

СРЕДНЕЧЕТВЕРТИЧНЫЙ ВУЛКАНИЧЕСКИЙ ИМПУЛЬС В ОЛЕКМО-СТАНОВОЙ ПОДВИЖНОЙ СИСТЕМЕ : ^{40}Ar - ^{39}Ar ДАТИРОВАНИЕ ВУЛКАНИТОВ ТОКИНСКОГО СТАНОВИКА

С.В. Рассказов*, А. Бовен, А.В. Иванов*, В.Г. Семенова***

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

***Фламандский Свободный Университет Брюсселя, г. Брюссель, Бельгия*

Выполнены определения ^{40}Ar - ^{39}Ar возрастов вулканитов Токинского Становика по основной массе пород с использованием методики плавления лазером. Полученный интервал датировок 0.59-0.28 млн лет характеризует единый вулканический импульс. Начальные и конечные продукты вулканической деятельности имели состав базанитовых гавайитов, а ее промежуточная стадия была представлена более щелочными разновидностями лав базанитового, фоно-базанитового и оливин-меланефелинитового состава. Вулканизм контролировался тектонической активизацией ослабленной зоны Станового структурного шва. Изменение ориентировки магмовыводящих разрывов свидетельствует о смене тектонических напряжений в коре по мере развития вулканизма. Он начинался в обстановке субмеридионального сжатия и субширотного растяжения. Вращение тензора напряжений против часовой стрелки сопровождалось расширением площади вулканических извержений. Вулканизм завершался при субширотном сжатии и субмеридиональном растяжении коры. Предполагается, что в начале вулканизма на Токинском Становике преобладали сжимающие усилия, распространявшиеся от зоны коллизии Североамериканской и Евразийской плит, а его дальнейшее развитие происходило под влиянием сжимающих напряжений, создававшихся в зоне столкновения Идзу-Бонинской дуги с дугой Хонсю.

Ключевые слова: вулканиты, ^{40}Ar - ^{39}Ar датирование, тектоническая активизация, Токинский Становик.

ВВЕДЕНИЕ

Позднекайнозойская Олекмо-Становая подвижная система характеризуется сочетанием сдвигов с надвигами и взбросами. Это указывает на новейшую активизацию разломов в обстановке преобладающего сжатия коры. Вулканическое поле Токинского Становика находится в зоне Станового структурного шва (рис. 1). В районе вулканического поля простираение шва меняется с субширотного до юго-восточного. Судя по механизмам очагов землетрясений, в настоящее время по зоне Станового шва происходят правосторонние сдвиговые смещения, сочетающиеся со сжатием [4, 11].

Непосредственно через вулканическое поле Токинского Становика проходят активные Атугей-Нуямский и Майский разломы, продолжающие друг друга по простираению. Атугей-Нуямский разлом наследует мезозойскую ослабленную зону. Предполагается, что в этих активных разломах выражена правосторонняя сдвиговая компонента, а в их сочленении создаются растягивающие усилия по типу структуры "pull-apart" [10, 11]. По результатам структурных исследований [5] допускается также одновременное проявление в Атугей-Нуямском разломе левосторонних, а в Майском разломе – правосторонних смещений.

Хребет Токинский Становик представляет собой крупный неотектонический блок, поднятый на высоту 2200-2400 м, вытянутый в северо-западном направлении на 95-100 км при максимальной ширине 50 км [3, 4, 10, 11,] (рис. 1). Он резко выделяется на фоне окружающего рельефа с отметками 2000 м и менее [9]. Вулканическое поле расположено в юго-западных отрогах хребта. Оно занимает площадь около 210 км². Базальтовые лавы затопили расчлененный среднегорный рельеф с отметками 1100-1600 м. Излившиеся потоки протягиваются вдоль современных речных долин.

Состав вулканических пород высокощелочной. По петрографическим и петрохимическим характеристикам различаются базанитовые гавайиты (5-10 % нормативного нефелина) и недосыщенные кремнеземом базаниты, оливинные меланефелиниты и фонобазаниты [9].

В пределах поля закартировано 27 шлаковых конусов [9]. Имеются двоянные конусы и вулканические гряды. Вулканические постройки выстраиваются в линии субмеридиональной, субширотной и северо-западной ориентировки. В зависимости от ориентировки линий вулканическое поле разделяется на четыре сектора: 1 - южный (Ю сектор), 2 - северный (С сектор), 3 - западный (З сектор) и 4 - вос-

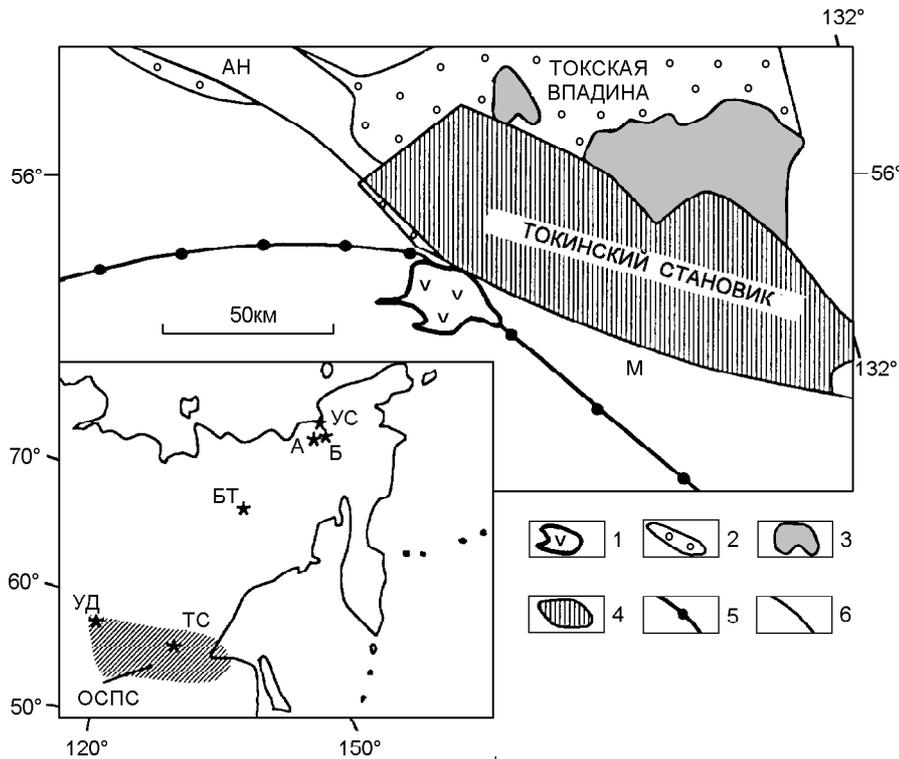


Рис. 1. Структурное положение среднечетвертичного вулканического поля Токинского Становика. Схема составлена с использованием данных из работ [9-11].

1 – вулканическое поле; 2 – отложения мезозойских впадин; 3 – кайнозойские отложения; 4 – локальное поднятие с отметками 2200-2400 м; 5 – Становой структурный шов; 6 – активизированные разломы Атугей-Нуямский (АН) и Майский (М). На врезке звездочками показано местоположение датированных ^{40}Ar - ^{39}Ar и К-Аг методами четвертичных вулканов и вулканических полей северо-восточной окраины Азии: ТС – поле Токинского Становика, УД – Удоканское поле, БТ – вулкан Балаган-Тас, А – плато р. Алучина, Б – вулкан Билибина, УС – вулкан Устиева. Косой штриховкой обозначена территория позднекайнозойской Олекмо-Становой подвижной системы (ОСПС).

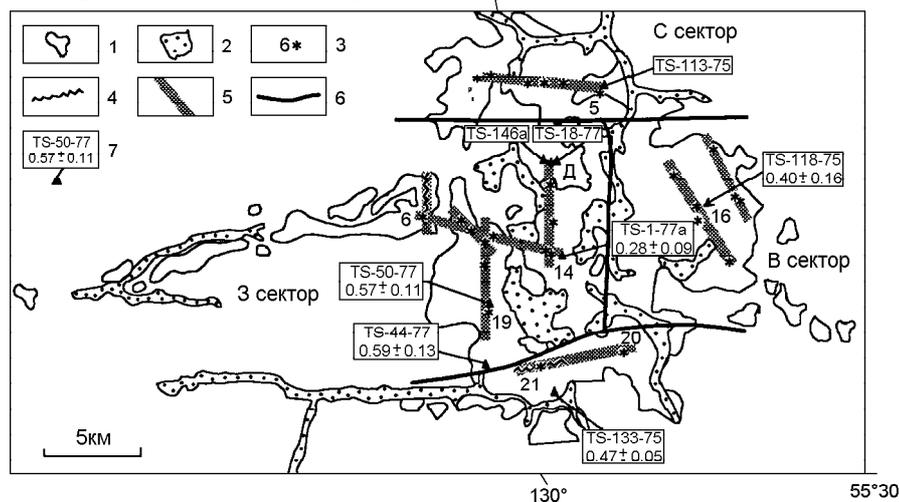


Рис. 2. Распределение датированных образцов в секторах вулканического поля Токинского Становика.

1 – вулканические останцы; 2 – аллювиальные и ледниковые отложения; 3 – вулканические конуса и их номера [9] (вулканический аппарат горы Диалоконда обозначен буквой “Д”); 4 – вулканическая гряда (трещинный вулканический аппарат); 5 – линия вулканических конусов; 6 – граница между секторами; 7 – местоположение и номер образца, для вулканитов показаны значения возрастов в млн лет и доверительные интервалы.

точный (В сектор) (рис. 2). В южном и северном секторах находятся субширотные линии конусов. Конус 21, расположенный в южном секторе, насажен на субширотную вулканическую гряду, вероятно образовавшуюся при трещинном извержении. На ее восточном продолжении находится конус 20. Субширотная линия в северном секторе поля образована шестью постройками. Западный сектор занимают три субмеридиональные линии конусов. Одна из вулканических линий протягивается к северу от конуса 6 в виде вулканической гряды. Она образовалась при лавовых извержениях из субмеридиональной трещины. Окончания субмеридиональных линий соединены между собой субширотной линией построек, протягивающейся от конуса 6 до конуса

14. Для восточного сектора характерны северо-западные линии конусов.

Задача исследований, описанных в настоящей работе заключалась в прецизионных измерениях возрастов вулканитов методом ^{40}Ar - ^{39}Ar с учетом их ярко выраженного структурного контроля. Датирование вулканитов дает возможность определить время проявления в этой подвижной системе обстановки растяжения, обусловившей магмопроницаемость коры.

ПРЕДШЕСТВУЮЩИЕ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ВОЗРАСТА ВУЛКАНИТОВ

Вулканиты Токинского Становика предположительно относились к миоцен-четвертичному [6],

позднемиоцен-раннеплейстоценовому [1] и поздне-неоген-раннеплейстоценовому [19] возрастным интервалам. Авторы работ [8, 9] выделяли три фазы вулканической деятельности, начавшейся на вулканическом поле в раннем плейстоцене и продолжавшейся до конца последнего горно-долинного оледенения. Подчеркивались сложные отношения вулканизма с многократными оледенениями. Между тем, на Токинском Становике пока не отмечено типичных синледниковых продуктов вулканических извержений - гиалокластитов и подушечных лав, широко распространенных, например, на среднеплейстоценовых синледниковых вулканах Восточной Тувы [2].

К-Аг методом возраст вулканических пород Токинского Становика был определен в интервале 3.8-1.1 млн лет [12].

МЕТОДИКА ^{40}Ar - ^{39}Ar ДАТИРОВАНИЯ

Для датирования отобрано пять образцов вулканических пород: три образца из западного сектора вулканического поля Токинского Становика, один - из южного и один - из восточного. Исследовались также содержания изотопов аргона в облученных образцах двух мегакристаллов анортоклаза и одного - керсутита (табл. 1). Химические составы образцов вулканических пород приведены в табл. 2. Составы мегакристаллов детально охарактеризованы в работе [17].

Образцы вулканических пород были раздроблены и рассеяны до фракции 0.5-0.25 мм. Из этой фракции под биноклем были удалены фенокристаллы минералов, не содержащих калия (оливина, титаномагнетита), а также измененные частицы пород. Мегакристаллы

Таблица 1. Результаты датирования вулканических пород Токинского Становика и мегакристаллов из них.

Образец, привязка	Минерал, порода	% ^{40}Ar	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	Возраст, млн лет	Ошибка ($\pm 1\sigma$)	Среднее значение возраста, млн. лет	J фак-тор ($\times 10^{-5}$)
TS-18 - 77-a, г. Диалоконда, 3 сектор	Мегакристалл керсутита	60.4	56.33	1.499	0.048	1.56 \pm 0.12	1.476
		52.7	63.75	1.697	0.073		
		56.2	61.02	1.624	0.047		
		61.7	54.08	1.439	0.174		
TS-146a, там же	Мегакристалл анортоклаза	61.87	37.09	1.092	0.093	1.04 \pm 0.03	1.633
		50.47	34.41	1.013	0.027		
		55.73	34.19	1.007	0.031		
		64.71	35.16	1.035	0.033		
TS-113 - 75-a, конус 5, С сектор	Мегакристалл анортоклаза	58.5	32.19	1.025	0.039	1.02 \pm 0.06	1.766
		56.71	30.26	0.963	0.033		
		66.5	32.49	1.035	0.033		
		62.97	30.28	0.964	0.031		
TS-1 - 77a-b, конус 14, 3 сектор	Базанитовый гавайит	62.91	34.84	1.11	0.034	0.28 \pm 0.09	1.542
		10.06	10.21	0.284	0.126		
		12.05	12.08	0.336	0.057		
		13.51	5.23	0.145	0.02		
TS-118 - 75-a, конус 16, В сектор	Оливиновый мелане- фелинит	13.09	12.58	0.35	0.131	0.40 \pm 0.16	1.592
		16.18	10.52	0.302	0.128		
		28.23	22.34	0.641	0.041		
		22.48	13.04	0.374	0.04		
TS-133 - 75-b, конус 21, Ю сектор	Базанит	17.35	10.44	0.3	0.056	0.47 \pm 0.05	1.724
		34	14.93	0.464	0.048		
		26.61	12.85	0.399	0.032		
		31.66	16.4	0.51	0.036		
TS-50 - 77-b, конус 19, 3 сектор	Базанит	28.27	16.28	0.506	0.083	0.57 \pm 0.11	1.691
		28.07	20.48	0.625	0.059		
		29.43	22.68	0.692	0.044		
		24.64	14.79	0.451	0.059		
TS-44-77-b, поток к югу от конуса 19, 3 сектор	Базанит	31.1	17.18	0.524	0.026	0.59 \pm 0.13	1.476
		37.63	20.76	0.552	0.056		
		36.19	19.37	0.516	0.086		
		43.63	27.68	0.737	0.128		
		35.71	15.92	0.424	0.034		
		48.68	26.58	0.707	0.085		

Таблица 2. Химический состав датированных образцов, мас. %

Компоненты	TS-44-77-b	TS-50-77-b	TS-133-75-b	TS-118-75-a	TS-1-77-a-b
SiO ₂	44.35	43.55	44.22	44.30	45.35
TiO ₂	2.24	2.43	2.27	2.66	2.12
Al ₂ O ₃	13.99	14.01	13.98	15.05	13.93
Fe ₂ O ₃	1.00	1.68	1.00	2.79	3.14
FeO	11.29	11.36	11.43	7.84	10.09
MnO	0.21	0.18	0.16	0.16	0.21
MgO	9.85	9.27	10.21	8.66	9.84
CaO	8.11	8.28	8.41	8.22	8.15
Na ₂ O	4.00	4.17	3.68	5.50	3.77
K ₂ O	2.47	2.85	2.20	3.46	1.94
H ₂ O ⁻	0.16	0.06	0.16	не обн.	0.84
H ₂ O ⁺	0.82	1.01	0.80	1.02	0.08
P ₂ O ₅	0.95	1.01	0.92	1.08	0.30
Сумма	99.28	99.80	99.88	100.74	99.68
Нормативный <i>Ne</i>	14.1	11.1	12.1	24.6	8.6

Аналитик Г.В. Бондарева.

ристаллы также просматривались под бинокляром для удаления загрязненных и измененных частиц.

Образцы в ультратонкой фольге (диаметр капсул 8 мм) помещались в вакуумную кварцевую ампулу (VUB-15) и облучались в реакторе BR-2 Бельгийского ядерного исследовательского центра на протяжении 6 минут. Доза облучения была небольшой, поскольку изначально предполагался возраст образцов моложе 1 млн лет. Вместе с образцами были облучены три аликвоты монитора Vern 4M с K-Ar возрастом 18.6 ± 0.4 млн лет [25], а также кальциевое стекло и соль K₂SO₄ для регистрации, соответственно, нейтронного потока и количества образующихся Са- и К-генных изотопов аргона. Градиент нейтронного потока контролировался измерением активности ⁵⁴Mn по пяти отрезкам 0.5-миллиметровой железной нити, натянутой на время облучения параллельно кварцевой ампуле.

J-фактор рассчитывался для каждого образца путем минимизации разницы (методом наименьших квадратов) между измеренным J-фактором мониторов и оценочным J-фактором, полученным по данным дозиметрических измерений. Капсула получала интегрированный поток (энергия > 1 MeV) 1.554 ± 0.007 в верхней части и $2.823 \pm 0.004 \cdot 10^{15}$ п×см⁻² в нижней части (ошибки указаны на уровне 1σ). Такой подход был принят, поскольку оценки дозы облучения на основе измерений активности оказались точнее, чем полученные по измерениям с использованием мониторов. Меньшая точность масс-спектрометрического анализа мониторов может быть связана с накоплением различных ошибок в результате неоднородности образцов мониторов, небольшой неопределенности в местоположении мониторов, а также систематическими и несистематическими ошибками в масс-спектрометрических измерениях изотопных от-

ношений. Более подробно методика измерений, включая их точность, рассмотрена в [22].

Факторы взаимной коррекции изотопов аргона: $(^{36}\text{Ar}/^{37}\text{Ar})_{\text{Ca}} = 3.00 \pm 0.09 \times 10^{-4}$, $(^{39}\text{Ar}/^{37}\text{Ar})_{\text{Ca}} = 7.27 \pm 0.5 \times 10^{-4}$, $(^{38}\text{Ar}/^{39}\text{Ar})_{\text{K}} = 1.535 \pm 0.059 \times 10^{-2}$ и $(^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar})_{\text{K}} = 9.23 \times 10^{-4}$.

Датирование проводилось по 4-5 навескам основной массы пород в лаборатории Менло Парк Геологической службы США. Аргон выделялся путем полного плавления образца лазером непрерывного действия. Анализ изотопного состава аргона выполнялся на масс-спектрометре MAP-216, работающем в статическом режиме. Масс-спектрометр оборудован источником Bauer-Signer GS98 и электронным множителем Джонстона. Процедура измерений подробно охарактеризована в [21].

РЕЗУЛЬТАТЫ ⁴⁰Ar-³⁹Ar ДАТИРОВАНИЯ

Наиболее низкое стратиграфическое положение занимают лавовые потоки, расположенные вдоль речных долин западного сектора вулканического поля. По составу они наименее щелочные, относятся к базанитовым гавайитам, не содержащим глубинных включений [9]. По образцам TS-44-77 и TS-50-77 из западного сектора получены наиболее древние, приблизительно одинаковые возрасты 0.59 ± 0.13 и 0.57 ± 0.11 млн лет. Образцы отобраны вблизи конуса 19 из лав одной и той же субмеридиональной линии вулканических построек (рис. 2). Состав этих образцов базанитовый. Возраст базанитовых гавайитов из основания разреза может быть несколько древнее.

Образец TS-1-77 отобран из лав конуса 14, расположенного на пересечении субширотной и субмеридиональной линий конусов западного сектора. Для него определен самый молодой возраст

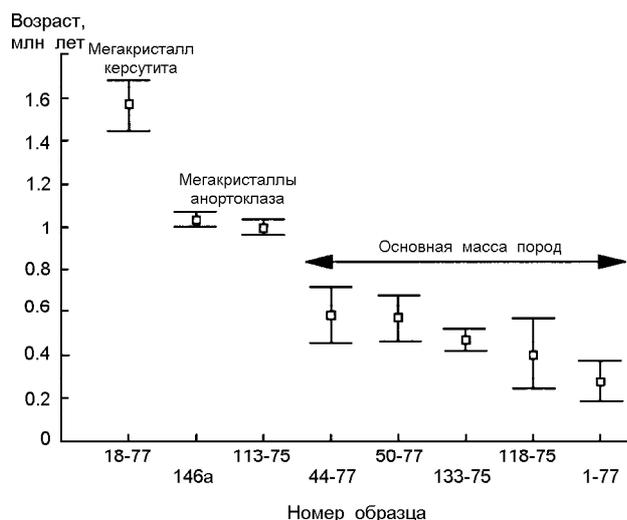


Рис. 3. Соотношения ^{40}Ar - ^{39}Ar возрастов вулканических пород с возрастными данными, измеренными по мегакристаллам керсутита и анортоклаза. Показаны доверительные интервалы измеренных возрастов.

0.28 ± 0.09 млн лет. Этот образец имеет состав базанитового гавайита (табл. 2). Следовательно, наименее щелочные лавы базанитовых гавайитов западного сектора, по-видимому, не только начинали, но и завершали извержения на вулканическом поле Токинского Становика.

В южном секторе вулканического поля измерен возраст 0.47 ± 0.05 млн лет по образцу базанита TS-133-75 из конуса 21. В восточном секторе образец базанита TS-118-75 с конуса 16 показал возраст 0.40 ± 0.16 млн лет. Вариации результатов измерений аликвот образцов TS-133-75 и TS-118-75 в общем сопоставимы между собой (табл. 1).

Мегакристаллы керсутита и анортоклаза для геохронологических исследований отобраны из шлаков вулканического аппарата горы Диалоконда (конус Д на рис. 2). Оба мегакристалла показали более древний возраст по сравнению с вулканитами (рис. 3). Значение возраста 1.56 ± 0.12 млн лет образца керсутита TS-18-77 больше значения возраста 1.04 ± 0.03 млн лет образца анортоклаза TS-146a. Измерение по образцу мегакристалла анортоклаза TS-113-75, отобранного из шлаков конуса 5 в северном секторе вулканического поля, показало возраст 1.02 ± 0.06 млн лет, сопоставимый со значением возраста анортоклазового мегакристалла TS-146a.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Соотношения ^{40}Ar - ^{39}Ar в вулканитах и мегакристаллах

Сравнительные К-Аг измерения возрастов мегакристаллов полевых шпатов (анортоклаза и андезина) и вмещающих их щелочнобазальтовых лав сви-

детельствуют о систематическом завышении кажущихся возрастов по мегакристаллам в связи с присутствием в них избыточного аргона. Он обычно находится в виде захороненных в минерале газожидких включений. Изучение изотопного состава Pb, Sr и Nd в мегакристаллах из вулканитов разных районов показало, что они либо кристаллизуются из вмещающего расплава, либо являются результатом его взаимодействия с глубинными породами стенок магматических каналов. В первом случае мегакристаллом захватывается преимущественно магматический флюид области частичного плавления мантии. Она содержит аргон с отношением $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$, достигающим в обедненных мантийных составах 25000. Во втором случае $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ отношение во флюиде, захороненном в мегакристалле, в значительной мере зависит от состава и возраста пород стенок магматических каналов. Взаимодействие щелочнобазальтовых расплавов с разновозрастными породами, в различной степени обогащенными радиогенным аргоном, повлечет за собой захват флюида с его различным количеством.

Истинный возраст, измеряемый по вмещающим базальтам, может быть в несколько раз меньше кажущихся возрастов мегакристаллов полевых шпатов. Измеренные возрасты лав и мегакристаллов сопоставимы между собой лишь в том случае, если мегакристаллы достаточно длительное время находились в лавовом потоке и подвергались его высокотемпературному воздействию. При исследовании ступенчатым нагревом ^{40}Ar - ^{39}Ar методом мегакристалла анортоклаза из базанитовых лав возрастом 0.81 млн лет установлена его крайне малая "рыхлая" зона (менее 2%), из которой осуществляются потери ^{39}Ar в следствие эффекта отдачи ядер при облучении нейтронами. Возраст плато анортоклаза сопоставим с возрастом вмещающих пород [13].

При датировании мегакристаллов из вулканитов Токинского Становика осуществлялось только их полное одноактное плавление с выделением всего аргона, поэтому избыточный аргон непосредственно не идентифицирован. Тем не менее, очевидно, что значения возраста мегакристаллов керсутита и анортоклаза из шлаков конуса горы Диалоконда не могут рассматриваться в качестве показателей времени вулканического извержения. И керсутит, и анортоклаз содержат избыточный аргон. Повышенные концентрации избыточного аргона в керсутите по отношению к анортоклазу могут быть следствием различной кинетики удаления радиогенного аргона из кристаллической структуры амфибола и полевого шпата - более высокой способности к его удерживанию амфиболом.

Возможно и другое объяснение. Если мегакристаллы не относятся к единому парагенезису и крис-

таллизовались в различных глубинных условиях, состав захваченных при кристаллизации флюидных компонентов в них мог существенно отличаться. Керсутит мог изначально содержать больше радиогенного аргона, чем анортотлаз. В этом случае можно ожидать близкие кажущиеся возрасты в одиотипных мегакристовых фазах из пород разных конусов, а одинаковый измеренный возраст двух мегакристаллов анортотлаза (табл. 1, рис. 3) может быть поэтому достаточно закономерным.

Модель тектонического контроля вулканизма

Принимая во внимание разделение вулканического поля Токинского Становика на четыре сектора с различной ориентировкой магмовыводящих разрывов, мы предполагаем, что полученные датировки вулканитов характеризуют различное время вулканической деятельности в этих секторах. Поскольку все датированные вулканические извержения были сближены между собой во времени, они рассматриваются как составляющие единого вулканического импульса, проявившегося в интервале 0.59-0.28 млн лет назад.

Магмопроницаемость коры в юго-западной части Токинского Становика обусловлена тектонической активизацией сочленения разнонаправленных ослабленных зон коры (рис. 1). В качестве главной структурной неоднородности, контролирующей магматизм, служит Становая шовная зона, отделяющая докембрийский Алданский щит от более молодой Становой складчатой области. Кратоны обычно обладают более толстой литосферой, чем складчатое обрамление, и шовная зона обозначает резко выраженную границу в литосфере. На такой границе можно ожидать возникновение термальной нестабильности, локальной конвекции в подлитосферной мантии и образование "pull-apart" структуры [20].

На активных вулканических центрах трещинные магмовыводящие разрывы обычно ориентируются по направлению действия максимальных сжимающих напряжений регионального силового поля [25]. При изменении поля тектонических напряжений меняется и ориентировка трещинных каналов. Принимая во внимание смену простирания вулканических линий и насаженных на них трещинных вулканических аппаратов на поле Токинского Становика, предполагается, что поле напряжений в коре во время вулканического импульса не было постоянным.

Вулканизм начинался в западном секторе вулканического поля около 0.6 млн лет назад в обстановке субмеридионального сжатия и субширотного растяжения. Субмеридиональные магмовыводящие разрывы были расположены непосредственно южнее узла соединения разнонаправленных разломов. В ин-

тервале 0.5-0.4 млн лет назад тектонические напряжения в коре изменились. Ареал вулканизма расширился на территорию других секторов. На этом этапе субмеридиональные разрывы уже оказались непроницаемыми для магм, а роль выводящих каналов начали играть разрывы северо-западного и субширотного простирания. Они были ориентированы субпараллельно ослабленным зонам Станового шва. Около 0.3 млн лет назад вулканическая деятельность сократилась с локализацией в западном секторе. В это время магмовыводящие каналы сконцентрировались на пересечениях субширотного магмовыводящего разрыва с прежде активными субмеридиональными.

По данным изучения механизмов землетрясений современное поле тектонических напряжений в районе Токинского Становика характеризуется субмеридиональным сжатием и субширотным растяжением. Сжатие реализуется в надвиговых подвижках [3, 10, 11]. Это поле напряжений подобно полю, существовавшему в начальную фазу вулканической деятельности около 0.6 млн лет назад (рис. 4). Изменение силового поля в процессе вулканической деятельности происходило с вращением тензора тектонических напряжений против часовой стрелки. В конечную фазу вулканизма около 0.3 млн лет назад образовалось силовое поле, противоположное по отношению к силовому полю начальной фазы вулканических извержений. Вероятно, в это время накопившиеся прежде в коре тектонические напряжения испытывали релаксацию. Если в начальную фазу вулканизма по Атугей-Нуямскому и Майскому разломам происходили правосторонние смещения, в конечную фазу вулканизма они сменились на левосторонние.

В предлагаемой модели тектонического контроля вулканизма оптимальные условия для проникновения магматических расплавов по ослабленной Становой шовной зоне приходились на интервал 0.5-0.4 млн лет назад. Начальная и конечная фазы вулканизма западного сектора около 0.6 и 0.3 млн лет назад соответствовали переходным условиям, в которых проницаемость коры стала возможной, а затем нарушалась.

О времени проявления вулканических импульсов

В Центральной и Восточной Азии вулканическая деятельность периодически возобновлялась на протяжении всего позднего кайнозоя. Четвертичным вулканическим событиям нередко предшествовал перерыв в вулканизме, длившийся несколько млн лет, а ареалы четвертичных лавовых извержений часто пространственно не совпадали с ареалами предшествующей вулканической деятельности [13, 15, 16]. В

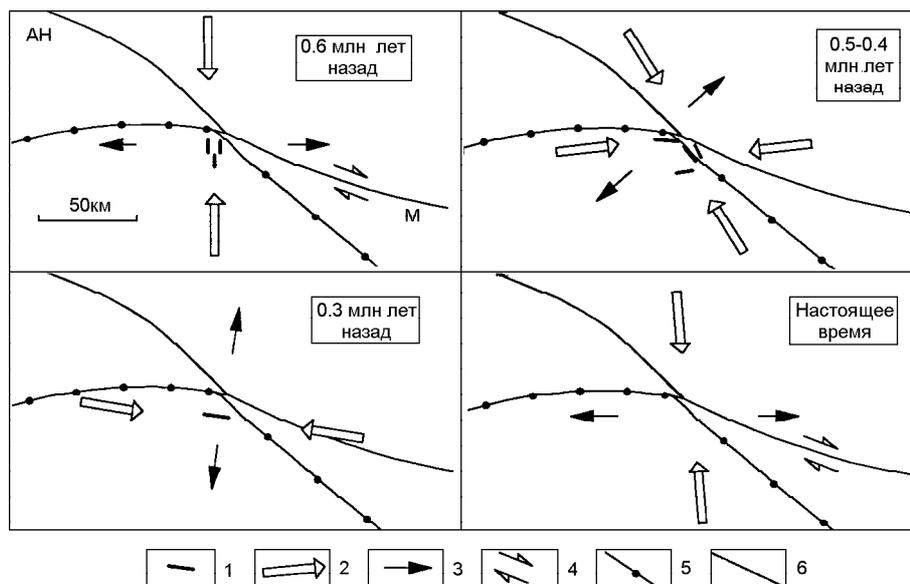


Рис. 4. Схема вариаций ориентировки магмовыводящих каналов и напряженного состояния коры в течение вулканического импульса на поле Токинского Становика.

1 – ориентировка магмовыводящего канала; 2 – напряжение сжатия (магмовыводящий канал простирается по направлению действия сжимающих усилий [25]); 3 – напряжение растяжения; 4 – сдвиговые смещения; 5 – Становой шов; 6 – активизированные разломы Атугей-Нуямский (АН) и Майский (М).

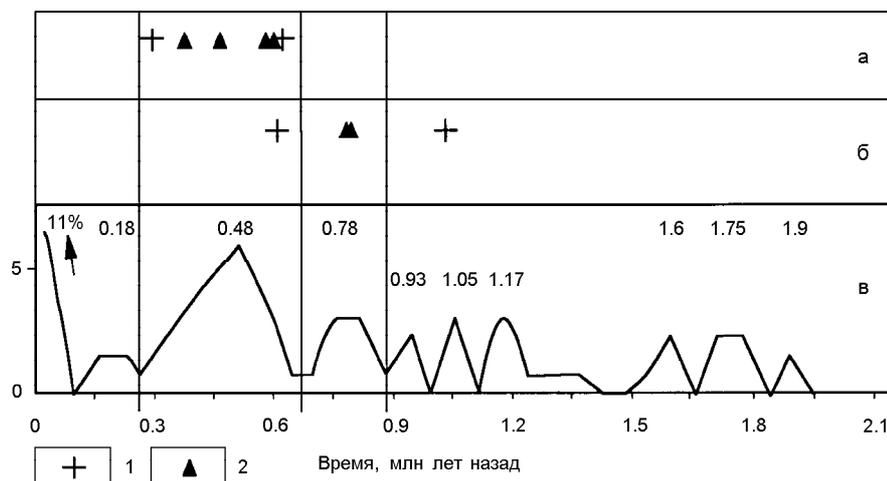


Рис. 5. Сопоставление вулканического интервала Токинского Становика (а) с вулканическим интервалом Джидинского поля (б) и частотной кривой четвертичного вулканизма Центральной и Восточной Азии (в).

1-2 – вулканические породы базанит-гавайитового и более щелочного (базанитового, фоно-базанитового, оливин-меланефелинитового) состава, соответственно. Крестик со знаком вопроса означает предполагаемый возраст базанитовых гавайитов, занимающих наиболее низкое стратиграфическое положение в западном секторе вулканического поля Токинского Становика.

течение четвертичного периода на вулканических полях Центральной и Восточной Азии выделяются вулканические интервалы длительностью от 0.6 до 0.24 млн лет. Каждый из интервалов характеризуется своей повторяемостью вулканических максимумов, варьирующей от 0.3 до 0.12 млн лет. Так, в интервале 0.78-0.18 млн лет назад вулканические максимумы повторялись через 0.3 млн лет, а в интервале 1.17-0.93 млн лет – через 0.12 млн лет (рис. 5в).

Между тем, в Центральной и Восточной Азии имеются районы проявления отдельных сравнительно коротких вулканических импульсов. Примером такого характера лавовых извержений служит вулканическое поле Токинского Становика. Оно сформировалось за временной интервал, соответствующий одному вулканическому максимуму. Приблизительно в этом же интервале 0.56-0.27 млн лет назад произошли наиболее массовые извержения на вулка-

ническом поле Удалианчи в Северо-Восточном Китае [27]. На вулканическом поле Датун (северо-восточная часть рифтовой зоны Фэн-Вэй) основные извержения происходили около 0.4 млн лет назад [26].

На Северо-Востоке Азии четвертичные вулканы расположены в зоне коллизии Североамериканской и Евразийской плит (вулкан Балаган-Тас), а также в пределах Североамериканской плиты [3, 5, 10]. ⁴⁰Ar-³⁹Ar-методом здесь определен общий возрастной интервал четвертичной вулканической деятельности 0.8-0.2 млн лет [18]. Эпизод извержений на вулканическом плато р. Алучина и на вулкане Билибина 0.8-0.5 млн лет назад сопоставляется с интервалом начальных извержений на Токинском Становике. Общий возрастной интервал лав вулканов Устиева и Балаган-Тас 0.4-0.2 млн лет [18] соответствует интервалу заключительных лавовых извержений Токинского Становика. Возраст вулкана Балаган-Тас

0.266±0.03 млн лет [7] в пределах погрешности изменений сопоставляется с наиболее молодым возрастом 0.28±0.09 млн лет базанитовых гавайитов конуса 14 Токинского Становика.

Вариации состава вулканитов

На примере вулканитов Токинского Становика выявляется сравнительно низкощелочной состав лав начальной и конечной фаз вулканического импульса и повышение щелочности во время максимума извержений. Однако на других вулканических полях Центральной и Восточной Азии среднеплейстоценовый вулканический максимум выражен иными изменениями в составе вулканических продуктов. Так, во время максимальных извержений на вулканическом поле Датун около 0.4 млн лет назад щелочность лав не возрастала, а, наоборот, снижалась, изливались лавы щелочных оливиновых базальтов и толеитов [26].

В пределах структур Олекмо-Становой подвижной системы, кроме вулканического поля Токинского Становика, находится Удоканское вулканическое поле [15] (местоположение см. на врезке рис. 1). На нем измерены многочисленные К-Аг возрасты вулканитов, укладываемые в интервал последних 0.73 млн лет [14-16]. Около 0.73 млн лет назад изливались гавайиты, 0.64 млн лет назад – бенморейты, а в интервале 0.48-0.29 млн лет назад – трахиты. Затем вновь изливались менее дифференцированные гавайитовые лавы и происходили эксплозивные трахитовые извержения с образованием мааров. Максимуму извержений на Токинском Становике соответствовали извержения трахитовых дифференцированных расплавов в интервале 0.48-0.38 млн лет назад. В это время, наряду с излияниями трахитовых лав, образовались крупные трахитовые экструзии.

Приведенные примеры свидетельствуют о выражении вулканических импульсов, синхронных с импульсом Токинского Становика, в различных составах магм: высокощелочных, низкощелочных или дифференцированных.

Вулканический импульс с вариациями щелочности лав, подобно Токинскому Становику, установлен на Джидинском вулканическом поле в юго-западной части Байкальской рифтовой системы. По данным ^{40}Ar - ^{39}Ar и К-Аг датирования [13] определены фазы лавовых извержений 1.08, 0.81-0.79 и 0.6 млн лет назад. Первая и последняя фазы характеризовались составом базанитовых гавайитов, а между ними происходили извержения более щелочных лав базанитового и фоно-базанитового состава. Возрастание щелочности магматизма сопровождалось тектонической активизацией субширотной Темникской зоны разломов.

На рис. 5 показано совпадение фазы высокощелочного вулканизма Джидинского поля 0.81-0.79 млн лет назад с частотным максимумом вулканической деятельности в Центральной и Восточной Азии 0.78 млн лет назад. Фаза извержений базанитовых гавайитов 0.6 млн лет назад сопоставляется по времени с начальными извержениями такого же состава на Токинском Становике. Другая фаза извержений базанитовых гавайитов 1.08 млн лет назад приходится на интервал 1.17-0.93 млн лет назад с более частой периодичностью вулканизма Центральной и Восточной Азии. Характер вулканической деятельности в этом интервале мог отличаться от вулканических извержений интервала 0.78-0.18 млн лет назад.

Тектонически обусловленный вулканический импульс выделяется на Удоканском вулканическом поле в интервале 12-0.21 тыс. лет назад. Здесь действовали вулканы с гавайитовыми и трахитовыми продуктами извержений. На них установлено изменение простиранья трещинных магмовыводящих каналов с северо-западного на северо-восточное, произошедшее в середине голоцена, в интервале 7,9-4,6 тыс лет назад. Вулканизм Удоканского поля контролировался структурами северо-восточной части Байкальской и западной части Олекмо-Становой систем. Предполагается, что начало юного вулканизма было сопряжено с импульсом северо-западного сжатия коры в Олекмо-Становой системе, а затухание вулканизма произошло при ослаблении сжатия и переходе к преобладающему северо-западному растяжению коры, характерному для Байкальской системы.

Геодинамическое значение вулканического импульса

Магмопроницаемость коры в общем связана с ее растяжением. В рифтовых системах такое растяжение выражено утонением литосферы, сопровождающимся подъемом в мантии горячего материала. Очевидно, что движение мантийного горячего материала инертно и не может привести к быстрому существенному изменению напряженного состояния коры. Наиболее вероятно, что такие явления обусловлены импульсной передачей во внутреннюю часть литосферной плиты сжимающих напряжений от ее коллизионных границ [28]. Восточная часть Евразийской плиты имеет коллизионные границы с Индийской плитой на юге и с Североамериканской плитой на севере. На ее восточной границе около 12-10 млн лет назад произошла коллизия Идзу-Бонинской дуги с дугой Хонсю [3, 10, 16, 23, 24, 28].

Принимая во внимание контроль начальных извержений на Токинском Становике субмеридиональными разрывами, можно предположить, что непосредственным спусковым механизмом для них послужил импульс субмеридионального сжатия. Про-

исхождение современных субмеридиональных сжимающих усилий в коре Олекмо-Становой подвижной системы в геодинамическом отношении связывается с взаимным сближением Амурской микроплиты с Евразийской и Охотоморской плитами [11]. Вероятно, начало вулканических извержений было в значительной мере обусловлено напряжениями, создавшимися в зоне коллизии Североамериканской и Евразийской плит [3, 4]. Дальнейшее развитие вулканизма происходило под влиянием сжимающих напряжений в направлении с юго-востока на северо-запад и в субширотном направлении. Вероятно, на этом этапе проявились сжимающие напряжения, действовавшие со стороны зоны столкновения Идзу-Бонинской дуги с дугой Хонсю [15, 17, 23].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

По результатам выполненных геохронологических исследований вулканическая деятельность на поле Токинского Становика ограничивается интервалом 0.59-0.28 млн лет назад. Измерения соотношений ^{40}Ar - ^{39}Ar в глубинных мегакристаллах анортоклаза и керсутита из вулкаников показали присутствие в них избыточного аргона и завышенные значения возрастов.

Начальные и конечные продукты извержений имели состав базанитовых гавайитов, а максимальная вулканическая деятельность была представлена более щелочными разновидностями лав базанитового, фоно-базанитового и оливин-меланефелинитового состава. Синхронные вулканические импульсы на других вулканических полях Центральной и Восточной Азии выражены в низкощелочных или дифференцированных продуктах извержений. Подобное возрастание щелочности продуктов извержений в интервале 1.08-0.6 млн лет назад с максимумом 0.81-0.79 млн лет назад было установлено ранее на Джиндинском вулканическом поле [13].

Развитие вулканизма на Токинском Становике контролировалось тектонической активизацией зоны Станового структурного шва. Вулканический импульс проявился в условиях меняющихся тектонических напряжений в коре. Он начинался в обстановке ее субмеридионального сжатия и субширотного растяжения. Максимальные вулканические извержения, охватившие более обширную территорию, происходили в интервале 0.5-0.4 млн лет назад при неустойчивом тензоре напряжений с его общим вращением против часовой стрелки. Заключительные извержения произошли в обстановке субширотного сжатия и субмеридионального растяжения коры.

Вулканический импульс Токинского Становика совпадал по времени с одним из максимумов вулканических извержений на полях четвертичного вулканизма Центральной и Восточной Азии и, таким

образом, отражал общее нарастание активности тектонических и вулканических процессов этой территории. Мы предполагаем, что вулканические извержения на Токинском Становике начались в обстановке преобладания сжимающих усилий, направленных с севера на юг и, возможно, распространявшихся от зоны коллизии Североамериканской и Евразийской плит, а в дальнейшем происходили под влиянием северо-запад – юго-восточных и субширотных сжимающих напряжений, создававшихся в зоне столкновения Идзу-Бонинской дуги с дугой Хонсю.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы благодарят Л.М. Парфенова за предоставленную информацию о возрасте четвертичных вулкаников Верхоянья. Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ (гранты 97-05-65331 и 98-05-64285). Аналитическая часть работ проводилась при поддержке грантами национального научного фонда Бельгии (NFWO-FNRS) и офиса по науке, технике и культуре (OSTCA) этой страны.

ЛИТЕРАТУРА

1. Готванский В.И., Сальникова Н.Н. Вулканогенный рельеф Токско-Туксанитского междуречья (Становой хребет) // Региональная и прикладная геоморфология Приамурья. Вопросы географии Дальнего Востока. Хабаровск: ХабКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1977. С. 3-11.
2. Гросвальд М.Г. Развитие рельефа Саяно-Тувинского нагорья. М.: Наука, 1965. 166 с.
3. Имаев В.С., Имаева Л.П., Козмин Б.М., Фуджита К. Активные разломы и современная геодинамика сейсмических поясов Якутии // Геотектоника. 1994. № 2. С. 57-71.
4. Имаев В.С., Имаева Л.П., Козмин Б.М. Сейсмодислокации в сейсмических поясах Якутии // Геотектоника. 1995. № 1. С. 79-92.
5. Имаев В.С., Имаева Л.П., Козмин Б.М., Сурнин А.А. Сейсмоактивные сдвиги – генераторы современных впадин pull-apart на Северо-Востоке Азии // Тектоника, геодинамика и процессы магматизма и метаморфизма. Материалы совещ. Т. 1. М.: Межвед. тектон. ком., 1999. С. 283-285.
6. Кусков А.П., Васютина Л.Г. Структурно-фациальная зональность неоген-четвертичных отложений Станового хребта // Геология четвертичного периода. Ереван: АН Арм. ССР, 1977. С. 347-352.
7. Лейер П., Парфенов Л.М., Сурнин А.А., Тимофеев В.Ф. Первые ^{40}Ar - ^{39}Ar определения возраста магматических и метаморфических пород верхояно-колымских мезозоид // Докл. АН. 1993. Т. 329, № 5. С. 621-624.
8. Лунгергаузен Г.Ф., Казьмин Ю.Б. Молодая тектоника восточной части Станового хребта // Тектонические движения и новейшие структуры земной коры. М.: Недра, 1967. С. 393-398.
9. Николаев В.В., Семенов Р.М., Семенова В.Г., Солоненко В.П. Сейсмоструктурная, вулканы и сейсмическое районирование хребта Станового. Новосибирск: Наука, 1982. 150 с.

10. Парфенов Л.М., Козьмин Б.М., Имаев В.С. и др. Геодинамика Олекмо-Становой сейсмической зоны // Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1985. 136 с.
11. Парфенов Л.М., Козьмин Б.М., Имаев В.С. и др. Тектоническая природа Олекмо-Становой сейсмической зоны // Геотектоника. 1987. № 6. С. 94-108.
12. Поляков А.И., Багдасарьян Г.П. О возрасте молодых вулканов Восточной Сибири и закономерностях эволюции состава вулканитов // Геохимия. 1986. № 3. С. 311-317.
13. Рассказов С.В., Кунк М.Дж., Лур Дж.Ф. и др. 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.
14. Рассказов С.В., Бовен А., Андре Л. и др. Эволюция магматизма северо-востока Байкальской рифтовой системы // Петрология. 1997. Т. 5, № 2. С. 115-136.
15. Рассказов С.В., Иванов А.В., Брандт И.С., Брандт С.Б. Миграция позднекайнозойского вулканизма Удоканского поля в структурах Байкальской и Олекмо-Становой систем // Докл АН. 1998. Т. 360, № 3. С. 378-382.
16. Рассказов С.В., Логачев Н.А., Иванов А.В. Корреляция позднекайнозойских тектонических и магматических событий Байкальской рифтовой системы с событиями на юго-востоке Евразийской плиты // Геотектоника. 1998. № 4. С. 25-40.
17. Семенова В.Г., Соловьева Л.В., Владимиров Б.М. Глубинные включения в щелочных базальтоидах Токинского Становика. Новосибирск: Наука, 1984. 119 с.
18. Сурнин А.А., Округин А.В., Зайцев А.И. Глубинные ксенолиты в базальтах Восточной Якутии // Отч. геология. 1998. № 6. С. 44-49.
19. Худяков Г.И. Кайнозой. Палеоген – неоген // Юг Дальнего Востока. М.: Наука, 1972. С. 145-154.
20. Anderson D.L. Lithosphere, asthenosphere, and perisphere // Reviews of Geophysics. 1995. V.33, N 1. P. 125-149.
21. Dalrymple G.B., Izett G.A., Snee L.W., Obradovich J.D. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age spectra and total-fusion ages of tectites from Cretaceous-Tertiary boundary sedimentary rocks in the Beloc Formation, Haiti // US Geological Survey Bulletin, 1983. B 2065. P. 1- 20.
22. De Bièvre P. Accurate ratio mass spectrometry: some problems and possibilities // Ann. Conf. on Mass Spect., Firenze, 1976. P. 395-447.
23. Flisch M. Potassium – argon analysis // Numerical dating in stratigraphy / (ed. by G.S. Odin), Wiley, Chichester. 1982. P. 151-158.
24. Jolivet L., Tamaki K., Fournier M. Japan Sea, opening history and mechanism: A synthesis // J. Geophys. Res. 1994. V. 99, N B11. P. 22,237-22,259.
25. Nakamuro K. Volcanoes as possible indicators of tectonic stress orientation - principle and proposal // J. Volcanol. Geotherm. Research. 1977. V. 2, N1. P. 1-16.
26. Xu X., Ma X., Deng Q. et al. Field trip guide 314 of the 30th International Geological Congress. Beijing, China, 1996. 152 p.
27. Zhou X.-H., Zhu B.-Q., Liu R.-X., Chen W.-J. Cenozoic basaltic rocks in Eastern China // Continental flood basalts. Kluwer Academic Publishers, 1988. P. 311-330.
28. Zoback M.L. First- and second-order patterns of stress in the lithosphere: the world stress map project // J. Geophys. Res. 1992. V.97, N B8. P. 11,703-11,728.

Поступила в редакцию 10 июля 1999 г.

Рекомендована к печати Л.П.Карсаковым

S.V. Rasskazov, A. Boven, A.V. Ivanov, V.G. Semenova

Middle Quaternary volcanic impulse in the Olekma-Stanovoy mobile system: ^{40}Ar - ^{39}Ar dating of volcanics from the Tokinsky Stanovik

^{40}Ar - ^{39}Ar ages of volcanic rocks from the Tokinsky Stanovik were determined by total laser fusion of a matrix. An interval of dates obtained is between 0.59 and 0.28 Ma and represents a single volcanic impulse. The initial and final eruption products of the latter were basanite hawhiites. More alkaline lavas of the basanite, phonobasanite and olivine melanephelinite compositions dominated the middle stage of volcanic activity. Volcanism was controlled by reactivation of a weakened zone of the Stanovoy suture. Variations in magmatic conduit orientations indicate a change of tectonic stress during the volcanic activity. Eruptions commenced under northeast compression and westeast extension in the crust. An anti-clockwise rotation of a tensional tensor was accompanied with volcanic eruptions enveloped a larger area. Volcanism finalized under westeastern compression and northsouthern extension. It is suggested that volcanism in the Tokinsky Stanovik was initially triggered by compressional forces derived from the North American-Eurasian collision zone and afterwards developed due to the compressional stress created in the collision zone between the Izu-Bonin and Honshu arcs.