

НОВЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ К-AR ДАТИРОВАНИЯ МИОЦЕН-ПЛИОЦЕНОВЫХ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД СРЕДИННОГО ХРЕБТА КАМЧАТКИ

М.М. Певзнер¹, Д.И. Головин¹, Д.О. Герцев¹, Ю.В. Кущева¹, Т.Г. Чурикова²,
А.О. Волынец², В.С. Родин³, В.М. Ладыгин³

¹ Геологический институт, Москва, e-mail: m_pevzner@mail.ru, argol@ginras.ru

² Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский,
e-mail: t_churikova@mail.ru, e-mail: a.volynets@gmail.com

³ Геологический факультет МГУ им. М.В.Ломоносова, Москва

Срединный хребет Камчатки – одна из крупнейших вулканических структур полуострова. Вулканические породы распространены от вулкана Хангар на юге и заканчиваются на Камчатском перешейке (~60 °с.ш.) [Геологическая ..., 2005; Федоров, Шапиро, 1998; Шапиро, Соловьев, в печати]. Таким образом, протяженность Центрально-Камчатского, по [Шапиро, Соловьев, в печати], вулканического пояса составляет около 800 км. По геохимическим данным все породы хребта характеризуются типично островодужными признаками [Авдейко и др., 2002; Перепелов и др., 2006; Volynets et al., in press], причем, породы неогенового возраста на исследованном нами участке от р. М.Романовки до р. Воямпоки фактически аналогичны типичным породам фронта современной Курило-Камчатской дуги [Volynets et al., in press]. По видимому, эти излияния были связаны с олигоцен-миоценовой [Леглер, 1977; Федоров, Шапиро, 1998; Шанцер, Шапиро, 1993; Шапиро, Ландер, 2003; Lander, Shapiro, 2007] субдукцией Тихоокеанской плиты под континентальную окраину Камчатки. Согласно литературным данным, более северные участки плато существенно отличаются по геохимическим признакам [Федоров, Шапиро, 1998; Kerezhinskas et al., 1997].

Миоценовыми вулканитами сформированы весьма обширные пологонаклонные выровненные платообразные поверхности. Верхние части разрезов сложены преимущественно лавовыми потоками, с преобладанием андезито-базальтовых и базальтовых разностей [Перепелов и др., 2006; Федоров, Шапиро, 1998; Volynets et al., in press]. Судя по углу наклона потоков, истоки этих платоэффузивов (плато) находятся в приводораздельной части хребта и перекрыты более молодыми породами. Самые большие площади и максимальное удаление от оси водораздела (около 40 км) характерно для плато в средней части хребта (57-58° с.ш.), а наиболее заметно они выделяются в рельефе его восточных склонов. На юге и севере зоны – это преимущественно останцы и фрагменты столовых гор.

Цель настоящей работы заключается в оценке времени окончания олигоцен-миоценового этапа вулканизма в Срединном хребте. Для этого было проведено К-Ар датирование лав плато с преимущественным использованием образцов бронирующих лавовых покровов.

Измерение содержания радиогенного аргона проводилось в Геологическом институте РАН из навесок в 160–190 мг на масс-спектрометрическом комплексе МИ 1201ИГ методом изотопного разбавления. Плавление проб происходило при температуре 1600–1800°C. Чистота трасера – моноизотопа ³⁸Ar – составляла 97.5%. Погрешность определения содержания радиогенного аргона не превышала ± 2 %. Доля воздушного аргона была в пределах 70–90%. Концентрация калия измерялась на атомном абсорбере ААС-3 в химико-аналитической лаборатории ГИН РАН И.В. Кисловой с погрешностью менее 1%. Погрешность рассчитанного возраста составляла 2–3%; она контролировалась сходимостью повторных измерений проб и по воспроизводимости анализов стандартных образцов. В расчетах возраста использовались константы $\lambda_e=0,581 \cdot 10^{-10}$ год⁻¹; $\lambda_b=4,962 \cdot 10^{-10}$ год⁻¹; $^{40}\text{K}/\text{K}=1,167 \cdot 10^{-4}$ [Steiger, Jager, 1977].

Отложения плато были опробованы нами на расстоянии около 15 (10-20) км от главного водораздела на протяжении 350 км по простиранию хребта, с преимущественным датированием бронирующих покровов (см. таблицу):

Полученные нами данные представлены на рис. 1. В левой части профиля довольно уверенно читается северо-восточный тренд последовательного окончания олигоцен-миоценового этапа вулканизма с образованием пород плато. В правой части профиля фиксируется эпизод вулканической активизации около 5-6 млн. л. н.: бронирующие покровы плато на реках Еловка и Начика опробованы на самом большом (25-35 км) удалении от оси

Таблица

№ лаб.	№ полевой, стратиграфия	Место опробования, (удаление от оси хребта, км)	$^{40}\text{Ar}_{\text{рад}}$, мм ³ /г	K, %	K-Ar возраст, млн. лет
		Агинский вулканический комплекс по [Шеймович, Карпенко, 1996] (10)			от 7.4 до 7.9
1143	KOZ-07-27 бронирующий	р. М. Романовка (Козыревский хребет) (10-15)	0.000171	0.72	6.09±0.18
1145	KOZ-07-37 3 сверху		0.000269	1.00	6.90±0.20
1055	Kru-04-01 бронирующий	хребет Крюки рядом с г. Ларина (15)	0.000209	1.07	5.00±0.20
1059	2-U-P1-04-02 бронирующий	правобережье озера Двухъярточного (горы Большие Байдары) (15)	0.000101	0.86	3.00±0.1
1053	588/1 бронирующий	правобережье р. Еловки (35)	0.000380	1.73	5.96±0.18
1056	820904-1 5 сверху	р. Л. Озерная (15-20)	0.000240	1.03	6.02±0.02
1057	820904-28 10 сверху		0.000320	1.01	8.14±0.02
1058	P1-06-01 бронирующий	правобережье р. Начики чуть ниже слияния ее Правого и Левого истоков (25)	0.000191	0.86	5.73±0.25
1049	502/3 бронирующий ?	истоки р. Воямполки-Жиловой (западный склон Срединного хребта) (15)	0,000150	0.77	5.00±0.15
1051	507/1 подстикает 502/3		0.000350	1.65	5.50±0.17
1050	503/1 ≅ 507/1	истоки р. Черпоквеем (западный склон Срединного хребта) (15)	0.000392	1.77	5.69±0.17

хребта, что, на наш взгляд, характеризует наиболее мощные (протяженные) лавовые потоки, но, возможно, не самые молодые. К сожалению, мы еще не успели определить возраст для верхней части разреза плато на р. Л. Озерной, поэтому не можем с уверенностью судить о времени прекращения вулканической активности обсуждаемого типа в этом районе. Так же мы не вполне уверены, что самая молодая дата для плато на р. Воямполке, является бронирующим покровом и, соответственно, отвечает времени окончания вулканической активности этого этапа; однако, по морфологическим признакам маловероятно ожидать в этом районе существенно более молодые даты.

Хронологический тренд завершения миоцен-плиоценовой вулканической активности в южной части хребта весьма хорошо согласуется с представлениями М.Н. Шапиро и А.В.Ландера о последовательном причленении восточных полуостровов Камчатки: Шипунского п-ва (~7 млн. л. н.), Кроноцкого п-ва (~5 млн. л.н.) и п-ва Камчатского мыса (~2 млн. л.н.) [Шапиро, Ландер, 2003; Шапиро, Соловьев, в печати; Lander, Shapiro, 2007], в результате чего Срединный хребет перестал представлять собой активный вулканический фронт. Причем, это не только пространственное соответствие, но и, безусловно, совпадение оценок возраста этих событий. Экстраполируя наши данные, можно предположить, что на широте вулкана Хангар этап излияния платоэффузивов мог завершиться около 9-10 млн. л.н. Изменение характера распространения дат, относящихся к вулканизму бассейнов рек Начики и Воямполки, мы склонны связывать с несколько иными геодинамическими условиями, определявшими островодужный вулканизм севернее Алеутско-Берингийской зоны разломов. Поскольку западная (прикамчатская) часть Алеутского разлома, считающаяся северной границей распространения Тихоокеанской плиты, заложилась около 40-45 млн. л.н. [Шапиро,

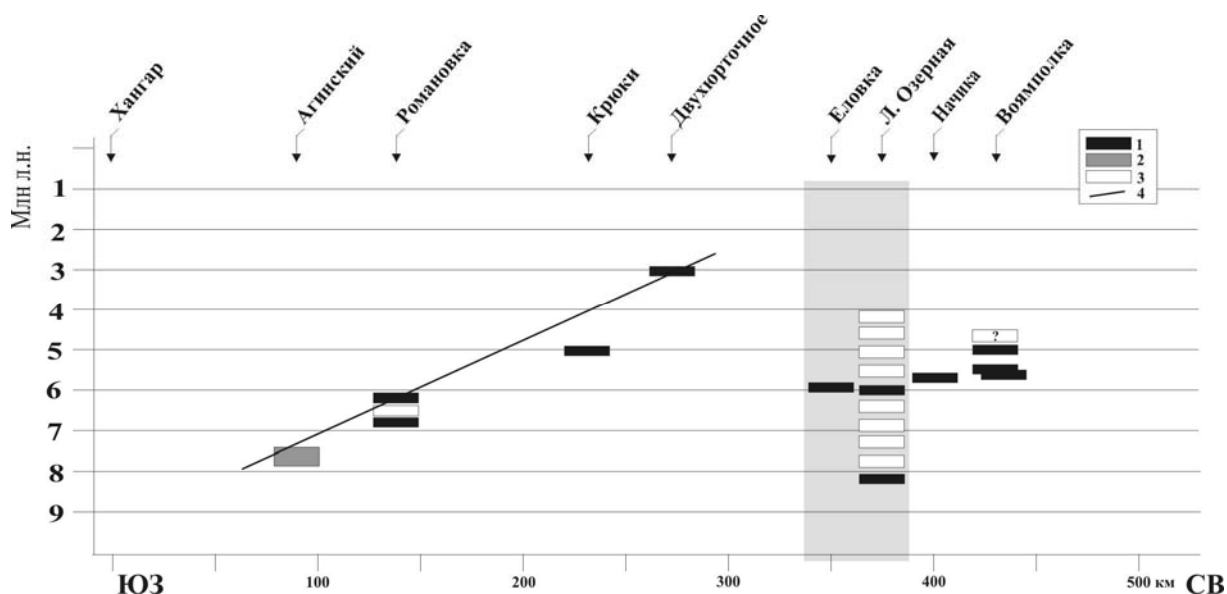


Рис. 1. Условные обозначения: 1-3 – лавовые потоки плато, 1 – даты ГИН РАН, 2 – даты по [Шеймович, Карпенко, 1996], 3 – дат нет, 4 – хронологический тренд закрытия дуги. Светло-серым фоном показана проекция Алеутско-Берингийской разломной зоны, построенная нами по материалам [Селиверстов Н.И., 1998].

Соловьев, в печати], остается предполагать участие субдукции океанической плиты (плит ?) Командорской котловины в позднемиоценовой вулканической активности для районов верховий рек Начики и Воямполка. В этом случае возникает вполне справедливый вопрос: можно ли считать миоценовый пояс Срединного хребта единым на протяжении всех 800 км, если своим происхождением он обязан субдукции разных океанических плит и имеет различные хронологические характеристики.

Основным результатом настоящей работы является впервые полученная серия К-Аг дат, характеризующая последовательное (с юго-запада на северо-восток) прекращение миоцен-плиоценового вулканизма Срединного хребта с образованием пород плато фронтального типа, что можно объяснить завершением работы олигоцен-миоценовой субдукции в результате последовательного приращения восточных полуостровов Камчатки.

Работа выполнена при финансовой поддержке Программы 16 Президиума РАН и проекта РФФИ № 07-05-00536.

Авторы выражают свою благодарность А.В. Ландеру, А.В. Соловьеву, П.И. Федорову и М.Н. Шапиро за помощь в обсуждении материала и предоставление текста статьи, еще не вышедшей из печати.

Список литературы

Авдейко Г.П., Попруженко С.В., Палуева А.А. Тектоническое развитие и вулканотектоническое районирование Курило-Камчатской островодужной системы // Геотектоника, 2002. № 4. С. 64-80.

Геологическая карта и карта полезных ископаемых Камчатской области и Корякского автономного округа. М-б 1:1500000. Гл. ред.: Литвинов А.Ф., Марковский Б.А., Зайцев В.П. Л.:ВСЕГЕИ, 2005.

Леглер В.А. Развитие Камчатки в кайнозое с точки зрения теории тектоники литосферных плит // Тектоника литосферных плит (источники энергии тектонических процессов и динамика плит). М.: Ин-т Океанологии АН СССР, 1977. С. 137-169.

Перепелов А.Б., Чашин А.А., Мартынов Ю.А. Срединно-Камчатская зона (плиоцен-голоцен) // Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России: в 2 кн. / под ред. А.И.Ханчука. – Владивосток: Дальнаука, 2006. Кн. 1. С. 382-398.

Селиверстов Н.И. Строение дна прикамчатских акваторий и геодинамика зоны сочленения Курило-Камчатской и Алеутской островных дуг. М.: Научный мир, 1998. 164 с.

Федоров П.И., Шапиро М.Н. Неогеновые вулканы перешейка Камчатки и геодинамика Алеутско-Камчатского сочленения // Геотектоника, 1998. № 2. С. 60-76.

Шанцер А.Е., Шапиро М.Н. Позднекайнозойская геодинамика Северной Камчатки // Сейсмичность и сейсмическое районирование Северной Евразии, 1993. Вып. 1. С. 240-250.

Шапиро М.Н., Ландер А.В. Формирование современной зоны субдукции на Камчатке // Очерки геофизических исследований: К 75-летию Объединенного института физики Земли им. О.Ю.Шмидта. М.: ОИФЗ РАН, 2003. С. 338-344.

Шапиро М.Н., Соловьев А.В. Кинематическая модель формирования Олюторско-Камчатской складчатой области // Геология и геофизика, (в печати).

Шеймович В.С., Карпенко М.И. К-Аг возраст вулканизма на Южной Камчатке // Вулканология и сейсмология, 1996. № 2. С. 86-90.

Кеpezhinskas P., Mc Dermott F., Koloskov A.V. et al. Trace element and Sr-Nd-Pb isotopic constraints on a three-component model of Kamchatka Arc petrogenesis. // Geochim. Et Cosmochim Acta, 1997. V. 61. № 3. P. 577-600.

Lander A.V., Shapiro M.N. The Origin of the Modern Kamchatka Subduction Zone // In: Eichelberger J., Gordeev E., Kasahara M., Izbekov P., Lees J. (Eds) "Volcanism and Tectonics of the Kamchatka Peninsula and Adjacent Arcs" Geophysical Monograph Series, 2007, Vol. 172. P. 57-64.

Staiger R.H., Jager H. Subcommition on Geochronology: convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology // Earth. Planet. SCI. Lett., 1977. V. 36. № 3. P. 359-362.

Volynets A., Churikova T., Wurner G., Gordeychik B., Lauer P. Mafic Late Miocene - Quaternary volcanic rocks in the Kamchatka back arc region: implications for subduction geometry and slab history at the Pacific-Aleutian junction // submitted to Contributions to Mineralogy and Petrology (in press).