают в поперечнике 25 км и возвышаются над поверхностью лавового чехла более чем на 200 м. С этим же этапом вулканизма связана серия протяжённых долинных потоков,

распространившихся от центров излияния на оба склона хребта.

Плейстоценовый лавовый чехол увенчан многочисленными шлаково-лавовыми вулканическими постройками. Их распределение контролируется пологими валами вулканического рельефа, соотношение которых с вулканическим чехлом свидетельствует о смене начальных трещинных излияний более локализованными извержениями, связанными с деятельностью многоцентровых щитовых вулканов. Трассируемые ими выводящие магматические каналы протягиваются параллельно друг другу в восток-северо-восточном направлении (азимут 70° [11]) и являются косо ориентированными по отношению к простиранию хр. Хухот-Эйн-Нуру. Подобная их ориентировка указывает на формирование магмовыводящих зон после образования хребта, а также на то, что они возникли в другом поле напряжений по сравнению с вулканизмом раннеплиоценового этапа, выводящие зоны которого ориентированы в северо-восточном направлении (азимут 45° по [11]).

На рис. 2 приведено сопоставление геохронологических данных, полученных для пород ВПД, с аналогичными данными для пород соседних с ним (см. врезку к рис. 1) вулканических полей Abaga и Dalinuoer (по [12]). Это сопоставление

выявляет как общие их особенности, так и определенные отличия. Прежде всего отметим, что формирование всех трёх полей началось около 15 млн лет назад, при этом среднемиоценовый вулканизм не оставил значительных следов в строении ни одного из них. Вулканическая активность позднего миоцена—плиоцена помимо северо-западной части ВПД проявилась в пределах поля Abaga, где был сформирован весь современный объём его лавового чехла. Образование поля Dalinuoer в основном протекало в позднем плиоцене и плейстоцене, когда в пределах поля Abaga наступило вулканическое затишье. Подобное формирование этих полей можно рассматривать как результат миграции в юго-восточном направлении центров вулканизма между ранним и поздним плиоценом. Эта особенность их образования чётко коррелирует с подобной же миграцией в формировании ВПД. Выявленное сходство позволяет предположить, что рассматриваемая система вулканических полей ВПД — Abaga—Dalinuoer, скорее всего, представляет след от воздействия на литосферу двух сближенных мантийных источников магматизма (мантийных плюмов по [16]) при смещении над ними литосферы в северо-западном направлении. Один из плюмов располагался в основании ВПД, а другой в основании сближенных полей Abaga—Dalinuoer. Можно предположить, что разные по расстоянию смещения

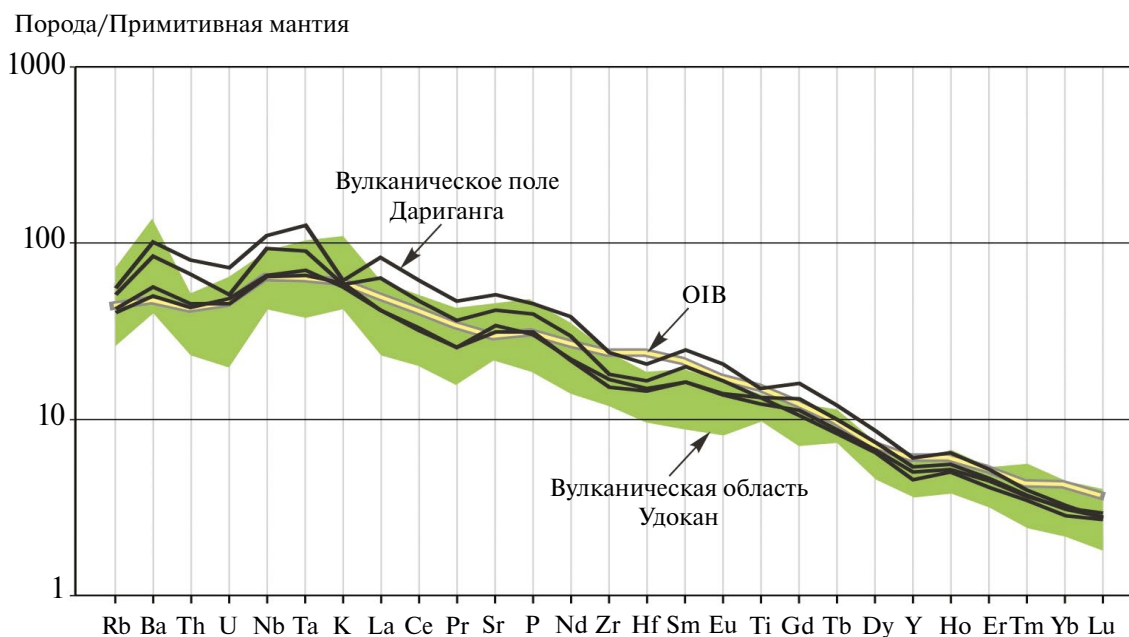


Рис. 3. Спектры распределения нормированных концентраций редких элементов в вулканических породах, максимально удалённых областей позднекайнозойской внутриплитной вулканической провинции Центральной и Восточной Азии — вулканического поля Дариганга (средние составы разновозрастных групп по нашим неопубликованным данным) и вулканической области Удокан (поле составов по [8]). Средний состав базальта океанических островов (OIB) и нормировка на состав примитивной мантии по [13].

центров вулканизма при их однонаправленности и согласованности во времени определялись условиями размещения выводящих каналов. Так, в ВПД как позднемиоцен—раннеплиоценовая, так позднеплиоцен—плейстоценовая системы выводящих каналов, хотя и разнесены на 20 км, но отвечают зоне влияния крупного Дзунбаинского разлома. В системе вулканических полей Abaga—Dalinoer позднемиоцен—раннеплиоценовая активность поля Abaga контролировалась разломом Erenhot, а позднеплиоцен—плейстоценовая поля Dalinoer — разломом Linxi [18] (врезка на рис. 1).

Полученные возрастные оценки позволяют сопоставить образование ВПД с процессами формирования других позднекайнозойских вулканических областей Центральной и Восточной Азии, объединяемых в Центральнo-Азиатскую позднекайнозойскую внутриплитную вулканическую провинцию [9]. Со среднего миоцена в пределах провинции стали формироваться Удоканская [8] и Витимская [6] вулканические области. С этим рубежом связаны структурные перестройки, сопряженные с вулканизмом в Южно-Хангайской и Южно-Байкальской вулканических областях [9]. Вспышки вулканической активности в плиоцене и плейстоцене также зафиксированы во всех вулканических областях [9]. Общим для них стали процессы горообразования, охватившие территорию провинции около 3—5 млн лет назад. С этого времени обычной формой проявления вулканизма стали долинныe лавовые потоки, широко проявившиеся в Южно-Хангайской, Южно-Байкальской, Удоканской и Витимской вулканических областях [10].

Следует отметить ещё следующую важную особенность этого магматизма. Несмотря на пространственную обособленность вулканических областей, состав их вулканических продуктов удивительно выдержан. Среди них преобладают лавы щелочных и субщелочных пикробазальтов, трахибазальтов и трахиандезитбазальтов, обладающие общими геохимическими особенностями, в том числе сближающими их с составом базальтов океанических островов — OIB (по [13]) (рис. 3).

Все эти черты сходства позволяют говорить о том, что образование ВПД регулировалось теми же геодинамическими механизмами, что и образование других вулканических областей позднекайнозойской внутриплитной провинции Центральной Азии, которые, по нашему мнению, [9, 17], были связаны системой мантийных плюмов, отвечавших одной из ветвей Тихоокеанского суперплюма.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена в рамках темы Государственного задания Лаборатории редкометалльного магматизма ИГЕМ РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Влодавец В. И. О некоторых чертах кайнозойского вулканизма Даригангской области Монголии // Вопросы геологии Азии. М.: Издательство АН СССР, 1955. Т. 2. С. 679—685.
2. Кебезинская В. В. Кайнозойские щелочные базальтоиды Монголии и их глубинные включения. М.: Наука, 1979. 312 с.
3. Кононова В. А., Иваненко В. В., Карпенко М. И., Аракелянц М. М., Андреева Е. Д., Первов В. А. Новые данные о К—Аг возрасте кайнозойских континентальных базальтов Байкальской рифтовой системы // Доклады АН СССР. 1988. Т. 303. № 2. С. 454—457.
4. Корина Н. А., Певзнер М. А., Чичагов В. П. Палеомагнитные исследования вулканической области Дариганга в юго—восточной Монголии. В кн.: Палеомагнитный анализ при изучении четвертичных отложений и вулканитов. М.: Наука, 1973.
5. Салтыковский А. Я., Геншафт Ю. С. Геодинамика кайнозойского вулканизма юго-востока Монголии. М.: Наука, 1985. 135 с.
6. Ступак Ф. М., Кудряшова Е. А., Ярмолюк В. В. Позднекайнозойский вулканизм Витимской впадины и его связь с Витимским лавовым плато (Западное Забайкалье) по данным геохронологических К—Аг-исследований // Доклады РАН. 2018. Т. 482. № 4. С. 429—433.
7. Чернышев И. В., Лебедев В. А., Аракелянц М. М. К—Аг датирование четвертичных вулканитов: методология и интерпретация результатов // Петрология. 2006. Т. 14. С. 69—89.
8. Ярмолюк В. В., Саватенков В. М., Козловский А. М., Ступак Ф. М., Кузнецов М. В., Шпакович Л. В. Условия формирования пород и источники магм позднекайнозойского Удоканского вулканического плато // Петрология. 2023. Т. 31. № 1. С. 3—28.
9. Ярмолюк В. В., Кудряшова Е. А., Козловский А. М., Саватенков В. М. Позднекайнозойская вулканическая провинция Центральной и Восточной Азии // Петрология. 2011. Т. 19. № 4. С. 341—362.
10. Ярмолюк В. В., Кузьмин М. И. Корреляция эндогенных событий и вариации климата в позднем кайнозое Центральной Азии // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2006. Т. 14. № 2. С. 3—25.

11. Chuvashova I. S., Rasskazov S. V., Yasnygina T. A., Mikheeva E. A. High-Mg lavas from the Dariganga volcanic field in the South-Eastern Mongolia: petrogenetic model of magmatism at the asthenosphere–lithosphere boundary // *Geodynamics & Tectonophysics*. 2012. V. 3(4). P. 385–407.
12. Ho K.-S., Liu Y., Chen Ju-Ch., Yang H.-J. Elemental and Sr–Nd–Pb isotopic compositions of Late Cenozoic Abaga basalts, Inner Mongolia: Implications for petrogenesis and mantle process // *Geochem. J.* 2008. V. 42(4). P. 339–357.
13. Sun S.-s., McDonough W. F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: A. D. Saunders and M. J. Norry (Eds.) *Magmatism in the Ocean Basins*. London: Geological Society (Special Publications), 1989. V. 42. P. 313–345.
14. Thordarson Th., Höskuldsson Á. Postglacial volcanism in Iceland // *JÖKULL*. 2008. № 58. 199 p.
15. Togtokh Kh., Miao L., Zhang F., Baatar M., Anaad Ch., Bars A. Major, trace element, and Sr–Nd isotopic geochemistry of Cenozoic basalts in Central–North and East Mongolia: Petrogenesis and tectonic implication // *Geol. J.* 2019. V. 54. P. 3660–3680.
16. Wang Sh.-P., Ren Zh.-Y., Nichols A. R. L., Narantsetseg T., Zhang Q.-L., Zhang L., Yuan Ch. Cenozoic mantle plume activity in East Asia: Constraints from geochemistry of olivine, spinel, and melt inclusions // *Lithos*. 2023. V. 456–457. P. 456–457.
17. Yarmolyuk V. V., Kuzmin M. I., Ernst R. E. Intraplate geodynamics and magmatism in the evolution of the Central Asian Orogenic Belt // *J. Asian Earth Sci.* 2014. V. 93. P. 158–179.
18. Zhang M., Guo Z. Origin of Late Cenozoic Abaga–Dalinuogai basalts, eastern China: Implications for a mixed pyroxenite–peridotite source related with deep subduction of the Pacific slab // *Gondw. Res.* 2016. V. 37. P. 130–151.

AGE AND VOLCANIC HISTORY OF THE DARIGANGA VOLCANIC FIELD (SE MONGOLIA)

V. V. Yarmolyuk^a, A. M. Kozlovsky^{a, #}, V. M. Savatenkov^b, E. A. Kudryashova^a

^a*Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry,
Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation*

^b*Institute of Precambrian Geology and Geochronology, Russian Academy of Sciences,
St. Petersburg, Russian Federation*

[#]*E-mail: amk@igem.ru*

The results of systematic K–Ar geochronological studies are presented for the rocks of the Late Cenozoic basaltic Dariganga Volcanic Field (DVF). Four stages of its volcanic history have been identified: Middle-Late Miocene (>10 Ma), Late Miocene–Early Pliocene (7.8–3.5 Ma), Late Pliocene (2.8–2.6 Ma) and Pleistocene (<1.7 Ma). The volcanic products of each stage were suitably distributed over the area of the volcanic field. The main volume of volcanics was erupted during the Late Miocene–Early Pliocene and the Pleistocene. During the Late Miocene–Early Pliocene, the northwestern part of the lava field was formed, which has a lava plateau morphology. Eruption centres were located within structural depressions that developed during extension and accompanied volcanism. The south-eastern part of the DVF was formed during the Pleistocene. Volcanism occurred simultaneously with the uplift of the Khukhot–Ein–Nuruu ridge within the Nukut–Daban highland, which influenced the morphology of the volcanic cover. This volcanic stage is characterised by large multi-centre shield volcanoes localised in the axial zone of the ridge, and extensive valley lava flows spreading down both slopes of the ridge. The volcanic history of the DVF and other volcanic areas of the Late Cenozoic intraplate volcanic province of Central and East Asia are compared. They developed in concert with each other, so the formation of the DVF being initiated by the same geodynamic mechanisms as the other volcanic areas of the province, namely the activity of a small mantle plume.

Keywords: Cenozoic volcanism, Central and Eastern Asia, K–Ar geochronology, intraplate magmatism