

ЛИТЕРАТУРА

1. Агамалян В. А. Древние метаморфические комплексы территории Армении и их тектоническое положение. Материалы докладов 2-го Регионального петрографического совещания по Кавказу, Крыму и Карпатам. Тбилиси: Изд. КИМС, 1978, с. 109—115.
2. Агамалян В. А. Мезозойский аккреционный комплекс (Апаранская серия) Шахкуняцкого хребта Армянской ССР. Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, т. XL, 1987, №2, с. 13—24.
3. Агамалян В. А. Геолого-петрографическая модель кристаллического фундамента Армянской ССР. В кн. «Роль регион. петрографии в реш. глоб. проблем», Ереван: Изд. АН АрмССР, 1987, с. 10—11.
4. Агамалян В. А. Докембрийский вулканизм Армении. Изв. НАН РА, Науки о Земле, т. 47, 1994, №1—2, с. 7—23.
5. Багдасарян Г. П., Гукасян Р. Х. Геохронология магматических, метаморфических и рудных формаций Армянской ССР. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1985, 291 с.
6. Баласанян С. И. Основные черты магматизма Армении. Ереван: Изд. Митк, 1968.
7. Винклер Г. Генезис метаморфических пород. М.: Мир, 1969, 247 с.
8. Котляр В. Е. Памбак, Ереван: Изд. АН АрмССР, 1958, 228 с.
9. Фор Г. Основы изотопной геологии. М.: Изд. Мир, 1989, 589 с.
10. Чибухчян З. О. Интрузивные комплексы Арзаканского кристаллического массива. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1985, 184 с.
11. Баркер Ф. Трондьемиты: определение, геологическая обстановка и гипотезы образования. В кн.: Трондьемиты, дациты и связанные с ними породы. Под ред. Ф. Баркера. М.: Мир, 1983, 488 с.
12. Heltz P. T. Phase relation in their melting ranges at P=5kb. J. Petr., 17, 139—193, 1976.
13. Agamalian V., Aslanian A., Bagdasarian G., Ghukasian R. Assintian and Variscan consolidation areas in crystalline basement of Armenia. IGCP Project no. 5, Caucasian Symposium, Moskow, 1982, 15-16.

Известия НАН РА, Науки о Земле, 1997, Л, №3, 21—33

РУБИДИЙ-СТРОНЦИЕВЫЕ ИЗОТОПНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ И ПЕТРОГЕНЕЗИС ВЕРХНЕМЕЛОВОЙ ВУЛКАНИЧЕСКОЙ СЕРИИ СЕВЕРНОЙ АРМЕНИИ

© 1997 г. Р. Х. Гукасян, Х. Б. Меликсетян, А. Х. Мнацаканян

*Институт геологических наук НАН РА
375019 Ереван, пр. Маршала Баграмяна, 24а, Республика Армения
Поступила в редакцию 17.06.97.*

Рассматриваются результаты выполненного впервые изучения изотопного состава вулканических дифференцированной верхнемеловой серии Северной Армении. Определены изохронный возраст формирования серии (78.6 ± 1.6 млн. лет) и первичное отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ для серии в целом (0.70421 ± 0.000067). Установлен дискретный характер вариаций Rb/Sr и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ отношений с возрастанием содержания рубидия и радиогенного стронция от базальтов к андезитам и риолитам. Положительная корреляция Rb/Sr и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ позволяет принять единый изотопный источник стронция на время формирования серии. Исключение составляют кварцевые риолиты, связанные с автономной Rb—Sr системой. Петрогенезис серии рассматривается с позиции комбинированной модели фракционной кристаллизации и континентально-корового палингенеза.

Отношения радиогенных изотопов широко используются в современной петрологии как геохимические критерии условий генерации первичных магм и эволюции магматических серий. В статье приводятся результаты выполненного впервые Rb—Sr исследования пород верхнемеловой вулканической серии Северной Армении. Они не только

существенно дополняют петрологические представления о происхождении серии [12], но и выдвигают ряд новых аспектов ее изучения. Так, полученные данные позволили зафиксировать время формирования серии, ее изохронный возраст, а также отвечающее мантийному первичное отношение изотопов стронция для серии в целом. Установлено, что вариации изотопно-геохимических параметров согласуются с дискретным характером дифференцированности составов и отражают связанные с мантийно-коровыми очагами петрогенетические процессы формирования серии. Это положение представляется особенно важным в разработке петролого-геодинамической модели верхнемелового вулканизма региона как заключительной стадии развития Понтийско-Малокавказской островной дуги, на которой перестраивается тектонический режим и формируются структуры глубинного рифтогенного растяжения.

Геологическое положение

Верхнемеловая вулканическая серия Северной Армении составляет центральное звено Предмалокавказского вулканического пояса и приурочена к Прикуринскому разломному прогибу СЗ простирания и Иджеванскому и Таузскому поперечным прогибам. По геолого-палеонтологическим данным, возраст изученной серии коньяк-сантонский [2, 3]. Она сложена двумя последовательными комплексами, разделенными геологическим несогласием [12]. Первый, коньяк-нижнесантонский, комплекс состоит из вулканических шлаковых брекчий, потоков и силлов оливиновых базальтов и отвечает массовым извержениям базальтов во всех названных тектонических структурах. Второй, верхнесантонский, комплекс в различных структурах представлен по-разному. В участках унаследованного поперечного рифтинга (Иджеванский прогиб) он сложен потоками андезито-базальтов и пластовыми залежами оливиновых долеритов. В линейной СЗ полосе тектонических поднятий и сжатия, отвечающей зоне сочленения Прикуринского разлома с Иджеванским и Таузским разломами, этот комплекс представлен разнообразной кислой пирокластикой, туфами пепловых потоков, некками и экструзивами риодацитов и риолитов. С СЗ на ЮВ обособляются самостоятельные вулканические ареалы—Ноемберянский (Кохб), Казахский (Котигюх-Алпаут) и Таузский (Паравакар-Ажанли), различающиеся петрохимическим составом слагающих пород. Парагенезис пород и фациальный облик коньяк-нижнесантонского и верхнеконьякского комплексов указывают на преобладающую роль в их формировании взрывных извержений и существенное участие газовой-флюидной фазы в исходных расплавах [12].

В геодинамическом плане Предмалокавказский верхнемеловой пояс связан с постконсолидационным этапом развития Малокавказской островной дуги и с образованием на ее СВ фланге тылового окраинно-морского бассейна, имеющего в основании раздробленный гетерогенный фундамент. Этот процесс сопровождался деструкцией ЮВ края Закавказского срединного массива и его глубинным рифтогенным растяжением вдоль многочисленных прерывистых СЗ и СВ осей [11, 12].

Состав фундамента и глубинное строение региона. Фундаментом юрско-неокомских и верхнемеловых вулканических серий Малокавказской островной дуги является раздробленная континентальная кора Закавказского срединного массива байкальско-герцинского возраста консолидации [1, 4, 15]. В основании рассматриваемого централь-

ного звена Предмалокавказского пояса залегает блок с энсиалическим типом фундамента [13]. Последний обнажается в ядрах горстообразных поднятий (Дзирульского, Храмского, Локского, Ахумского и др.) и сложен метаморфическими сланцами и прорывающими их палеозойскими гранитоидами [13, 10]. В пределах выходов гранитоидных массивов фундамента выявляется геохимическая полярность составов с возрастанием K_2O в направлении с ЮВ (Локский выход) на С—СЗ (Храмский, Дзирульский выходы) [1].

Для глубинного строения Предмалокавказского пояса характерно наличие СЗ гравитационной ступени, отделяющей его от Куринской межгорной впадины. Установлен общий подъем кровли «базальтового» слоя и убывание мощности «гранитного» слоя (15—7 км) в направлении с СЗ на ЮВ [14]. По тем же данным, в пределах Иджеванского прогиба поверхность Мохо залегает на глубине около 40 км и «гранитный» слой отсутствует. Глубинные процессы, вызывающие указанные геофизические аномалии и преобразование допалеозойской континентальной коры до стадии частичного редуцирования «гранитного» слоя, унаследованно развиваются, начиная с раннеальпийского (юра-неоком) этапа. Их резкая активизация происходит на верхнемеловом этапе рифтогенного растяжения и возрастания роли мантийного базальтового вулканизма [12, 15, 18].

Методы исследований

Все аналитические исследования выполнены в соответствующих лабораториях ИГН НАН РА. Содержания петрогенных окислов определялись весовым методом в химической лаборатории аналитиком Э. Ш. Гаспарян. Определение редких элементов проводилось количественным методом в спектральной лаборатории под руководством Г. М. Мкртчяна; в таблице 1 приведены средние значения из 3—5 определений в каждом образце.

Изотопно-стронциевые исследования проводились на выборке из 15 свежих штучных образцов главных типов пород изученной серии. Содержания рубидия и стронция определялись из разных навесок масс-спектрометрическим методом изотопного разбавления с использованием в качестве трассеров особо чистых солей рубидия и стронция ($RbCl$, $SrCO_3$). Разделение стронция осуществлялось на ионнообменной колонке с катионитом Dowex—50. Содержания стронция и рубидия в холостых опытах для используемых навесок 0,5 и 0,2 г составляли соответственно 0,15 и 0,01 мкг. Изотопные отношения в смеси образца и индикатора, необходимые для вычисления содержаний ^{86}Sr и ^{87}Rb , измерялись на усовершенствованном масс-спектрометре МИ—1309. Относительная погрешность определения отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ составляет 2%.

Прямые измерения изотопного состава стронция в пробах, для которых ставились эксперименты без добавления индикаторного стронция, проводились на термояонном масс-спектрометре МИ—1201 Т с программным режимом управления, с нормализацией измеренного соотношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ к величине $^{87}Sr/^{86}Sr = 8,37521$ при окончательных вычислениях. Коэффициент вариации определения отношения $^{87}Sr/^{86}Sr \sim 0,03—0,05\%$. Для контроля правильности измерения изотопных отношений $^{87}Sr/^{86}Sr$ анализировались стронциевые стандарты Национального бюро стандартов США и Массачусетского технологического института США (Эймер и Аменд, $SrCO_3$). Ниже приводятся результаты этих измерений.

	$^{87}Sr/^{86}Sr$ Сертификат	$^{87}Sr/^{86}Sr$ Наши данные
1. Стандарт SRM—987, NBS, USA	$0,71014 \pm 0,00020$	$0,71024 \pm 0,00015$
2. Стандарт ЕхА, партия № 492327	0,70860	$0,70802 \pm 0,00011$

Возраст серии анализированных образцов пород и первичное отношение $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$ в ней вычислялись полиномиальным методом наименьших квадратов. Вычисление по этому методу среднего квадрата взвешенных отклонений MSWD позволяет провести четкое разграничение между изохронами и эрохронами. При MSWD, статистически не превышающем единицу, данные соответствуют изохронной модели [24]. При вычислениях возраста использовалось значение константы распада ^{87}Sr , равное $1,42 \cdot 10^{-11} год^{-1}$.

Представительные химические анализы (вес. %) и содержания микроэлементов (г/т)
в породах верхнемеловой вулканической серии Северной Армении

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
S ₂ O ₃	44.28	46.05	46.00	47.15	47.91	48.14	54.72	63.60	67.75	70.00	67.01	70.37	69.33	66.67	77.00
TiO ₂	1.10	1.25	0.92	0.82	0.93	0.90	0.80	0.58	0.27	0.34	0.46	0.18	0.16	0.16	0.11
Al ₂ O ₃	19.17	19.10	19.24	20.63	15.17	15.03	15.37	18.18	14.31	12.76	12.56	12.41	13.37	14.69	11.23
Fe ₂ O ₃	8.55	6.77	4.08	2.37	2.04	3.89	3.27	2.49	0.93	1.44	3.11	1.57	1.43	2.31	2.38
FeO	2.62	4.82	8.62	8.90	6.85	4.97	5.74	3.00	4.59	4.31	1.72	4.02	1.43	3.16	0.57
MnO	0.23	0.18	0.22	0.18	0.16	0.16	0.17	0.08	0.08	0.08	0.18	0.04	0.05	0.04	0.03
MgO	6.07	5.18	6.26	5.45	11.56	11.85	5.38	1.35	0.85	1.02	1.36	0.88	0.62	0.68	0.67
CaO	12.00	12.46	10.99	11.28	9.67	9.63	8.00	5.41	2.52	1.89	3.30	0.95	1.69	1.48	1.23
Na ₂ O	2.40	3.10	2.90	2.40	2.04	1.87	4.20	3.01	5.50	5.00	4.43	3.50	3.80	3.10	1.70
K ₂ O	1.20	0.55	0.50	0.83	0.88	0.83	1.50	1.59	2.60	3.30	1.70	6.20	5.00	8.00	4.30
P ₂ O ₅	0.17	0.11	0.11	0.41	0.21	0.21	0.27	0.25	0.11	0.11	0.13	0.16	0.05	0.16	0.07
п.п.п.	2.48	0.80	0.90	0.89	2.96	3.01	1.07	0.92	1.25	0.48	4.56	0.35	3.68	0.33	1.19
Сумма	100.27	100.37	100.74	101.31	100.38	100.49	100.49	100.46	100.76	100.73	100.52	100.63	100.61	100.78	100.48
mg #	0.51	0.46	0.48	0.47	0.70	0.71	0.52	0.31	0.22	0.25	0.34	0.22	0.30	0.18	0.30
Li	11	8.5	10	8	6	6.2	12.5	12	15.5	15.5	5.5	11	5.5	21.6	21
Ba	550	430	310	370	95	132	420	630	750	620	550	640	750	1000	920
Zr	180	190	180	210	95	111	230	320	360	310	280	370	420	1100	370
Nb	*	*	*	5	6.5	6	2.4	2.9	3.2	7.5	10	14	16	18	23
Cr	110	150	130	120	276	453	57	16	18	20	15	16	4.2	5.6	4
Ni	56	34	31	33	228	208	35	20	22	22	11	12	12	6	6.2
Co	56	40	90	27	44	48	17	14	15	15	1.6	1.5	1.5	1.5	1.6
V	420	380	250	230	145	160	90	22.5	20	22	25	30	30	38	40
Y	31	21	24	23	21.5	22	15	18	20	18	18	16	18	21	18
Yb	1.8	2.3	1.5	1.5	2	2.3	1.8	1.5	1.6	1.6	3.2	3.4	2.6	2.2	2.4

Примечание: 1-15—порядковые номера. Верхнекомьяк нижнесантонский комплекс: 1—обр. 2077а—СРх-Ам базальт, обломок в вулканических брекчиях основания разреза у с. Ачаджур; 2—обр. 2076-PI-OI-СРх базальт из дайки, лев. борт р. Агстев, г. Иджеван; 3—обр. 2057-PI-СРх-OI базальт, поток на средних горизонтах разреза, у с. Ачаджур; 4—обр. 58—PI-OI-СРх базальт, субвулканическое тело на средних горизонтах разреза у с. Котигюх. Верхнесантонский комплекс: 5—обр. 2111-OI долерит, пластовая залежь, разрез у с. Саригюх; 6—обр. 2038, то же; 7—обр. 199-PI-OPх-СРх андезито-базальт, поток на средних горизонтах разреза у с. Саригюх; 8—обр. 46—PI-Ам андезит из дайки, г. Шор-Ахбюр, с. Котигюх; 9—обр. 2045-PI-Ам риодацит, вулканический купол Кер-оглы, Тауз; 10—обр. 2050-PI-Ам риолит, вулканический купол Саккал, Тауз; 11—обр. 13—OPх-PI-Ам перлит, дайка, секущая купол Саккал, Тауз; 12—обр. 2039—PI-Ви риолит, вулканический купол Гюазан, Казах; 13—обр. 10—PI-Ви перлит, поток, средняя часть разреза г. Уч-гюль, Казах; 14—обр. 63-Ви-PI-Sn трахириолит, вулканический купол. Сурб-Саркис, Казах; 15—обр. 69-Q риолит, вулканический купол Карвад, с. Котигюх.

Петрохимический состав и геохимические особенности

Данные о химическом составе и содержании редких элементов в породах изученной серии приведены в табл. 1. Серия представляет дискретно-дифференцированный базальт-андезитобазальт-андезит-риолитовый ряд с количественным соотношением крайних дифференциатов 3:1. Прерывистость составов устанавливается по вариациям SiO_2 , MgO , CaO , Na_2O и K_2O в породах и по химизму минералов-вкрапленников [12]. На диаграмме SiO_2 — K_2O (рис. 1) это положение иллюстрируется наличием разрыва по SiO_2 между базальтами-андезитобазальтами и андезитами-риодацит, риолитами, а также по K_2O —между риолитами различных вулканических ареалов.

Базальты коньяк-нижнесантонского комплекса представлены Am — CPx и Ol — CPx — Pl полифировыми разностями и имеют субщелочной Ne —нормативный состав с магнезиальным числом 0.46—0.51. Базальты верхнесантонского комплекса относятся к монофировым Ol долеритам с недосыщенным Ol — Hy -нормативным составом и высоким магнезиальным числом (0.70—0.71). Антидромная тенденция внутри базальтовой группы связана с флюидно-магматическим фракционированием исходного расплава в условиях дегазации очага и возрастания степени плавления во времени. Согласно с этим, в верхнесантонских базальтах резко возрастают содержания Ni и Cr , уменьшаются— Co и V ; в группе КИР элементов уменьшаются содержания Ba и Zr при слабых вариациях Sr и некотором возрастании некогерентных K и Rb . В целом эти базальты относительно MORB являются высокорубидиевыми и по высокой магнезиальности рассматриваются как наиболее близкие к составу первичной магмы. Согласно предложенной А. А. Сивороновым и Б. И. Малюком [17] классификации, верхнесантонские базальты по отношению $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3 < 0.75$ и $\text{MgO} = 11$ —12% отвечают производным мантийного субстрата с преобладанием перидотитов (20—25% плавления).

Андезитобазальты входят в состав верхнесантонского комплекса и представлены OPx — CPx — Pl разностями. От базальтов их отделяют скачкообразное возрастание SiO_2 и суммы щелочей, уменьшение коэффициента магнезиальности, возрастание Rb , Li , Ba , Zr и сидерофильных элементов. В андезитах, представленных Pl — Am — CPx и Pl разностями, указанные тенденции усиливаются еще более.

Риодациты и риолиты по петрографо-минералогическим признакам и содержанию SiO_2 , CaO и $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ отношению разделяются на три пространственно разобщенных начальных типа (рис. 1). 1. Риодациты и риолиты Таузского (Паравакар-Ажанли) ареала представлены Pl — Am и Pl — Am — OPx разностями с резко выраженным натриевым уклоном ($\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} = 0.40$ —0.70). Последовательность извержений имеет антидромный характер, при этом с уменьшением содержаний SiO_2 сумма щелочей также убывает, CaO —возрастает. 2. Риодациты, риолиты и трахириолиты Ноемберянского (Кохб) и Казахского (Котигюх-Алпаут) ареалов представлены Pl — Bi , Pl — Bi — Sn , Bi — Sn разностями. Они характеризуются калиевым уклоном ($\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} = 1.30$ —2.60) с четко выраженной трахитовой тенденцией смены составов в направлении возрастания суммы щелочей (особенно калия) с уменьшением содержаний SiO_2 при слабой вариации CaO . 3. Риолиты предельного типа слагают изолированный вулканический купол Карачал (Котигюх-Казахский ареал) и представлены лейкократовыми монофировыми Q разностями. В них выдерживается калиевый уклон ($\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} = 2.50$).

но по сравнению с Vt риолитами резко выражен тренд возрастания содержания SiO_2 с уменьшением CaO и суммы щелочей.

Выделенные начальные типы четко индивидуализированы также по геохимическим параметрам (табл. 1, 2). Максимальные концентрации Rb , Zr , Ba и отношения Rb/Sr характерны для калиевого начального типа, особенно трахириолитов. Натриевый начальный тип отличается высокими концентрациями Sr и минимальными для кислого ряда изученной серии значениями Rb/Sr отношения. В кварцевых риолитах понижены содержания как Rb и Zr , так и Sr , что коррелируется с трендом убывания K_2O .

В пространственном размещении начальных типов кислых вулканитов изученной серии устанавливается латеральная зональность, выраженная в усилении роли K_2O в направлении с ЮВ (Таузский ареал) на СЗ (Казахский, далее Ноемберянский ареалы). Разнообразие составов кислых вулканитов верхнемеловой серии связывается с механизмом селективного плавления континентальной коры и возникновения на ее разных уровнях автономных, сравнительно не крупных магматических очагов, имеющих различные исходные субстраты, режим Pn_2O , $\text{P}-\text{T}$ параметры и тренды эволюции в условиях вполне подвижного поведения щелочей [12].

Rb—Sr данные

Результаты изотопно-аналитических определений рубидия и стронция в главных типах пород верхнемеловой серии приведены в табл. 2; там же отражены результаты определений $\text{K}-\text{Ar}$ возраста по породам в целом [7] и по биотитам в риолитах и трахириолитах [5]. Обработка $\text{Rb}-\text{Sr}$ аналитических данных 7 образцов (из-за значительного отклонения образец 69 исключен из расчетов) кислых вулканитов полиномиальным методом наименьших квадратов приводит к прямой регрессии с $\text{MSWD}=1.63$, статистически не превышающим единицу для 68-про-

Рис. 1. Составы пород верхнемеловой вулканической серии Северной Армении на диаграмме $\text{SiO}_2-\text{K}_2\text{O}$. Серии по [22]: I—толенты островных дуг; II—известково-щелочные; III—высококалиевые известково-щелочные; IV—высококалиевые шпониловые. 1— $\text{Am}-\text{CPx}$ базальты; 2— $\text{Ol}-\text{CPx}-\text{Pl}$ базальты; 3— Ol долериты; 4— $\text{OPx}-\text{CPx}-\text{Pl}$ андезитобазальты; 5— $\text{Am}-\text{Pl}$ андезиты; 6— $\text{Pl}-\text{Am}$ и $\text{Am}-\text{OPx}-\text{Pl}$ риодациты и риолиты; 7— $\text{Vt}-\text{Pl}$ риолиты и $\text{Vt}-\text{Pl}-\text{Sn}$ трахириолиты; 8— Q риолиты; 9—палеозойские гранодиориты и граниты Локского и Храмского массивов [10]. Пунктиром очерчены поля составов главных типов пород верхнемеловой серии по выборке из 80 анализов [12]; точками показаны представительные составы каждого из типов (см. табл. 1).

Рис. 2. Эволюционная $\text{Rb}-\text{Sr}$ изохронная диаграмма для вулканитов верхнемеловой серии Северной Армении. Номера точек соответствуют образцам в табл. 2.

Рис. 3. Взаимосвязь SiO_2 и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ отношений в породах верхнемеловой вулканической серии Северной Армении. Условные знаки см. на рис. 1. Очерченный пунктиром прямоугольник—поле составов гранодиоритов и гранитов Храмского массива [9, 10]; сходящиеся пунктирные линии—поле составов пород верхнемеловых вулканитов.

Рис. 4. Взаимосвязь $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ отношений и Sr ($\mu\text{g}/\text{g}$) в породах верхнемеловой вулканической серии Северной Армении. Условные знаки—1—9—см. на рис. 1; 10—метаморфические сланцы Ахумского выступа [6]; 11—филлиты Дзирульского выступа [9]. Врезка в правом верхнем углу—модель магматической эволюции, сочетающей фракционную кристаллизацию (FC) и ассимиляцию (A).

Рис. 5. Взаимосвязь Rb/Sr и SiO_2 в породах верхнемеловой вулканической серии Северной Армении. Условные знаки см. на рис. 1. Области гранитов [16]: I_{MT} —мантійной, I_{OK} —океанической, I_{KK} —коровой континентальной, I_{MA} —мантійной внутриплитовой генерации.

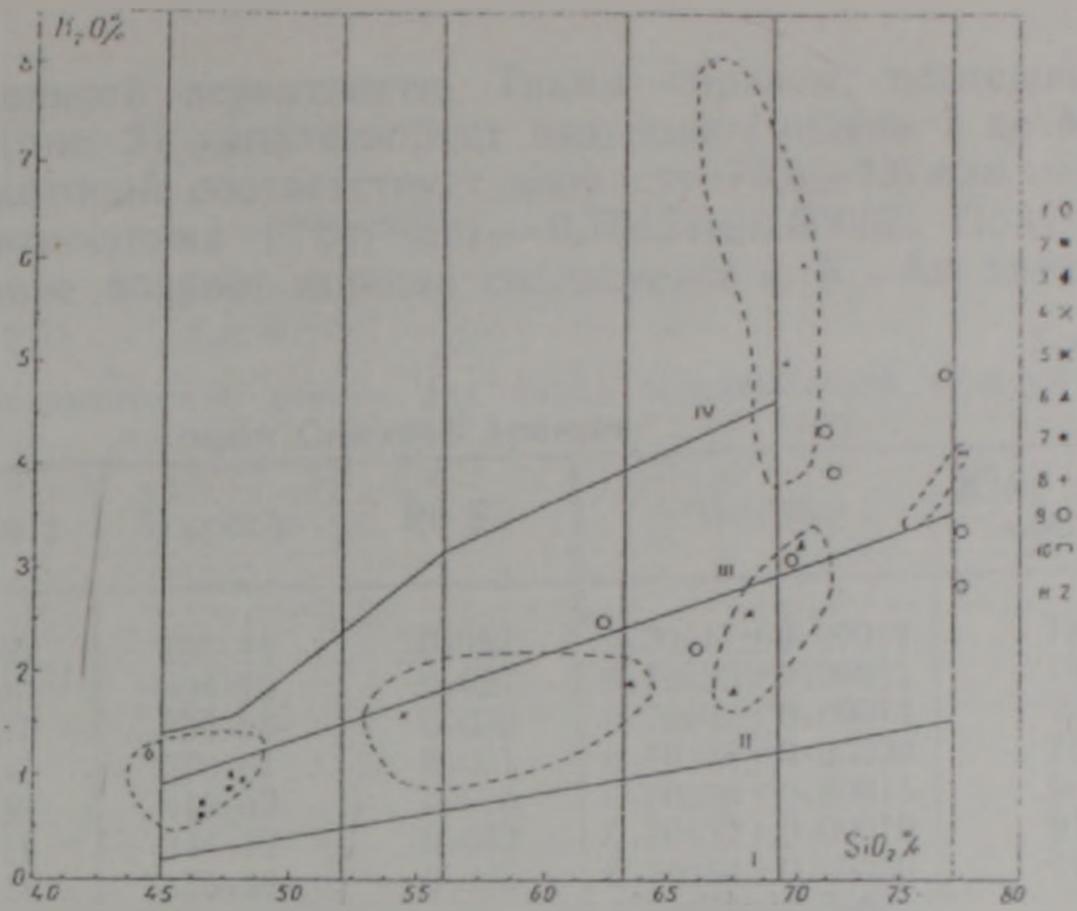


Рис. I

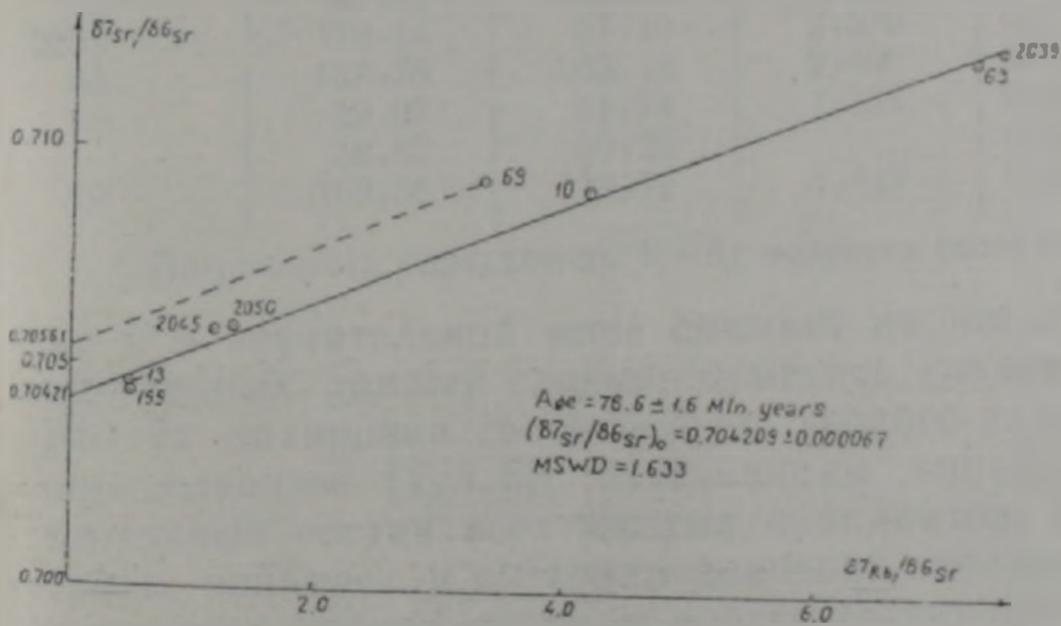


Рис.2

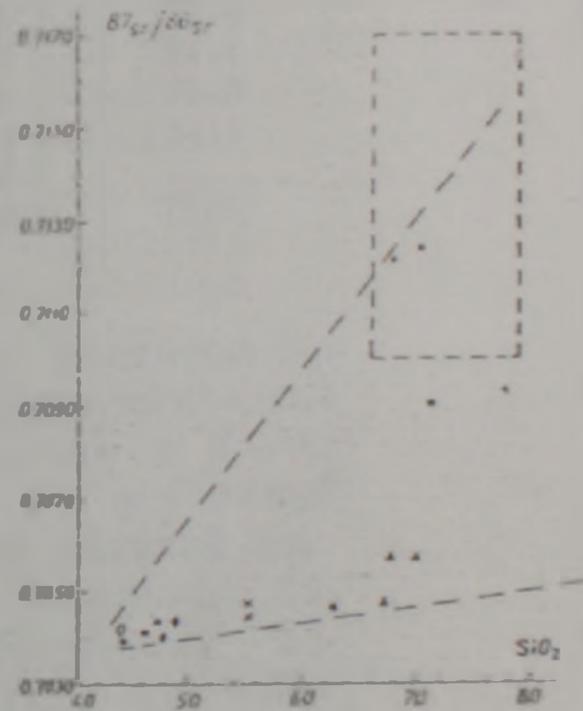


Рис.3

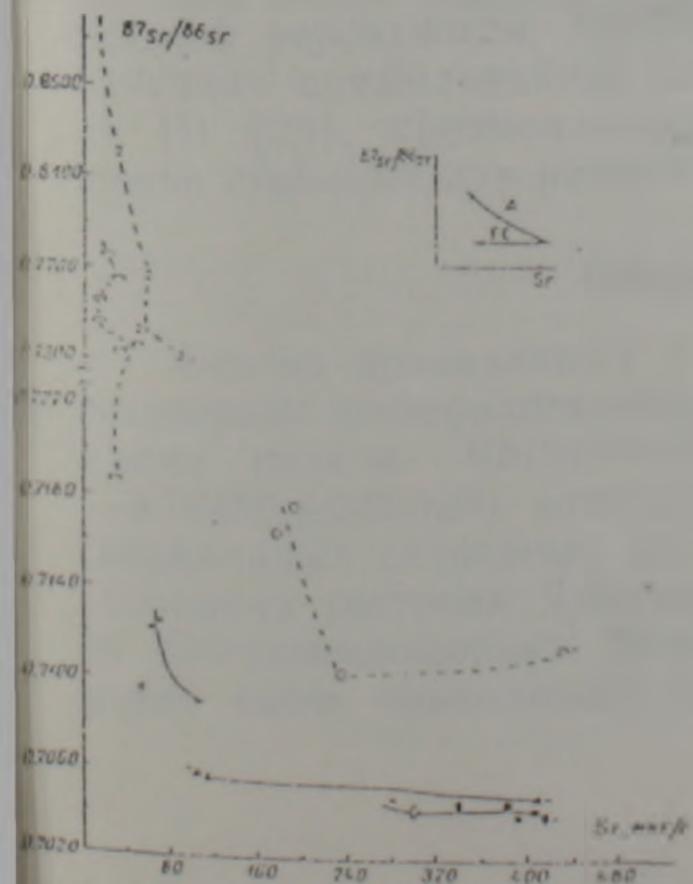


Рис.4

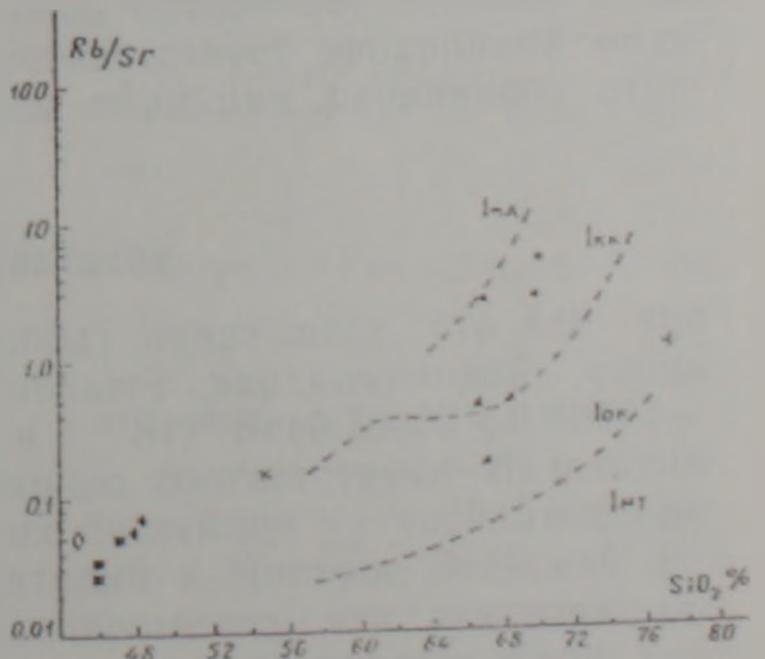


Рис.5

центной доверительной вероятности. Таким образом, исследованный набор образцов (рис. 2) удовлетворяет изохроне (модель I по Макинтайру), наклон которой соответствует возрасту 78.6 ± 1.6 млн. лет (1 σ) при первичном отношении $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0.70421 \pm 0.00007$. Полученный по Rb—Sr изохроне возраст хорошо согласуется с K—Ar датировка-

Таблица 2

Rb—Sr изотопно-аналитические данные для пород верхнемеловой вулканической серии Северной Армении

Образец	Rb, мкг г	Sr, мкг г	Rb/Sr	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	K—Ar возраст, млн. лет*
2077a	15.50	295.44	0.052	0.70427 ± 0.00014	78.0
2076	11.09	404.15	0.027	0.70425 ± 0.00011	79.2
2057	12.67	390.28	0.032	0.70402 ± 0.00014	79.5
58	18.82	370.67	0.051	0.70438 ± 0.00020	76.0
2111	23.20	415.62	0.056	0.70406 ± 0.00015	90.3
2038	21.11	344.32	0.062	0.70432 ± 0.00010	91.5
199	45.11	275.99	0.165	0.70454 ± 0.00030	41.6
				0.70474 ± 0.00011	
46				0.70450 ± 0.00013	79.5
2045	46.55	112.32	0.414	0.70581 ± 0.00013	78.3
2050	48.88	105.98	0.461	0.70588 ± 0.00048	79.15
13	67.92	406.61	0.167	0.70465 ± 0.00008	21.0
2039	172.44	67.10	2.570	0.71287 ± 0.00012	81.1
63	157.76	63.18	2.497	0.71214 ± 0.00006	79.0
69	59.07	51.74	1.154	0.70938 ± 0.00011	81.1
	58.62	50.26		0.70932 ± 0.00008	
10	162.36	112.12	1.448	0.70990 ± 0.00008	78.9

* Погрешность определения K—Ar возраста составляет 3—4%

ми и в значительной мере снимает их неоднозначность. В отношении полученных данных следует отметить следующее: 1) радиологическая Rb—Sr датировка соответствует геолого-палеонтологическим и K—Ar определениям [2, 3, 5], отвечающим коньяку-сантону; 2) первичный изотопный состав всех кислых вулканитов, лежащих на главной изохроне, попадает в интервал значений, полученных для начальных базальтовых членов серии и соответствует исходному мантийному материалу; 3) вычисление первичного отношения $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ для кварцевых риолитов (обр. 69), исходя из значений его K—Ar возраста (81 млн. лет), дает величину 0.70556, что указывает на автономный Rb—Sr источник его образования; 4) в связи с этим следует отметить, что при более строгом подходе, а именно для 95-процентной доверительной вероятности, $\text{MSWD} = 1.63$ значимо превышает единицу и полученная прямолинейная зависимость соответствует эрохронной модели III [24], предполагающей некоторые вариации первичного отношения стронция при равном возрасте.

Обсуждение результатов

Анализ приведенных в табл. 2 данных показывает, что все три петрографо-минералогических типа базальтов верхнемеловой серии имеют низкие Rb/Sr (0.027—0.062) и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0.70402 ± 0.00014 — 0.70438 ± 0.00020) отношения. Они близко соответствуют базальтам современных островных дуг и окраинных бассейнов на энциалическом основании (острова Японии, Тонга, Санторин и Нисирос Эгейской дуги Средиземноморья) [8, 18, 29, 22]. Одновременно, эти значения заметно выше приводимых А. С. Остроумовой с соавторами цифр для

юрско-неокомских островодужных базальтов Саатлинского поднятия Куринской впадины [15]. Это сравнение позволяет считать, что для смежных тектонических структур—Предмалокавказского пояса и Куринской впадины—нет единой возрастной линии развития базальтовых очагов и что исходный для верхнемеловых базальтов мантийный субстрат имеет более глубокий характер и относится к самостоятельной менее деплетированной Rb—Sr системе.

Зависимость между $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и SiO_2 (рис. 3) в группе базальтов верхнемеловой серии имеет линейный характер. Наиболее близкие к составу исходной магмы оливиновые долериты отличаются высокими содержаниями MgO, Cr, Ni, Ti, пологим спектром распределения редкоземельных элементов с заметным обогащением легкими лантаноидами, а также максимальным для базальтов изученной серии содержанием некогерентного Rb. Эти особенности указывают, что их магматический очаг генерировался мантийным субстратом внутриплитного типа и на этапе формирования базальтов практически не испытывал контаминации коровым материалом.

В ходе последующей эволюции верхнемеловой серии, по мере возрастания SiO_2 и щелочей с переходом к андезитобазальтам и андезитам, резко увеличивается содержание радиогенного стронция ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0.70450\pm 0.00013-0.70474\pm 0.00011$), а также Rb и Rb/Sr отношения (табл. 2). Это фиксирует начало контаминации базальтового расплава коровым материалом с высоким содержанием Rb. В андезит-риолитовой ветви устанавливается дальнейшее возрастание доли радиогенного стронция и Rb/Sr отношения, причем для вулканитов каждого из ареалов отмечаются различные пределы вариаций, при сохранении линейной зависимости между $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и SiO_2 . В группе натриевых риолитов Таузского ареала Rb/Sr варьирует в пределах 0.167—0.461, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ —от 0.70465 ± 0.00008 до 0.70588 ± 0.00048 . В группе калиевых риолитов Казахского ареала эти отношения резко возрастают: Rb/Sr=1.448—2.570 и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0.70900\pm 0.00008-0.71237\pm 0.00012$. Кварцевые риолиты отличаются сравнительно низкими Rb/Sr (1.154) и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0.70938 \pm 0.00011) отношениями. В целом, приведенные параметры соответствуют кислым вулканитам современных островных дуг (Япония, Курилы) и тыловых зон активных континентальных окраин (Большой Бассейн, Йеллоустон, Вайоминг, США) [8, 19, 22]. В соответствии с приведенными выше определенными условиями интерпретации полученных изотопных значений, для выделенных начальных типов риолитов и, в частности, кварцевых разностей принимаются автономные Rb—Sr источники. При этом различия в первичных изотопных составах Sr имеют общий петрологический смысл в рамках представлений о вовлечении в процесс плавления различных исходных субстратов.

Для рассмотрения эволюции Rb—Sr изотопного состава изученной серии и роли различных петрогенетических процессов в ее формировании построен график зависимости $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ отношений от содержания Sr (рис. 4). Он основан на FCA модели Де Паоло [21, 20, 23], учитывающей одновременные процессы фракционной кристаллизации (FC) и ассимиляции (A). Существуют три возможные модели вариаций Rb—Sr параметров в магматических системах различного типа [23]. 1. Закрытая система: эволюция исходных магм идет по типу фракционной кристаллизации с образованием разноуровневых горизонтальных трендов убывания Sr при постоянной величине $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. 2. Открытая система: эволюция контролируется векторами ассимиляции (или селективного плавления) и фракционной кристаллизации, при этом тренды вариации отклоняются от горизонтального направ-

ления за счет возрастания отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (и убывания Sr).
3. Комбинированная система: первоначальные открытые условия валовой ассимиляции (плавления) периодически сменяются закрытыми условиями с преобладанием процессов фракционной кристаллизации.

На рис. 4 можно видеть, что в изученной серии вулканитов резко сбособляются три уровня изотопных отношений, образующих дискретные разнонаправленные тренды. I тренд имеет горизонтальное направление и соответствует самому низкому уровню величины $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, отражая фракционную кристаллизацию магнезиального оливина, клинопироксена и амфибола в первичной оливин-базальтовой магме при высоком P_{H_2O} . В конце, в точке крайнего убывания содержания Sr, он отклоняется вверх за счет возрастания $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и завершается на андезитобазальтах, появление которых означает начало коровой контаминации с замкнутой оливиновой фазы на ортопироксен. II тренд отвечает более высокому уровню $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ отношений и отклонения от горизонтального направления на фоне резкого убывания содержания Sr, отражая сочетание процесса селективного плавления бесслюдяного субстрата «гранодиоритового» профиля с фракционированием фаз плагиоклаза, амфибола и ортопироксена в отдельных порциях расплава. III тренд соответствует наиболее высокому уровню $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и Rb/Sr отношений с довольно узким интервалом вариаций Sr и направлен круто вверх, фиксируя плавление корового слюдяного материала «гранитного» профиля в открытой системе с резким усилением роли K, Rb и фракционированием плагиоклаза, биотита и санидина. Отчетливо влево от III тренда сдвинут состав кварцевых риолитов, который отличается наиболее низким содержанием Sr и связан с плавлением обогащенного кварцем и обедненного полевошпатовым компонентом субстрата с индивидуальной Rb—Sr системой.

Для суждения о составе субстрата палингенного плавления—потенциальных источников кислых вулканитов верхнемеловой серии на рис. 1, 3 и 4 нанесены также петрохимические и изотопные данные, опубликованные по выходам кристаллического фундамента Вирайоц-Карабахской и Предмалокавказской зон. Это метаморфические сланцы Ахумского выхода с изохронным возрастом 293 ± 7 млн. лет и $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0.7057 \pm 0.0016$ [6], филлиты Дзирульского массива— 310 ± 5 млн. лет и $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0.7187 \pm 0.0011$ и гранитоиды Храмского выступа— 360 ± 90 млн. лет и $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0.7073 \pm 0.0018$ [10, 9]. Сравнение показывает, что наибольшее сходство между трендами сравниваемых объектов существует с гранодиоритами и гранитами Храмского выступа. Оно обнаруживается как по уровню содержаний и диапазону вариаций Sr, так и по общей направленности изменений, особенно резкому возрастанию величины $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и обеднению Sr. Вместе с тем, в гранитоидах Храмского массива [9] величины $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0.7104—0.7177) и содержания Sr (177.7—429.1 мкг/г) отчетливо более высокие, а содержания Rb (65.1—115.3 мкг/г) более низкие, чем в риолитах верхнемеловой серии. Это следует связывать с тем, что в последнем случае образование палингенных очагов идет с участием мантийных источников, а возрастание Rb/Sr объясняется селективным характером плавления, т.е. предпочтительным переходом в расплав более легкоплавких компонентов. Что касается сланцев Ахумского и Дзирульского выходов, то они отличаются заметно более высокими $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ отношениями и низкими содержаниями Sr, сопоставимыми только с кварцевыми и биотитовыми риолитами верхнемеловой серии. Не исключается, однако, возможное участие в плавлении именно сланцев типа Ахумского выхода, имеющих сравнительно с дзирульскими филлитами более низкое первичное отношение стронция [6, 9].

На дискриминационном графике по Тишендорфу и Пельхену [16] (рис. 5) положение кислых эффузивов изученной серии в целом отвечает полю гранитоидов коровой генерации. Калиевые риолиты смещены к границе поля гранитов мантийной генерации, натриевые риолиты—к границе поля гранитов океанической генерации. Это отражает различия как в исходных субстратах, так и в поведении подвижных натрия и калия, часть которых несомненно поступает с глубинными мантийными флюидами или выносятся из пород нижней коры, имеющих мантийное происхождение.

Итак, оценивая на основе изотопных параметров генетические аспекты образования дискретно-дифференцированной верхнемеловой серии вулканитов, необходимо исходить из наличия трех самостоятельных трендов их вариаций. Это позволяет принять комбинированную модель фракционной кристаллизации исходного мантийного расплава для базальтовых членов и континентально-корового плавления—для риодацит-риолитовых членов. Формирование последних представляет пример сочетания периодически закрытой и открытой систем в режиме вполне подвижного поведения щелочей и флюидов. Факт петрохимической изменчивости состава кислых вулканитов различных ареалов в направлении с ЮВ (Таузский ареал) на СЗ (Казахский, Ноемберянский ареалы) подкрепляется Rb—Sr изотопными данными и указывает на региональную неоднородность участвующих в плавлении коровых субстратов. Неоднородность эта в значительной мере коррелируется с возрастанием мощности «гранитного» слоя и унаследует проявленную в палеозойских гранитоидах С—СЗ полярность в возрастании K_2O [1]. Это может вести к заключению, что на верхнемеловом этапе развития региона в коровое палингено-анатектическое плавление вовлекались как палеозойские гранитоиды магматического происхождения, так и близкоодновозрастные метаморфические сланцы типа ахумских.

Заключение

Результаты петрологических и Rb—Sr изотопных исследований верхнемеловой вулканической серии центрального звена Предмалокавказского пояса показали, что эволюция ее состава связана со сложной системой мантийных и коровых очагов, имеющих гомогенный изотопный состав стронция. Геодинамический режим формирования серии определялся на начальном этапе условиями рифтогенного растяжения и массового выплавления базальтовой магмы из недеплетированного мантийного источника. В последующем фронт магмообразования перемещался из мантийных областей в пределы континентальной коры. Происходили мобилизация континентально-корового материала и образование на разных уровнях коры палингено-анатектических очагов, появление которых зафиксировано высокими Rb/Sr и $^{87}Sr/^{86}Sr$ отношениями. Это геологическое событие протекало за сравнительно короткий промежуток времени и в целом не нарушало гомогенности единого источника. Возникновение очагов кислых вулканитов шло по типу селективного плавления с проявлением латеральной зональности в возрастании роли легкоплавких компонентов. Механизм формирования верхнемеловой дискретно-дифференцированной серии определялся таким образом высокой степенью фракционированности и насыщенности исходной базальтовой магмы флюидной фазой, а также наличием гранодиорит-гранитных субстратов в континентальной коре региона.

Породы изученной серии со времени ее формирования, судя по изотопному составу стронция, оставались относительно замкнутой геохимической системой, что может рассматриваться как показатель стабилизированного тектонического режима региона в постмеловое время.

Авторы приносят благодарность кандидату геол.-мин. наук М. М. Аракелянц (ИГЕМ РАН) за внимание и помощь в проведении исследований.

Работа выполнена в рамках тем 96—118 и 96—117, финансируемых из госбюджета Республики Армения.

**ՀՅՈՒՍԻՍԱՅԻՆ ՀԱՅԱՍՏԱՆԻ ՎԵՐԻՆ ԿԱՎՃԻ ՀՐԱՔԵԱՅԻՆ ՇԱՐՔԻ ԱՊԱՐՆԵՐԻ
ՌՈՒՐԻԴԻՈՒՄ-ՍՏՐՈՆՅԻՈՒՄԱՅԻՆ ԻԶՈՏՈՊԱՅԻՆ ՀԵՏԱԶՈՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԸ
ԵՎ ՊԵՏՐՈԳԵՆԵԶԻԱԸ**

Ռ. Խ. Ղուկասյան, Խ. Բ. Մելիքսեթյան, Ա. Խ. Մնացականյան

Ա մ փ ո փ ու մ

Հոդվածում քննարկվում են Հյուսիսային Հայաստանի վերին կավճի դիֆերենցված սերիայի հրաբխային ապարների իզոտոպային կազմի առաջին անգամ կատարված որոշումները: Հետազոտության հիմնական արդյունքներն են սերիայի ձևավորման իզոխրոնային հասակի՝ $78,6 \pm 1,6$ մլն տարի և ամբողջությամբ սերիայի համար՝ $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 70421 \pm 0.000067$ առաջնային հարաբերության որոշումները: Հաստատվում է, որ ուսումնասիրված սերիայում Rb/Sr և $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ հարաբերությունների փոփոխությունն ունի դիսկրետ բնույթ: Ինքնալուծված և անդեզիտներում նկատվում է կեղևային կոնտամինացիա՝ $\text{Rb}/\text{Sr} = 0.027 - 0.062$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.70402 - 0.70438$: Անդեզիտորազալտներում և անդեզիտներում նկատվում է կեղևային կոնտամինացիա՝ $\text{Rb}/\text{Sr} = 0.165$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.70450 - 0.70474$ հարաբերությունների աճմամբ: Պարամետրերի փոփոխության ամենամեծ միջակայքը բնորոշ է ուղղաճիտային-ոլիտային խմբին՝ Թաուզի տարածքի նատրիումային ոլիտները՝ բրնձազրվում են $\text{Rb}/\text{Sr} = 0.167 - 0.461$ և $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.70456 - 0.70588$, Ղալախի և Նոյեմբերյանի տարածքների կալիումային ոլիտները՝ $\text{Rb}/\text{Sr} = 1.448 - 2.570$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.70900 - 0.71237$ հարաբերություններով: Այդ շարքում հատուկ տեղ են զբաղեցնում քվարցային ոլիտները՝ $\text{Rb}/\text{Sr} = 1.154$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.70938$, որոնք կապված են ռադիոգեն ստրոնցիումի անկախ աղբյուրի հետ: Սերիայի էվոլյուցիայի ծագումնաբանական հարցերը դիտարկվում են ֆրակցիոն բյուրեղացման և մայրցամաք-կեղևային պալինոգենների զուգակցված մոդելի տեսանկյունից: Rb/Sr և $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ հարաբերությունների դրական կորելյացիան կարող է վկայել սերիայի կազմավորման ընթացքում Sr իզոտոպային աղբյուրի միասնական բնույթի մասին:

**RUBIDIUM-STRONTIUM ISOTOPE STUDIES AND PETROGENESIS
OF THE UPPER CRETACEOUS VOLCANIC SERIES OF THE
NORTHERN ARMENIA**

R. Kh. Ghukasian, Kh. B. Meliksetyan, A. Kh. Mnatsakanyan

Abstract

The results of isotope composition study for different Upper Cretaceous series carried out for the first time are discussed. The isochronous

age of the series formation is determined to be (78.6 ± 1.6) mln years. A discrete nature of Rb/Sr and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios' variations in dependence on increase of rubidium and radiogenous strontium content when transforming from basalts to andesites and rhyolites is found. A positive correlation between Rb/Sr and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ allows to accept a single isotope strontium source for the series formation time. The only exception is quartz rhyolites related to an autonomous system. The petrogenesis is discussed from the viewpoint of a combined model for fraction crystallization and continental-crust palingogenesis.

ЛИТЕРАТУРА

1. Абесадзе М. Б., Кекелия М. А., Мгелиашвили Т. Н., Цимакуридзе Г. К., Чхотуа Т. Г., Шавиашвили И. Д. Доальпийское развитие Кавказской активной континентальной окраины (магматизм и метаморфизм). // Проблемы геодинамики Кавказа. М.: Наука, 1982, с. 30—41.
2. Акопян В. Т. Позднемеловые гастроподы Армянской ССР. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1976, 460 с.
3. Атабекян А. А. Стратиграфия меловых отложений междуречья Агстев и Инджасу (Северная Армения). Автореф. дисс. на соиск. уч. ст. канд. геол.-мин. наук, Л.-Ереван, 1954, 24 с.
4. Асланян А. Т. Региональная геология Армении. Ереван: Айпетрат, 1958, 427 с.
5. Багдасарян Г. П., Гукасян Р. Х., Мнацаканян А. Х. Новые данные к геохронологической шкале в абсолютном летоисчислении по материалам Армянской ССР.—ДАН АрмССР, 1961, т. XXXIII, №4, с. 181—185.
6. Багдасарян Г. П., Гукасян Р. Х., Казарян К. Б. Сравнительное изучение возраста древних метаморфических сланцев бассейна р. Ахум (Армянская ССР) К—Аг и Rb—Sr методами. // Геохронология Восточно-Европейской платформы и сочленения Кавказско-Карпатской системы. Комиссия по определению абсолютного возраста геологических формаций, XIX сессия. М.: Наука, 1978, с. 47—56.
7. Багдасарян Г. П., Гукасян Р. Х. Геохронология магматических, метаморфических и рудных формаций Армянской ССР. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1985, 291 с.
8. Балашов Ю. А. Изотопно-геохимическая эволюция мантии и коры Земли. М.: Наука, 1985, 221 с.
9. Горохов И. М., Рубинштейн М. М., Кутявин Э. П., Варшавская Э. С. Применение Rb—Sr метода для датирования некоторых домезозойских пород Грузии. // Геохронология Восточно-Европейской платформы и сочленения Кавказско-Карпатской системы. М.: Наука, 1978, с. 26—33.
10. Заридзе Г. М. Петрография магматических и метаморфических пород Грузии. М.: Госгеолтехиздат, 1961, 382 с.
11. Лордкипанидзе М. Б. Альпийский вулканизм и геодинамика центрального сегмента Средиземноморского складчатого пояса Тбилиси: Мецниереба, 1980, 162 с.
12. Мнацаканян А. Х. Петрология верхнемеловой вулканической серии Северной Армении. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1981, 240 с.
13. Мошашвили А. В. Эволюция земной коры Куринской впадины и ее связь с проблемой Палеотетиса. // Проблемы геодинамики Кавказа. М.: Наука, 1982, с. 64—71.
14. Никольский Ю. И., Сироткина Т. Н., Милай Т. А. Некоторые черты тектоники и истории геологического развития территории Армении по данным геофизики. // Методы разведочной геофизики, Вып. 12, 1971, Л.: Недра, с. 11—18.
15. Остроумова А. С., Абдуллаев Р. Н., Центер И. Я., Мудренко С. В., Шаткова Л. Н. Саатлинская СГС. Модель глубинного строения мезозойско-кайнозойской земной коры. // Сверхглубокие скважины России и сопредельных регионов. Санкт-Петербург: Изд. ВСЕГЕИ, 1995, с. 155—190.
16. Остроумова А. С., Станкевич Е. К., Центер И. Я., Соболев А. О., Путинцев А. В. Петрологическое изучение магматических ассоциаций коллизионных обстановок. М.: Роскомнедра, ВСЕГЕИ, Геокарт., 1995, 215 с.
17. Сиворонов А. А., Малюк Б. И. Мантийный магматизм раннедокембрийских зеленокаменных поясов и некоторые аспекты формирования ультраосновных расплавов. // Мантийные ксенолиты и проблема ультраосновных магм. Новосибирск: Наука, Сибирское отделение, 1983, с. 130—137.
18. Шихалибейли Э. Ш., Абдуллаев Р. Н., Али-Заде Ак. А. Геологические результаты бурения Саатлинской сверхглубокой скважины.—Сов. геология, 1988, №11, с. 61—66.
19. Эволюция магматизма в истории Земли. // Магматические горные породы. М.: Наука, 1987, 438 с.

20. Cribb J. M., Barton M. Geochemical effects of decoupled fractional crystallisation and crustal assimilation. *Lithos*, 1996, v. 37, № 4, p. 293—307.
21. De Paolo, D. J. Trace element and isotopic effects of combined wallrock assimilation and fractional crystallisation. *Earth and Planetary Science Letters*, 1981, v. 53, p. 189—202.
22. Ewart A. The mineralogy and petrology of Tertiary-Recent orogenic volcanic rocks with reference to the andesite-basaltic compositional range. // *Andesites: orogenic andesites and related rocks*. Thorpe, R. S. ed. Wiley, Chichester, 1982, p. 25—95.
23. Hunter A. G., Blake S. Petrogenetic evolution of a transitional tholeiitic-calc-alkaline series: Towada volcano, Japan. *Jour. of Petrology*, 1995, v. 36, № 6, p. 1579—1605.
24. McIntyre J. A., Brooks C., Compston W. The statistical assessment of Rb-Sr isochrons. *Jour. Geophys. Res.*, 1966, v. 71, № 22, p. 5459—5468.

Известия НАН РА, Науки о Земле, 1997, Л, №3, 33—39

КИММЕРИЙСКИЙ ЭТАП ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ ЕРАХСКОЙ АНТИКЛИНАЛИ

© 1997 г. В. А. Варданян

*Институт геологических наук НАН РА
375019, Ереван, пр. Маршала Баграмяна, 24а, Республика Армения
Поступила в редакцию 18.06.97.*

Предлагаемый палеоструктурно-геологический анализ киммерийского тектонического этапа показывает, что развитие Ерахского рифта, литологический состав осадочной толщи, проявление и характер вулканизма находились в тесной связи с глубинными процессами в верхней мантии и астеносфере.

Вединский бассейн является одной из крупных отрицательных структур ЮЗ Армении, представленной в виде синклинория дугообразной формы, выпуклостью на С—СВ.

На основании гравиметрических карт и сейсмических профилей синклинорий подразделяется на ряд тектонических блоков, различающихся по глубине залегания поверхностей фундамента, Мохо, по интенсивности современных вертикальных движений и т.п. [2, 7, 9, 17]. Выделены глубинные и второстепенные разломы, притом первые являются теми мобильными зонами в земной коре, по которым сопрягаются крупные разнородные тектонические структуры. Существуют 2 зоны региональных глубинных разломов—Араксинский и Ереванский СЗ простирания [3]. Первый ограничивает Вединский синклинорий с ЮЗ, второй—с СВ. По данным станции «Земля», глубина проникновения Ереванского глубинного разлома около 50 км с вертикальным смещением.

У села Урцадзор от Ереванского глубинного разлома отходит Арташат—Нор-Уги—Веди—Урцадзорский субширотный разлом и сочленяется с Араксинским. С этим разломом связана полоса офиолитов, выступающая в ядре Ерахской антиклинали.

В общих чертах Ерахская антиклиналь является линейной асимметричной складкой широтного простирания. Длина ее 3.5—4 км, ширина 0.7—0.9 км. Северное крыло длинное и пологое (15—20°), южное—крутое и местами опрокинутое. Ядерная часть представлена в основном породами офиолитовой ассоциации. Оно с севера и юга обрамлено терригенно-карбонатными отложениями верхнего мела и частично палеоцена, ограничивая тем самым верхний возрастной предел офиолитов.

Антиклиналь обладает весьма сложной внутренней структурой, которая представляет собой совокупность изогнутости залегания слоев, многочисленных дополнительных складок, разрывов, тектонического меланжа и разнообразных магматитов.