

РУБИДИЙ-СТРОНЦИЕВЫЙ ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ НОВЕЙШИХ РИОЛИТОВЫХ ВУЛКАНИТОВ АРМЕНИИ

© 1998 г. Б. М. Меликсетян, С. Г. Карапетян,
Р. Х. Гукасян, А. Х. Мнацаканян

*Институт геологических наук НАН РА
375019 Ереван, пр. Маршала Баграмяна, 24а, Республика Армения
Поступила в редакцию 19.01.98.*

На основе выполненных впервые систематических определений изотопного состава и новых геохимических данных рассматриваются петрогенетические аспекты формирования новейших кислых вулканитов Армении в континентально-коллизийной геодинамической обстановке. Выделяются пространственно разобщенные бариевый и рубидиевый геохимические типы риолитов. Установлен интервал вариаций первичных $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ отношений в пределах 0,70438-0,70636. Возрастные и латеральные вариации изотопно-геохимических параметров определяются различиями исходных субстратов и степенью их плавления. Главными механизмами эволюции риолитовых расплавов являются переплавление гетерогенного сиалического материала и низкобарическая фракционная кристаллизация в изолированных магматических очагах. Подтверждается модель нижнекорового анатектического происхождения новейших риолитов с формированием эвтектических расплавов в открытой относительно щелочей системе при участии мобильных глубинных K-Rb флюидов.

Плиоцен-четвертичный риолитовый вулканизм, как самостоятельный геологический феномен, широко развит в пределах Кавказского сегмента Средиземноморского пояса, представляющего коллизийный ороген типа континент-континент. В публикациях последних лет этот регион рассматривается как "эталонный" горный пояс собственно коллизийного типа [13,1,20]. В целом это близко соответствует представлениям о позднеорогенном складчато-глыбовом воздымании Анатолийско-Армянско-Иранского субконтинента на плиоцен-четвертичном этапе [3]. В условиях столкновения и воздымания разнородных континентальных геоблоков индикаторная роль отводится наряду с мантийным магматизмом также коровому риолитовому магматизму эвтектической природы. В предлагаемой статье рассматриваются результаты специальных Rb-Sr изотопных и геохимических исследований плиоцен-четвертичных кислых вулканитов, слагающих детально изученные куполовидные вулканы в восточной части Армянского вулканического нагорья. Полученный новый материал существенно дополняет имеющиеся петролого-геохимические данные, выявляя дискретный характер изотопно-геохимической изменчивости в пределах отдельных вулканических структур и в региональных зонах развития кислого вулканизма.

Геологическое положение

В восточной части Армянского нагорья, на территории Армении интенсивные проявления плиоцен-четвертичного кислого вулканизма приурочены к Западной и Восточной региональным вулканическим зонам.

Западная, зона Транскавказского поперечного поднятия, включает Кечутскую и Арагацкую вулканические подзоны. Восточная, Армянская продольная зона, состоит из Цахкуняцкой, Разданской, Гегамской, Варденисской и Сюникской подзон, слагающих отдельные звенья в единой СЗ-ЮВ цепи молодых вулканических нагорий. Арагацкая область расположена на пересечении Западной и Восточной региональных зон. Здесь выделяются две генетические группы кислых вулканитов: одна в составе дифференцированной базальт-андезит-дацитовой (БАД) серии полигенного вулкана Арагац [7,8,3], а вторая — в качестве самостоятельной риолитовой серии корового происхождения [9,3].

Риолитовые вулканы представлены сложными по структуре куполовидными постройками, образованными в результате эксплозивных, эффузивных и экструзивных явлений. Последовательность извержений антидромная, тип вулканизма многовыходный. Пространственное размещение вулканов в пределах отдельных вулканических областей контролируется локальными (7-15 км) короткоживущими трещинами корового заложения, имеющими главным образом близмеридиональное простирание.

Геофизические данные фиксируют под региональными зонами риолитового вулканизма высокие мощности земной коры (45-50 км), повышенный тепловой поток и участки низких сейсмических скоростей в мантии, что подтверждает разуплотненное состояние земной коры [1,18]. Куполовидные кислые вулканические сооружения тяготеют к участкам относительных минимумов силы тяжести [9].

Установлены три главные фазы проявления риолитового вулканизма. Первая, нижнеплиоценовая (10-12 млн.л), фаза отвечает риолитам участка Корчлу на Цахкуняцком хребте и риолитам Зангезурского хребта (вулкан Барцратумб). Ко второй, среднеплиоценовой (7,5-4,5 млн.л), фазе относятся все вулканы Цахкуняцкого хребта, а также Гедыкванк, Маралсар и Сандухкасар на Варденисском нагорье. Третья, верхнеплиоцен-четвертичная (0,1-2,8 млн.л), фаза представлена вулканами Кечутской, Арагацкой, Гегамской, Сюникской и Варденисской (Хорапор) подзон. Для последней фазы с СЗ на ЮВ отчетливо проявляется омоложение риолитовых вулканов. От первой фазы к третьей в связи с усилением темпов и скорости сводово-глыбового воздымания, кислый вулканизм усиливается, охватывая новые ареалы. Проявлению кислого вулканизма в Западной зоне предшествовали мощные трещинные излияния долеритовых лав, в Восточной зоне — извержения андезитобазальтов и андезитов. Указанные фазы риолитового вулканизма отделены друг от друга извержениями лав и лавобрекчий андезитобазальтов и андезитов. Впоследствии куполовидные вулканические постройки третьей фазы были прорваны андезитобазальтовыми и андезитовыми лавами.

Методика исследований

Химические анализы плиоцен-четвертичных кислых вулканитов выполнены весовым методом в химической лаборатории ИГН НАН РА. В статье использованы также результаты определений химического и редкоэлементного состава 39 образцов обсидианов главных типов верхнеплиоцен-четвертичных вулканов Армении, выполненных рентгенофлуоресцентным методом (петрогенные элементы) и методом инструментального нейтронно-активационного анализа (элементы-примеси, включая РЗЭ) в Институте минералогии и петрографии Университета Фрайберга и в Институте ядерной физики Макса Планка в Гейдельберге, Германия [22]. Выбор образцов обсидианов как объекта прецизионных аналитических исследований определялся их исключительной свежестью и принадлежностью к гомогенным закаленным разностям. Полученные данные являются исходными для построения приведенных ниже графиков геохимической систематики обсидианов.

Изотопно-стронциевый состав главных типов разновозрастных кислых вулканитов определялся в лаборатории изотопной геологии ИГН НАН РА: Выполнено исследование 26 представительных образцов кислых вулканитов нижне-среднеплиоценового и верхнеплиоцен-четвертичного возраста. Приводятся также определения изотопного состава четвертичных дацитов вулкана Арагац, выполненные Р.Х. Гукасяном по двум образцам Д.С. Джербашяна и Ю.Г. Гукасяна. Содержания Rb и Sr в исследованных образцах определялись стандартной методикой изотопного разбавления с разделением Sr на ионнообменной колонке с катионитом Dowex-50 [4]. Изотопные отношения в смеси образца и индикатора измерялись на масс-спектрометре МИ-1309. Прямые измерения изотопного состава стронция ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) проводились на термоионном масс-спектрометре МИ-1201 Т. Программой измерения предусматривалась нормализация измеренного отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ к величине $^{88}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=8,37521$. Относительная погрешность измеренного $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ отношения для настоящего исследования, по данным параллельных определений, составляет в среднем $\pm 0,025\%$. Ошибка определения Rb/Sr отношения не более $\pm 2\%$. Для контроля правильности измерения величин $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ с каждой партией образцов анализировался стандарт SRM-987 Национального бюро стандартов США. Отклонения от сертифицированных данных [12] не превышали 0,03%.

Петрохимическая характеристика

Химизм плиоцен-четвертичных кислых вулканитов детально рассмотрен ранее [9,3,22]. В таблице 1 приводятся химические анализы образцов, для которых выполнены Rb/Sr изотопные определения. При рассмотрении общих петрохимических особенностей и составлении соответствующих графиков, использовалась выборка из более чем 180 анализов [9,22]. В рамках данной статьи химизм кислых вулканитов рассматривается с учетом возрастной и региональной изменчивости, а также серийной принадлежности.

В целом вся группа новейших кислых вулканитов охватывает диапазон составов 76,0-66,0% SiO_2 и представлена предельно кремнекислыми риолитами и дацитами известково-щелочной и высококалийевой серий. На диаграмме Ab-Or-Q (рис. 1) их составы локализованы в пределах очерченного поля с максимальным сгущением фигуративных точек в поле тройного минимума при средних и минимальных значениях $\text{P}_{\text{H}_2\text{O}}$. Наиболее переменны соотношения нормативных кварца и альбита при небольших изменениях содержаний ортоклаза, что указывает на регулируемую роль фактора глубинности генерации кислых расплавов.

Нижне- и среднеплиоценовые риолиты и риодациты образуют непрерывный ряд ($\text{SiO}_2=74,0-68,0\%$) с выраженным трахитовым трендом дифференциации при уменьшении содержаний K_2O по мере возрастания SiO_2 . Данная возрастная группа отличается также высокими отношениями $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ (1,06-1,42) и $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ (1,06-1,33), повышенным содержанием нормативного кварца, отвечая наименее глубинным эвтектическим выплавкам.

Верхнеплиоцен-четвертичные риолит-риодациты обнаруживают значительные региональные вариации и, в первую очередь, различный диапазон изменчивости SiO_2 . В вулканитах Западной зоны и Разданской структуры он достаточно широк (76,5-66,0%). Если для выхода Ениёл составы однородны и отвечают риолитам, то для комплекса Артени устанавливается четкая прерывистость по SiO_2 между риолитами и дацитами. Для вулканитов Адиса и Гутансара характерен непрерывный переход от риолитов через риодациты к дацитам. В этой группе SiO_2 положительно коррелируется с K_2O при вариациях $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ от 1,08 до 0,52, указывающих на возрастание относительной роли Na_2O . Это особенно выражено в завершающих дацитах вулкана Адис. Вулканиты Восточной зоны, начиная с водораздельной части Гегамского нагорья до Сюникского нагорья, значи-

тельно менее дифференцированы по SiO_2 (76,0-72,0%), образуя на всех графиках компактные рои точек с известково-щелочным трендом при $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}=0,83-1,22$. Рассмотренная возрастная группа характеризуется величиной отношения $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$, равной 0,95-1,1. В целом она соответствует более глубоким уровням генерации исходной магмы и более высокой степени плавления субстрата, что реализуется в антидромной последовательности извержений.

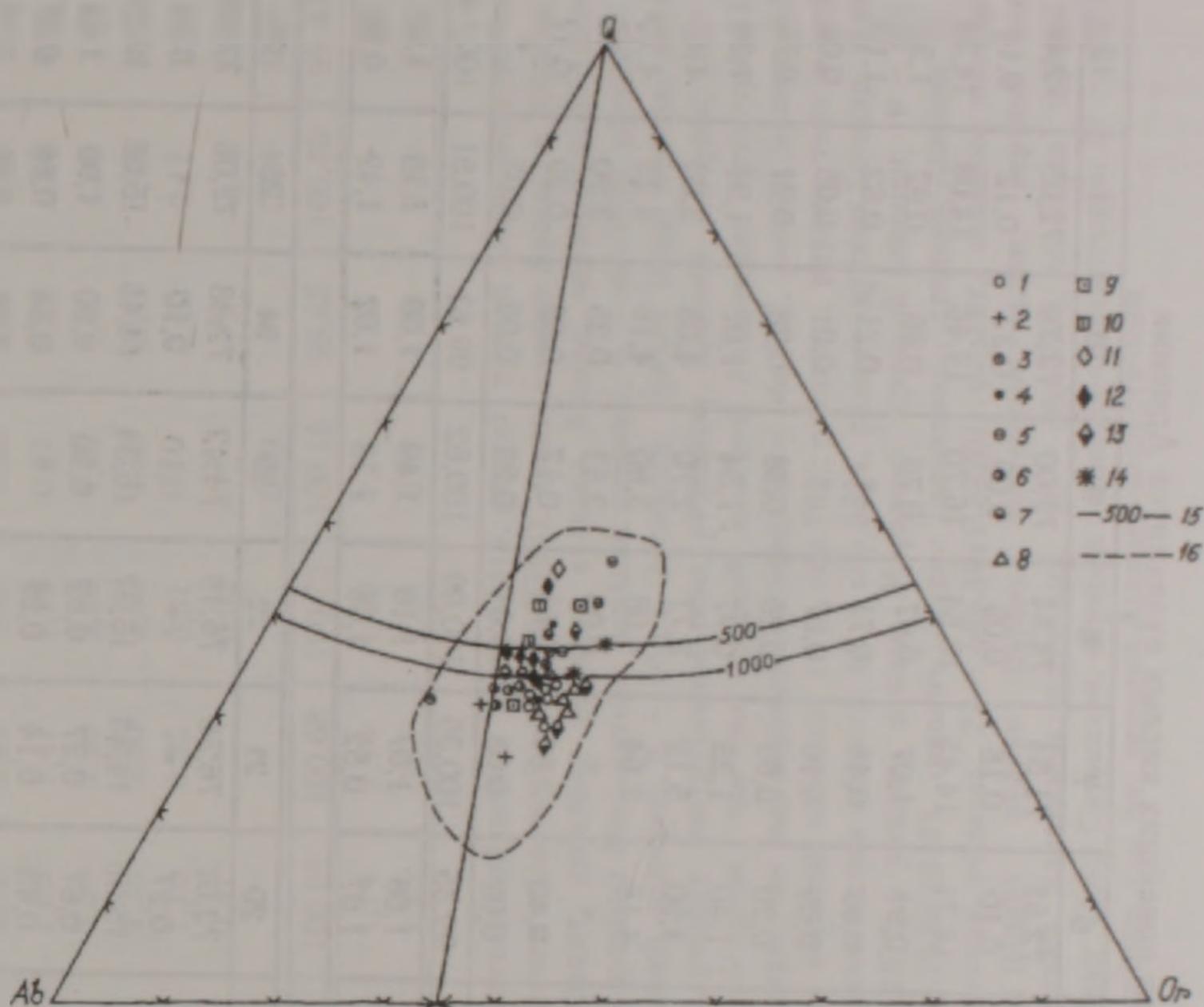


Рис 1. Диаграмма Ab-Og-Q для новейших кислых вулканитов Армении. Очерченное поле соответствует выборке из 180 анализов; точки соответствуют составам, приведенным в табл 1 и в публикации [22] 1-13 — составы кислых вулканитов отдельных вулканов: 1 — Ениёл; 2 — Арагац; 3 — Мец-Артени; 4 — Покр Артени; 5 — Цахкуняцкий хребет; 6 — Адис; 7 — Гутансар; 8 — Гехасар; 9 — Маралсар, Сандухкасар, Гедыкванк; 10 — Хорапор; 11 — Барцратумб; 12 — Базенк и Севхач; 13 — Мец и Покр Сатанакар; 14 — точки тройных минимумов при различных $P_{\text{H}_2\text{O}}$; 15 — линии котектики; 16 — фигуративное поле составов нижне-среднеплиоценовых и верхнеплиоцен-четвертичных кислых вулканитов.

Высококалиевые дациты вулкана Арагац представляют завершающее звено последовательно дифференцированной БАД серии и отличаются высоким содержанием CaO , низкими значениями $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ (0,50-0,85) и отношением $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$, близким к единице. На рис.1 точки их составов отчетливо смещены от эвтектического минимума в поле кристаллизации альбита.

На дискриминационной диаграмме (рис.2) в параметрах ASI- $\text{Fe}_{\text{общ}}$ по [23] подтверждаются отмеченные возрастные и сериальные различия кислых вулканитов.

Химический состав новейших кислых вулканитов Армении

Окислы	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
SiO ₂	72,20	75,00	67,13	65,81	72,74	72,52	71,54	74,84	72,00	73,79	72,08	72,40	73,69	72,60
TiO ₂	0,24	0,21	0,70	1,01	0,07	0,10	0,18	0,05	0,09	0,37	0,12	0,14	0,14	0,13
Al ₂ O ₃	14,80	13,40	15,23	16,42	15,59	14,71	14,45	13,64	16,70	14,46	14,08	14,34	13,96	15,02
Fe ₂ O ₃	1,80	1,30	3,55	3,82	0,12	0,94	1,07	0,97	0,78	0,86	0,92	1,30	1,31	0,72
FeO	*	*	*	*	0,54	0,89	0,45	0,71	*	0,21	0,62	1,10	0,78	1,08
MnO	0,06	0,06	0,08	0,09	0,10	0,09	0,10	0,07	*	0,01	0,08	0,08	0,06	0,07
MgO	0,50	0,40	1,45	1,07	0,61	0,20	0,63	0,26	0,28	0,26	0,21	0,76	0,35	0,49
CaO	1,70	1,40	2,68	2,55	0,58	1,40	1,23	0,97	1,54	1,07	1,31	1,36	1,47	1,25
Na ₂ O	4,30	4,10	4,43	5,41	4,70	3,90	5,12	3,77	2,70	4,08	3,00	4,45	3,72	4,60
K ₂ O	4,30	4,10	3,35	2,68	4,60	4,18	2,64	4,06	3,60	4,16	4,25	4,10	4,01	4,66
H ₂ O ⁺	*	*	*	*	1,10	*	*	0,09	2,53	0,25	3,50	*	0,69	*
H ₂ O ⁻	*	*	*	*	*	0,40	2,86	0,65	0,17	0,09	0,29	0,11	0,12	0,24
P ₂ O ₅	0,13	0,05	0,20	0,23	0,07	0,02	0,08	0,01	0,23	0,02	0,05	*	0,04	*
Σ	100,03	100,02	98,80	99,09	100,82	99,35	100,35	100,09	100,62	99,63	100,51	100,14	100,34	100,85
ASI	1,00	0,97	0,96	0,99	1,13	1,08	1,07	1,10	1,49	1,09	1,18	1,00	1,07	1,00
K ₂ O/Na ₂ O	1,00	1,00	0,76	0,50	0,98	1,07	0,52	1,08	1,33	1,02	1,42	0,92	1,08	1,01

Окислы	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28
SiO ₂	74,86	69,60	73,92	73,84	70,06	72,07	76,36	76,18	74,42	72,88	72,06	73,59	74,10	76,24
TiO ₂	0,11	0,39	*	*	*	0,27	*	*	0,10	0,10	*	0,14	*	0,07
Al ₂ O ₃	14,19	16,40	14,03	11,03	18,68	15,38	14,43	15,37	15,34	14,45	15,08	12,11	14,68	12,79
Fe ₂ O ₃	0,89	2,40	1,24	2,69	0,69	0,67	0,27	0,52	0,90	0,60	1,90	1,61	0,53	1,22
FeO	*	0,48	0,48	0,73	0,14	0,43	0,14	0,28	*	0,54	0,66	0,07	0,28	0,09
MnO	0,06	0,06	0,08	0,02	*	*	*	0,09	0,06	0,05	0,02	0,05	0,05	0,01

Окислы	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28
MgO	0,24	1,31	*	0,29	0,60	0,70	0,52	*	*	0,20	1,30	*	1,20	*
CaO	0,96	2,19	1,32	0,58	2,09	1,59	1,41	1,15	0,87	0,83	1,56	0,91	1,05	0,94
Na ₂ O	4,50	4,20	4,20	3,32	4,20	3,50	3,80	3,30	4,25	4,50	4,09	3,60	3,30	4,18
K ₂ O	4,16	3,20	4,80	4,11	3,70	4,38	3,50	3,50	4,15	4,90	3,40	4,40	3,40	4,15
H ₂ O ⁺	*	0,38	*	2,48	0,30	1,10	0,25	0,31	*	0,40	0,17	2,50	2,38	0,12
H ₂ O ⁻	*	0,10	0,40	0,43	0,39	0,47	*	0,02	*	*	0,12	0,86	*	*
P ₂ O ₅	0,03	*	0,04	*	*	*	*	*	0,09	*	0,04	0,06	*	0,04
Σ	100,00	100,71	100,51	99,52	100,85	100,56	100,68	100,72	100,18	99,45	100,40	99,90	100,97	99,85
ASI	1,03	1,14	0,96	1,00	1,27	1,14	1,15	1,36	1,12	1,01	1,14	0,98	1,33	0,97
K ₂ O/Na ₂ O	0,92	0,76	1,14	1,24	0,88	1,25	0,92	1,06	0,98	1,09	0,83	1,22	1,03	0,99

Примечание: 1–28 порядковые номера. *Кечутская вулканическая область:* 1 – обр 4341а, риолит, вулкан Ениёл, верхний плиоцен; 2 – обр 4342, обсидиан, там же, верхний плиоцен; *Арагацкая вулканическая область:* 3 – обр 363(153), дацит, вулкан Арагац, в разрезе, четвертичный (авторы Д.С. Джербашян, Ю.Г. Гукасян); 4 – обр 357(642), дацит, западная вершина вулкана Арагац, четвертичный (авторы Д.С. Джербашян, Ю.Г. Гукасян); 5 – обр 304а, риолит ("верхний"), вершина вулкана Мец Артени, верхний плиоцен; 6 – обр 3934, обсидиан, вулкан Мец Артени, верхний плиоцен; 7 – обр 3954, перлит, там же, верхний плиоцен; 8 – обр 2, обсидиан, вулкан Покр Артени, верхний плиоцен (автор К.Г. Ширинян); *Цахкуняцкий хребет:* 9 – обр 3782(2588)1, риолит, экструзивное тело, уч Корчлу, нижний плиоцен; 10 – обр 3387(1750), риолит, вулкан Аркаясар, средний плиоцен; 11 – обр 3388, обсидиан, там же, средний плиоцен; *Разданская структура:* 12 – обр 3547, риолит, вулкан Гутансар, верхний плиоцен; 13 – обр 2384, обсидиан, там же, верхний плиоцен; 14 – обр 562, риолит, вулкан Адис, верхний плиоцен (автор К.Г. Ширинян); 15 – обр 3833, обсидиан, там же, верхний плиоцен; 16 – обр 765, риодацит, рвущее тело в перлитах и обсидианах, вершина вулкана Адис, верхний плиоцен; *Гегамская вулканическая область:* 17 – обр 3824, риолит, вулкан Гегасар, верхний плиоцен-четвертичный; *Варденисская вулканическая область:* 18 – обр 1870а, риолит, вулкан Маралсар, средний плиоцен; 19 – обр 4380(1851)), риодацит, вулкан Сандухкасар, средний плиоцен; 20 – обр 1920(1917), риолит, купол Гедыкванк, средний плиоцен; 21 – обр 1880, риолит, вулкан Хорапор, верхний плиоцен; *Сюникская вулканическая область:* 22 – обр 3911(3320), риолит, западное подножье вулкана Барцратумб, нижний плиоцен; 23 – обр 3864(4592), риолит, вулкан Базенк, восточный склон, верхний плиоцен-четвертичный; 24 – обр 3599, риолит, вулкан Мец Сатанахач, верхний плиоцен-четвертичный; 25 – обр 3594, обсидиан черный, там же, верхний плиоцен-четвертичный; 26 – обр 3627(1085), риолит, вулкан Покр Сатанахач, верхний плиоцен-четвертичный; 27 – обр 3636, риолит, вулкан Севхач, верхний плиоцен-четвертичный; 28 – обр 3634, обсидиан, там же, верхний плиоцен-четвертичный.

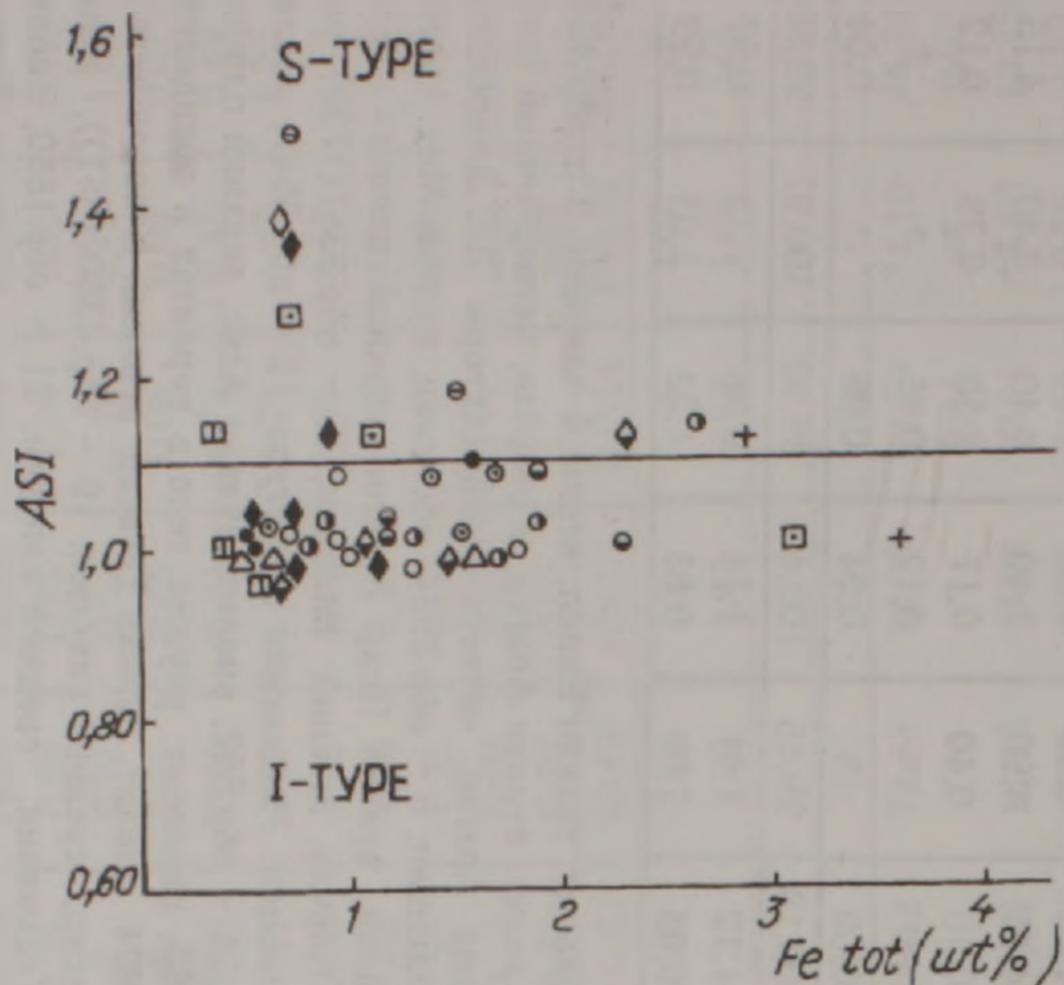


Рис.2. Соотношение ASI и $Fe_{\text{общ}}$ в новейших кислых вулканитах Армении на дискриминационной диаграмме по [23]. $ASI = Al_2O_3 / (CaO + Na_2O + K_2O)$, в мол.%. Нанесены точки составов в табл I и в публикации [22]. Условные обозначения – см. на рис 1.

Геохимические особенности

Геохимическая характеристика кислых вулканитов приводится на примере детально изученных верхнеплиоцен-четвертичных обсидианов Западной и Восточной зон [22]. Будучи высокотемпературными и "сухими" порциями риолитовых расплавов, практически не испытавшими кристаллизационной дифференциации, они ближе всего отвечают первичным риолитовым расплавам и отражают их исходные различия. Несмотря на близкое сходство петрографического состава и содержаний петрогенных элементов ($SiO_2 = 72,84 - 77,37\%$, $K_2O / Na_2O = 0,90 - 1,20$), между изученными обсидианами отдельных вулканических подзон отмечаются существенные различия в содержаниях элементов-примесей [22]. В целом они отвечают дацит-риолитовым вулканитам известково-щелочной и субщелочной высококалиевой серий орогенических зон [13,20,14,16,19]. Для КИР элементов в изученных обсидианах устанавливаются следующие пределы содержаний (в г/т): Rb=88-209, Ba=10-1201, Sr=10-233, Cs=3,48-8,08, Th=15-37,70, U=4,74-15,30, для ВЗИ элементов: $TiO_2 = 0,06 - 0,21$, Zr=41-172, Hf=2,61-4,79, Ta=1,39-6,35, Nb=13-73, для Cr=0,40-5,37, Co=0,10-0,89 [22]. Как будет показано ниже, эти вариации имеют четкий региональный характер, определяя геохимический тип отдельных вулканов, их групп и зон в целом. Так, обсидианы Западной зоны и Разданской структуры значительно более дифференцированы по содержанию CaO, MgO, TiO_2 и всех микроэлементов с широким диапазоном изменений даже в пределах одной группы вулканов. Это выражается разноуровневыми трендами вариаций с экстремумами на отдельных группах вулканов. Обсидианы Восточной зоны образуют компактные рои

составов микроэлементов, что коррелируется с низкими содержаниями CaO , MgO , TiO_2 .

Тройная диаграмма Rb-Sr-Ba (рис.3) отражает разделение изученных пород на два дискретных геохимических типа – бариевый (Sr, Zr, Hf, легкие лантаноиды) и рубидиевый (Cs, Th, U, Ta, Nb, Y). Первый тип занимает поле ультраметаморфогенных гранитов (IV) с единичными отклонениями к полю известково-щелочных гранитов (V). По [11] среднеплиоценовые риолиты Цахкуняцкого хребта относятся к бариевому типу. Второй геохимический тип проектируется в поля плюмазитовых лейкогранитов (VI), агпайтовых гранитов и аляскитов (VII и VIII). Выделенные типы пространственно разделены: бариевый тип распространен в Западной зоне и Разданской структуре, рубидиевый тип, за исключением вулкана Покр Артени, характерен для Гегамского хребта и Восточной зоны. Раздел между двумя типами обсидианов проходит также по предельным содержаниям (в г/т) $\text{Th}=32$ ($\text{U}=10$) и $\text{Ta}=4$. Это иллюстрируется диаграммами Th-Rb (рис.4) и Th-Ta (рис.5), на которых для Западной зоны и Разданской структуры устанавливается протяженный тренд возрастания содержаний этих элементов, направленный от Кечутской и Арагацкой подзон на восток и скачкообразно завершающийся на вулканах Спитаксар и Гехасар. Обсидианы Восточной зоны характеризуются максимально высоким уровнем содержаний Th(U) и Rb, образуя укороченный самостоятельный тренд без резких различий для Варденисской и Сюникской подзон. Отметим также, что экстремум Ta (и связанного с ним прямой корреляцией Nb) приходится на обсидианы вулканов Гегамского хребта, причем полученные цифры заметно превосходят содержания этих элементов в кислых членах щелочно-базальт-комендитовой серии Восточно-Африканской рифтовой зоны [6,20].

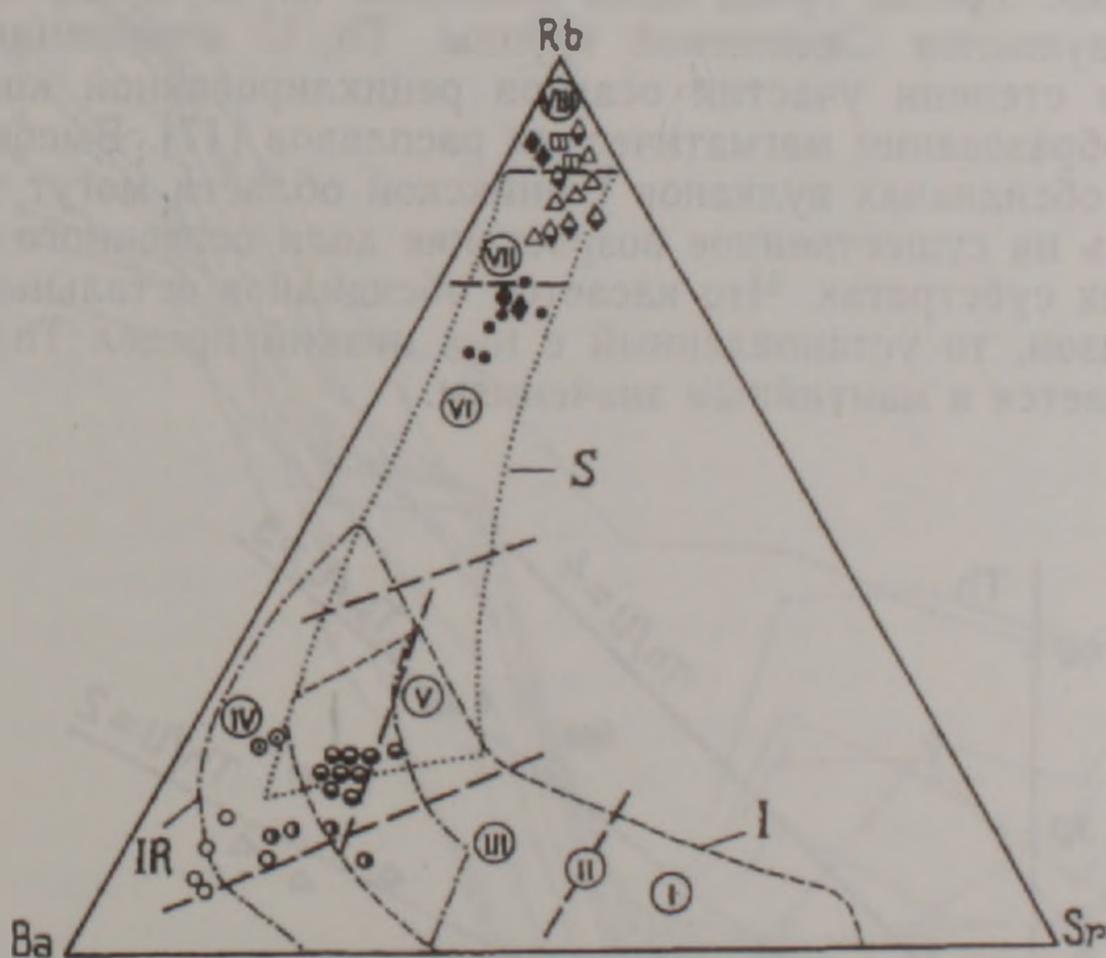


Рис.3. Rb-Sr-Ba систематика верхнеплиоцен-четвертичных обсидианов Армении; исходные данные в [22]. Поля S, IR и I классов гранитоидов по [13]. Римские цифры – фигуративные поля групп пород по [16]: I – плагиогранитов толеитовой серии; II – гранит-гранодиоритов известково-щелочной серии; III – субщелочных гранитов латитового ряда; IV – ультраметаморфогенных гранитов; V – гранитов известково-щелочной серии; VI – плюмазитовых лейкогранитов; VII – агпайтовых гранитов; VIII – щелочных гранитов-аляскитов. Условные обозначения см. на рис.1.

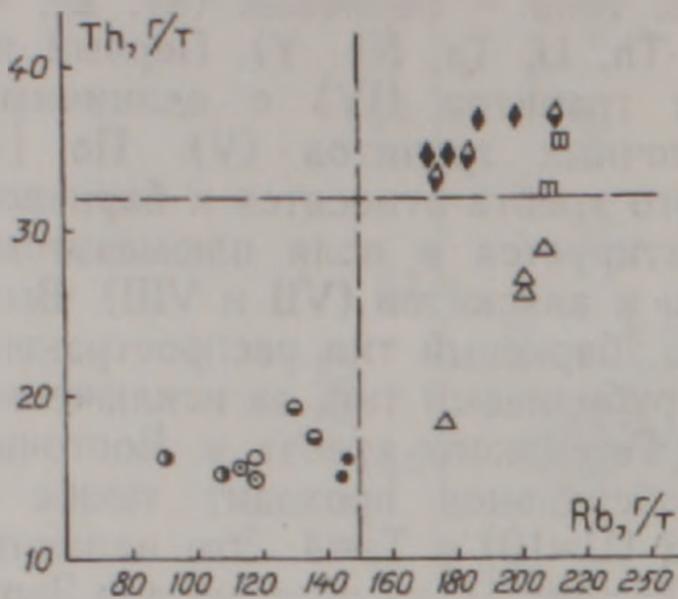


Рис 4. Th-Rb систематика верхнеплиоцен-четвертичных обсидианов Армении [22]. Условные обозначения см. на рис.1. Пунктирные линии отвечают предельным содержаниям элементов в различных подзонах.

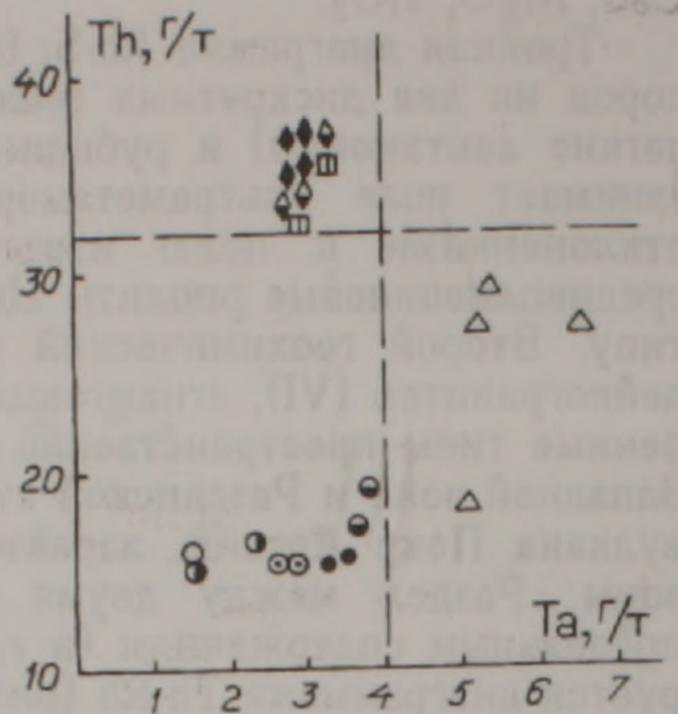


Рис 5. Th-Ta систематика верхнеплиоцен-четвертичных обсидианов Армении [22]. Условные обозначения см. на рис.1. Пунктирные линии отвечают предельным содержаниям элементов в различных подзонах.

Вариации Th и U во всем ряду изученных обсидианов тесно скоррелированы (рис.6). Вдоль изолинии $Th/U=2-2,5$ выделяются два прерывистых тренда, соответствующих обсидианам Западной зоны, Разданской структуры и обсидианам Гегамской, Варденисской подзон с экстремумом U на последних. Третий тренд вдоль изолинии $Th/U=3-3,5$ принадлежит обсидианам вулканов Сюникской группы. Th/U отношения являются индикаторами степени участия осадков рециклированной континентальной коры в образовании магматических расплавов [17]. Высокие отношения Th/U в обсидианах вулканов Сюникской области могут таким образом указывать на существенное возрастание доли осадочного компонента в их исходных субстратах. Что касается обсидианов остальных неовулканических подзон, то установленный в них низкий предел Th/U отношений приближается к мантийным значениям.

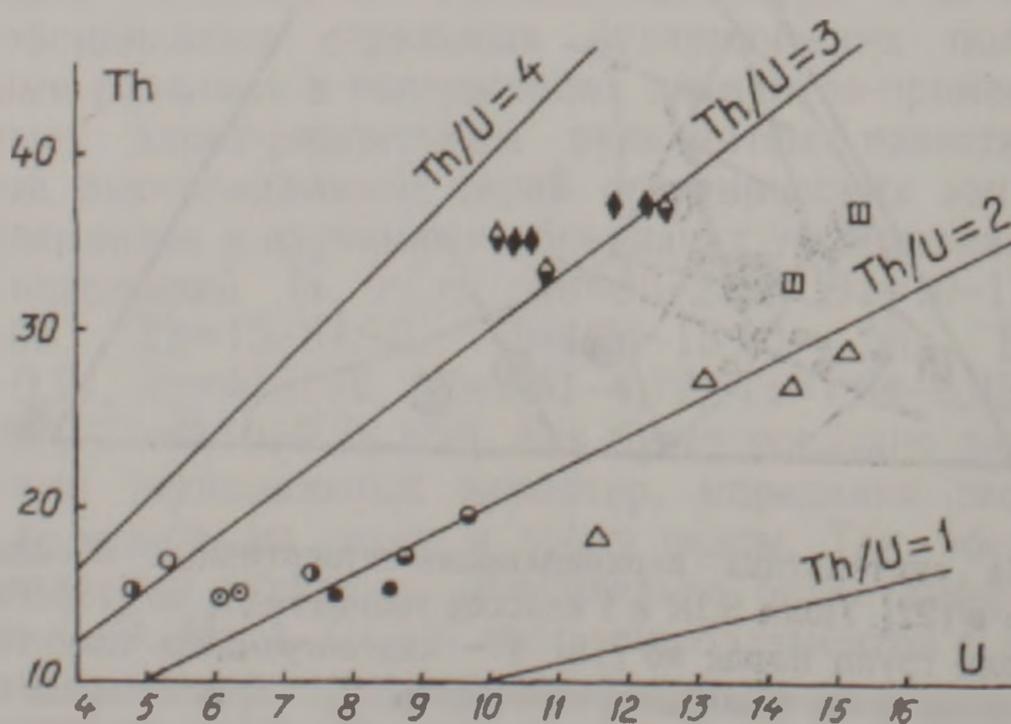


Рис 6. Th-U систематика верхнеплиоцен-четвертичных обсидианов Армении [22]. Условные обозначения см. на рис.1.

Нормализованные по хондриту содержания РЗЭ в изученных обсидианах представлены на рис.7. Кривые вариаций на этом графике имеют высокую степень фракционирования, крутой наклон в сторону ТРЗЭ, который особенно возрастает от Nd к Sm. Четко выражен устойчивый глубокий Eu – минимум, отражающий раннее удаление Са-плагиоклаза или его сохранение в рестите. Характерно общее обогащение обсидианов как легкими лантаноидами, содержание которых в 400–110 раз превышает хондритовые, так и тяжелыми лантаноидами (в 6–14 раз). В распределении РЗЭ также заметно сказываются региональные различия. Отношение La/Yb в обсидианах Западной зоны и Разданской структуры изменяется в пределах 1,9–16,4, Восточной зоны – 8,9–15,8. Бариевый геохимический тип демонстрирует более высокий уровень содержаний обеих групп РЗЭ и более широкий диапазон их вариаций, особенно Tb, Yb, Lu, по сравнению с рубидиевым типом. Самый низкий уровень концентраций ЛРЗЭ и одновременно самый высокий уровень ТРЗЭ и Y фиксируются в обсидианах Покр Артени, что объясняется высокой степенью (до 30%) плавления истощенного субстрата, содержащего тугоплавкие фазы – гранат и, возможно, ортит [15,6]. По изменчивости содержаний ТРЗЭ и Y в обсидианах Западной зоны, Разданской структуры и водораздела Гегамского нагорья могут быть зафиксированы по крайней мере две ступени плавления: более высокая (вулканы Покр Артени, Гутансар, Спитаксар и Гехасар) и сравнительно более низкая (вулканы Кечутского хребта, Мец Артени и Адис).

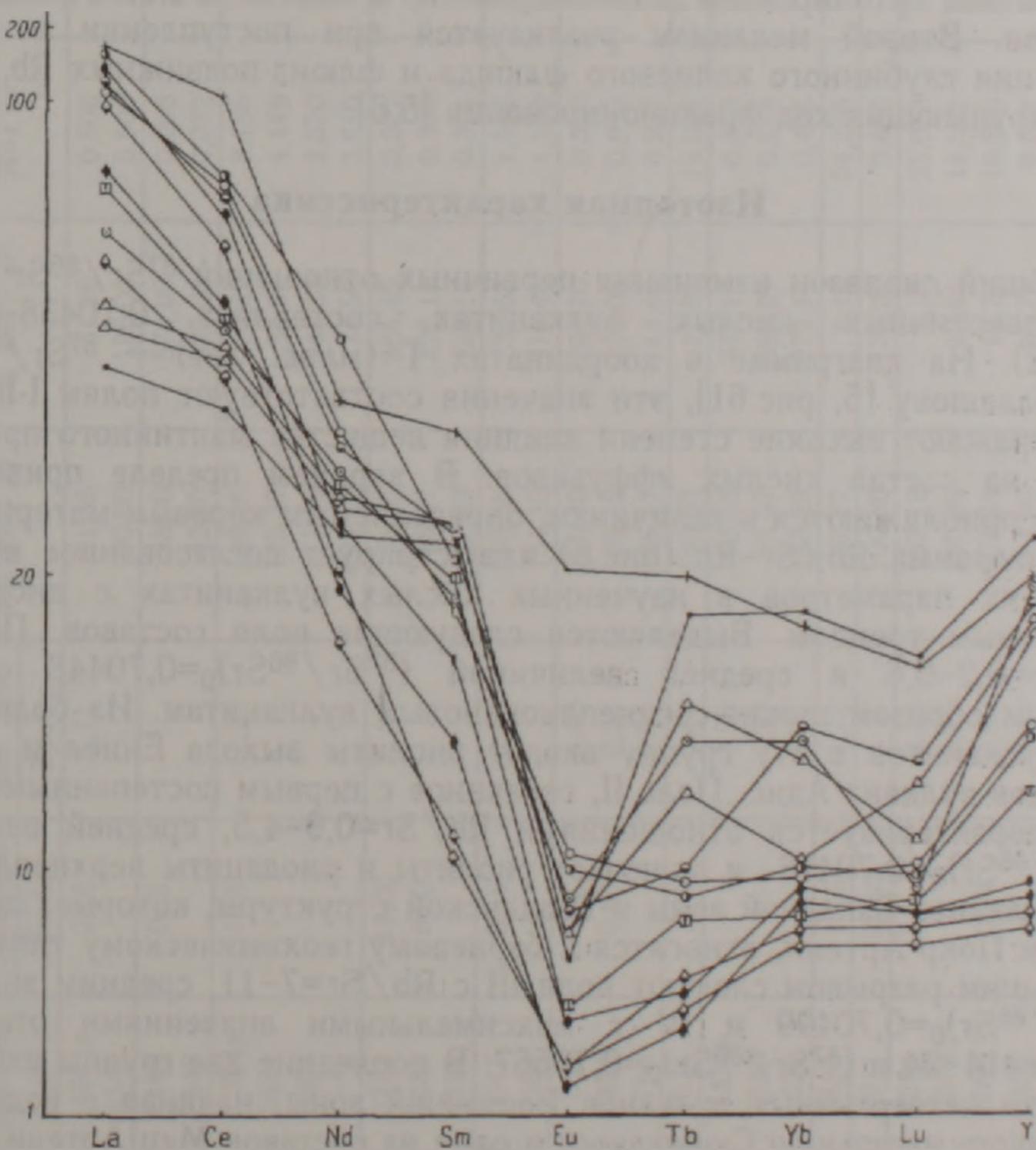


Рис 7. Нормализованное по хондриту [17] распределение РЗЭ в верхнеплиоцен-четвертичных обсидианах Армении [22]. Условные обозначения см на рис 1.

Для обсидианов Варденисской и Сюникской подзон уровень РЗЭ и Y самый низкий во всем ряду, что можно объяснить одной, низкой степенью плавления неистощенного субстрата и присутствием амфибола в кумулусе [15].

На том же графике (рис.7), по данным [13], приведен спектр РЗЭ в дацитах БАД серии Арагаца. Он резко отличается общим высоким содержанием лантаноидов и, что очень характерно, отсутствием Eu-минимума, унаследованным, видимо, от начальных базальт-андезитовых дифференциатов.

Особенности распределения и разная система корреляций микроэлементов в обсидианах различных зон (и подзон) согласуются с геохимическими различиями исходных субстратов плавления и с проявлением различных механизмов эволюции риолитовых магм. Первый из них является следствием минералогического контроля фаз, присутствующих в расплаве в качестве ликвидусных или кумулятивных кристаллов. Этот механизм реализуется при низкобарической (9–10 кбар) фракционной кристаллизации преимущественно лейкократовых фаз и при переходе в расплав компонентов, связанных с акцессорными минералами реститовой природы – граната, апатита, циркона, сфена, ильменита, ортита, монацита, которые в действительности установлены в изученных кислых вулканитах [10]. Доминирующими минералами фракционирования являются плагиоклаз и щелочной полевой шпат, к которым в исходных расплавах Западной зоны и Разданской структуры присоединяются в небольших количествах ортопироксен (клинопироксен) и биотит, а Восточной зоны – амфибол. Второй механизм реализуется при поступлении в область плавления глубинного калиевого флюида и флюид-подвижных Rb, Cs, Th (U), нарушающих ход фракционирования [5,6].

Изотопная характеристика

Общий диапазон изменения первичных отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в плиоцен-четвертичных кислых вулканитах составляет 0,70438–0,70636 (табл.2). На диаграмме в координатах T (млрд. лет) – $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ по Ю.А.Балашову [5, рис.61], эти значения соответствуют полям I-III, которые отражают высокие степени влияния вещества мантийного происхождения на состав кислых эффузивов. В верхнем пределе приведенные цифры приближаются к величинам, определяемым коровым материалом.

Диаграмма Rb/Sr–Rb (рис.8) иллюстрирует согласованное возрастание этих параметров в изученных кислых вулканитах с дискретным возрастным трендом. Выделяются следующие поля составов. Поле I с $\text{Rb}/\text{Sr}=0,2-0,6$ и средней величиной $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0=0,70448$ отвечает главным образом ниже-среднеплиоценовым вулканитам. Из более молодых вулканитов в эту группу входят риолиты выхода Ениел и один из образцов вулкана Адис. Поле II, связанное с первым постепенным переходом, характеризуется отношениями $\text{Rb}/\text{Sr}=0,9-4,5$, средней величиной $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0=0,70478$ и включает риолиты и риодациты верхнеплиоценовых вулканов Западной зоны и Разданской структуры, которые, за исключением Покр Артени, относятся к бариевому геохимическому типу. Далее с большим разрывом следуют поля III с $\text{Rb}/\text{Sr}=7-11$, средним значением $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0=0,70499$ и IV с максимальными значениями отношений $\text{Rb}/\text{Sr}=14-24$ и $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0=0,70567$. В последние две группы входят все риолиты четвертичных вулканов Восточной зоны, начиная с водораздела Гегамского нагорья до Сюникского и один из составов Мец Артени. Максимально высокие параметры отмечаются для риолитов вулкана Хорапор.

Содержания рубидия, стронция и изотопный состав стронция в новейших кислых вулканитах Армении

№	Образец*	Возраст в млн лет		Rb мкг/кг	Sr мкг/кг	Rb/Sr	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (атомн. отношения)	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$
		К-Аг	Треки						
1	4341a	2,10	1,71	91,65	181,36	0,506	1,47	$0,70459 \pm 9$	0,70455
2	4342			90,00	180,00	0,500	1,45	$0,70447 \pm 15$	0,70443
3	153	0-3		38,00	574,00	0,066	0,19	$0,70449 \pm 10$	-
4	642			42,00	585,00	0,072	0,21	$0,70432 \pm 17$	-
5	304a	1,25	1,20	138,26	16,89	8,186	23,74	$0,70610 \pm 25$	0,70569
6	3934			128,37	30,94	4,149	12,03	$0,70578 \pm 15$	0,70557
7	3954			111,36	43,23	2,570	7,47	$0,70565 \pm 27$	0,70552
8	2			124,40	34,50	3,610	10,47	$0,70445$	0,70435
9	3782	11,00		84,85	384,45	0,221	0,65	$0,70458 \pm 6$	0,70448
10	3387	6,00		85,47	226,11	0,378	1,09	$0,70468 \pm 30$	0,70459
11	3388			87,29	223,15	0,391	1,13	$0,70469 \pm 6$	0,70459
12	3547	0,55	0,33	53,56	33,63	1,596	4,63	$0,70476 \pm 30$	0,70473
13	2384			131,35	119,46	1,100	3,19	$0,70456 \pm 11$	0,70454
14	562		0,40	100,40	191,70	0,520	1,51	$0,70435$	0,70425
15	3833	0,65	0,33	108,12	109,03	0,992	2,88	$0,70439 \pm 6$	0,70439
16	765		0,90	105,17	113,43	0,927	2,68	$0,70441 \pm 15$	0,70438
17	3824		0,11	190,52	11,89	16,024	46,46	$0,70566 \pm 25$	0,70559
18	1870a		3,50	113,58	342,19	0,332	0,96	$0,70467 \pm 11$	0,70462
19	4380		4,20	96,97	352,89	0,274	0,79	$0,70444 \pm 8$	0,70439
20	1920		3,70	138,28	279,44	0,495	1,44	$0,70453 \pm 6$	0,70446
21	1880	1,75	1,72	197,77	8,15	24,266	70,37	$0,70811 \pm 28$	0,70636
22	3911	12,50		106,50	175,27	0,606	1,76	$0,70484 \pm 30$	0,70453
23	3864		0,30	187,18	8,13	23,023	66,77	$0,70583 \pm 30$	0,70555
24	3599		0,61	180,96	12,46	14,523	42,11	$0,70568 \pm 26$	0,70532
25	3594	0,43	0,60	201,84	12,70	15,893	46,09	$0,70593 \pm 9$	0,70553
26	3627		0,43	164,80	16,78	9,821	28,48	$0,70493 \pm 18$	0,70468
27	3636	0,90	0,64	241,90	22,60	10,704	31,04	$0,70522 \pm 17$	0,70489
28	3634			165,35	21,26	7,778	22,56	$0,70494 \pm 16$	0,70470

*Опись образцов – в примечании к табл. 1

Таким образом, в изученных кислых вулканитах от ранних фаз к поздним отношения Rb/Sr и $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$ последовательно возрастают. Поле V занимает крайнее левое положение на графике, отличаясь низкими величинами отношений $Rb/Sr=0,07$ и $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0=0,70449-0,70432$. Оно отвечает дацитам БАД серии вулкана Арагац, представляющим самостоятельную Rb-Sr систему.

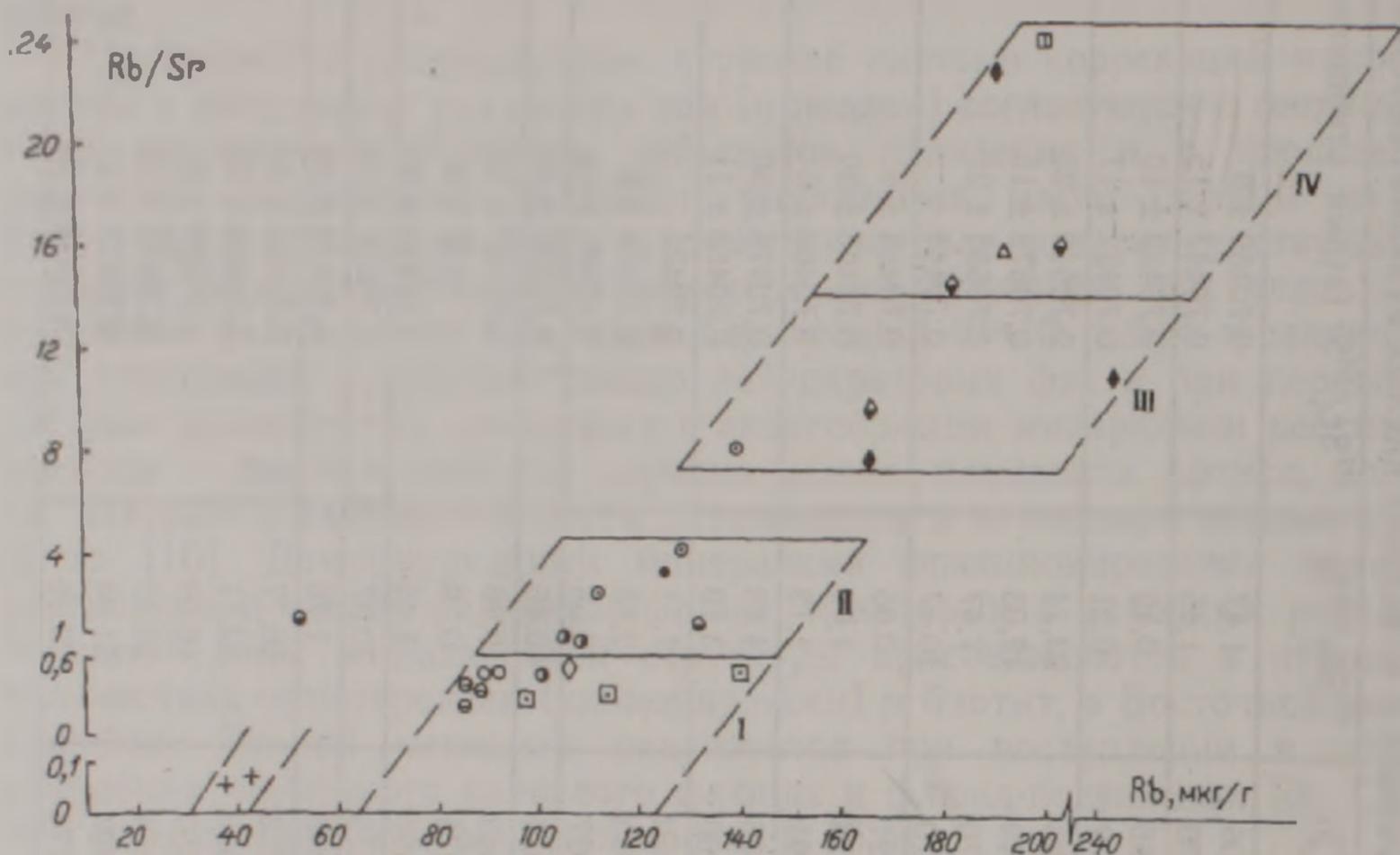


Рис.8. Соотношение Rb/Sr и Rb ($мкг/г$) в новейших кислых вулканитах Армении. Исходные данные – табл. 2. Условные обозначения см. на рис. 1. Пояснения в тексте.

Эволюция изотопного состава кислых вулканитов отражена на рис.9. Отчетливо выделяются два уровня отношений $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$ с разделом в области 0,7048 и несколько самостоятельных трендов с различными темпами возрастания отношений $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$ по мере падения содержания Sr. При этом убывание Sr имеет четкую возрастную направленность, отчего ниже-среднеплиоценовые вулканиты (тренд 1) оказываются обогащенными Sr в большей степени, чем непосредственно сменяющие их верхнеплиоценовые вулканиты Западной зоны и Разданской структуры (тренд 2). Отличительной особенностью трендов 1 и 2 является их пологий характер, определяемый ведущей ролью кристаллизации Ca-плагиоклаза (и щелочного полевого шпата). Из состава вулканитов Западной зоны выделяется группа образцов вулкана Мец Артени (тренд 3) с резким темпом возрастания $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$ при слабом убывании Sr. Появление этого самостоятельного тренда фиксирует нарушение изотопного равновесия, связанное с усвоением расплавом определенного количества радиогенного стронция. Наиболее молодые по возрасту риолиты Восточной зоны (тренд 4) характеризуются минимальными содержаниями Sr и узким диапазоном их вариаций на фоне скачкообразного возрастания отношений $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$, вследствие чего тренд приобретает субвертикальную ориентировку. Это объясняется проявлением независимого Rb-Sr источника, который формируется за счет привноса глубинных K-Rb флюидов, а также усвоения определенного объема осадочно-метаморфогенного материала.

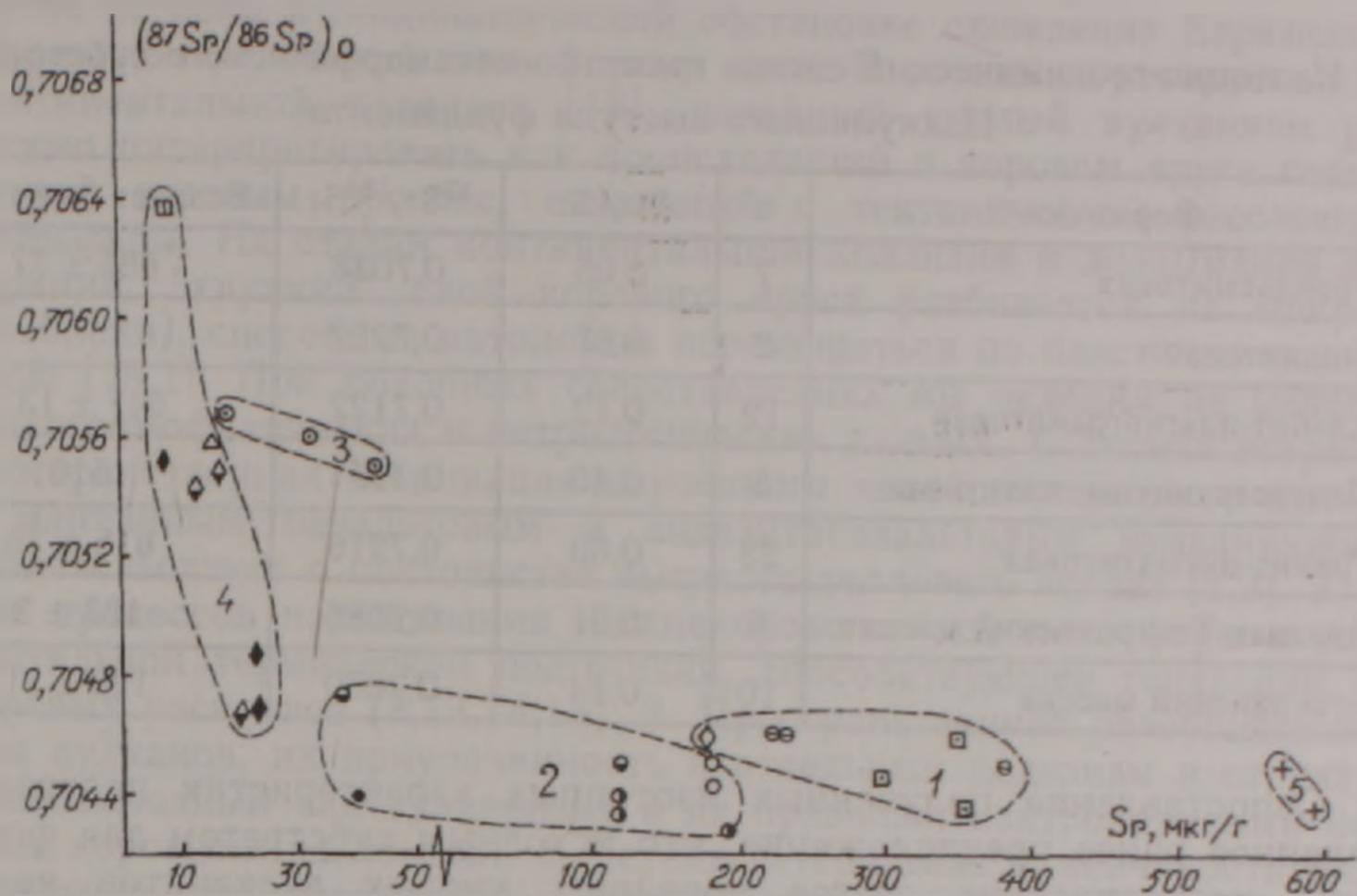


Рис 9. Соотношение первичных изотопных стронциевых отношений и Sr (мкг/г) в новейших кислых вулканитах Армении. Исходные данные – табл.2. Условные обозначения см. на рис.1. Пояснения в тексте.

Обособленное положение на рассматриваемой диаграмме занимают дациты БАД серии вулкана Арагац с максимально высокими содержаниями Sr и близкими к мантийным отношениями $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$.

Для выяснения петрогенетических соотношений между магматическими источниками новейших кислых вулканитов и залегающими в основании неовулканических зон породами гранитно-метаморфического фундамента, в табл.3 суммированы геохронологические и изотопно-геохимические данные по древним формациям Цахкуняцкого выступа и прорывающим их гранитоидным массивам [2,4,12]. Рассмотрение этих данных показывает, что сформировавшиеся в значительном возрастном интервале и претерпевшие несколько этапов гранитизации породы кристаллического фундамента отличаются низкими величинами Rb/Sr и высокими коровыми отношениями изотопов стронция, за исключением трондьемитов с мантийными значениями последних. Сочетание низких Rb/Sr и высоких $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ отношений фиксирует удаление щелочных элементов из пород фундамента при повторных этапах метаморфизма [5].

Из сравнения изотопных параметров пород гранитно-метаморфического фундамента Цахкуняцкого типа и новейших кислых риолитов следуют по крайней мере три вывода. 1. Магматические очаги кислых вулканитов непосредственно не наследуют Rb/Sr отношений пород фундамента. 2. Плавление исходных субстратов происходило в системе с вполне подвижными щелочными компонентами, привнос которых по времени близко совпадает с этим процессом. 3. Значительный темп роста Rb/Sr отношений в новейших кислых вулканитах может определяться по [5,20] максимальной возрастной разницей между ними и породами фундамента.

Таким образом, изученные кислые вулканиты по интенсивности изменений Rb/Sr величин относительно древнего гранитно-метаморфического субстрата и низкой степени накопления радиогенного Sr принадлежат к анатектической группе кислых расплавов, образование которых определяется воздействием глубинного вещества с привносом КИР элементов и молодым возрастом изотопного источника.

Изотопно-геохимический состав гранитно-метаморфического субстрата
Цахкуняцкого выступа фундамента

Формация	n	Rb/Sr	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	Возраст (млн лет)
Трондьемитовая	7	0,05	0,7038	685 ± 77
Филлитовая	8	0,87	0,7222	
Альбит-плагиогранитовая	12	0,12	0,7122	647 ± 137
Плагиогранит-мигматитовая	5	0,46	0,7154	610
Гранит-мигматитовая	23	0,68	0,7216	615 ± 36
Анкаван-Такарлинский массив	6	0,91	0,7086	135 ± 3
Агверанский массив	10	0,14	0,7050	128 ± 11

Сопоставление полученных изотопных характеристик подтверждает сделанное ранее предположение, что исходным субстратом для формирования магматических очагов новейших кислых вулканитов являются глубинные зоны континентальной коры, на уровне базит-гранулитовой фации метаморфизма [11]. Наиболее примитивные ниже-среднеплиоценовые вулканиты могли иметь исходным субстратом метаморфизованные основные эффузивы и интрузивы с низкими Rb/Sr отношениями или мафические гранулиты низких давлений. Последующее заметное повышение Rb/Sr значений и содержаний радиогенного стронция в верхнеплиоцен-четвертичных риолитах и риодацитах происходит, по-видимому, под влиянием нового этапа метаморфизма нижнекорового субстрата в период очередного подъема теплового фронта. Для этой возрастной группы исходный субстрат отвечает скорее всего породам гранулитовых фаций средних давлений, т.е. очаги плавления углубляются. В основании Западной вулканической зоны и Разданской структуры это может быть гранулитовая субфация с "сухим" плагиоклаз-пироксеновым парагенезисом, с усилением степени плавления в отдельных очагах в расплав переходили реститовые фазы – гранат, ортит (Покр Артени), циркон, ильменит, апатит (Гутансар, Адис), танталониобаты (Спитаксар, Гехасар) и другие акцессории. В основании Восточной зоны исходные субстраты представляют, по-видимому, более глубинную субфацию гранулитов с "водным" плагиоклаз-амфиболовым парагенезисом при участии реститовых фаз апатита и сфена. Однако, генетические различия между новейшими кислыми вулканитами отдельных зон (подзон и групп) связаны не только с вовлечением в плавление различных объемов осадочно-метаморфогенного материала, но главное – с участием "избыточных" интрателлурических K-Rb флюидов, нарушающих изотопное равновесие магматических систем [6]. Наибольший вклад этого источника предполагается для риолитовых очагов Восточной зоны. В Западной зоне и Разданской структуре его участие проявляется в обособленных очагах длительной эволюции, например, вулканов Мец Артени, Спитаксар и Гехасар.

Обсуждение результатов

Возрастная и геолого-тектоническая позиция кислого вулканизма восточной части Армянского нагорья определяется его сопряженностью с позднеколлизийным (позднеорогенным) этапом сводово-глыбового возды-

мания региона в геодинамической обстановке схождения Евразийской и Африкано-Аравийской литосферных плит. В рамках двухъярусной модели континентальной коллизии [18], новейший кислый вулканизм региона можно интерпретировать как происходящий в коровом ярусе геодинамической системы процесс, связанный с тектонической расслоенностью литосферы. На стадии континентальной коллизии и воздымания орогена верхний, "хрупкий" слой корового яруса разбивается на микроплиты (геоблоки), способные автономно перемещаться по пластичному нижнему слою [18,1]. При подобных сопоставлениях мы исходим из целого ряда геолого-геофизических и петрологических данных. 1. Тесная возрастная и пространственная ассоциация изученного новейшего кислого вулканизма с мантийным базальтовым и андезитобазальтовым вулканизмом, что свидетельствует о постоянстве высокого теплового потока [1,3]. 2. Усиление процессов наращивания нижнекорового слоя литосферы в условиях длительной термической подготовки, способствующей генерации кислых коровых расплавов [3,13,14,18]. 3. Пространственная разобщенность кислых вулканов, их приуроченность к отдельным подзонам и структурам и многовыходный тип вулканизма в их пределах, контролируемый неглубокими коровыми разломами. 4. Четкая латеральная изменчивость изотопно-геохимических параметров в направлении с СЗ на ЮВ как отражение гетерогенности исходных субстратов и возрастания глубины их залегания. 5. Эвтектический характер и близповерхностные уровни формирования расплавов в условиях локального анатексиса, отвечающих зоне устойчивости плагиоклаза (9–10 кбар).

Геохимические особенности изученных кислых вулканитов отражены на тектоно-магматических дискриминационных диаграммах Та–Уб (рис.10) и Rb–Уб+Та (рис.11). На первом из них видны разноуровневые самостоятельные тренды, расположенные в поле синколлизийных гранитов и четко переходящие в поле внутриплитных. На рис.11 также обнаруживается дискретность составов и переход из поля островодужных в поле внутриплитных гранитов. Из сравнения обоих графиков становится очевидной особая позиция точек составов вулканитов Покр Артени и водораздела Гегамского нагорья, попадающих в поле внутриплитных кислых магматитов. На тригонограмме Rb/30–Hf–Тах3 (рис.12) изученные кислые вулканиты четко локализируются в поле поздне-постколлизийных гранитов и риолитов. При этом составы риолитов водораздела Гегамского нагорья смещаются к границе внутриплитных пород за счет высокого содержания Та. Кислые вулканиты Разданской структуры располагаются вдоль той же границы, но за счет смещения к Hf(Zr) углу диаграммы.

О позднеколлизийной природе новейших риолитовых вулканитов Армении свидетельствуют величины дискриминантных отношений $Th \times 100 / Zr = 10-49$, $Nb \times 100 / Zr = 14-114$, $Th / Yb = 4-30$, $Ta / Yb = 0,8-3,1$, $Nb / U = 2,2-5,1$. Приведенные отношения четко возрастают в направлении с СЗ на ЮВ, при переходе от Западной зоны к Разданской структуре и далее к Восточной зоне. В целом эти цифры в 2-5 раз превышают уровень накопления данных элементов в кислых вулканитах островных дуг и соответствуют таковым континентально-рифтовых зон [6,20,25].

Индикаторные геохимические признаки, в частности, экстремально повышенные содержания Та и Nb, установленные для вулканов Гехасар и Спитаксар, Zr и Hf – для вулканов Гутансар и Джрабер, Y – для вулкана Покр Артени определяются близкими к внутриплитным тектоническими условиями – развитием рифтообразующих напряжений, возрастанием глубины магмообразования, вовлечением в плавление остаточных тугоплавких фаз и быстрым подъемом расплавов к поверхности. С процессами растяжений на нижнекоровых уровнях формирования магм можно связы-

Изотопно-геохимический состав гранитно-метаморфического субстрата
Цахкуняцкого выступа фундамента

Формация	n	Rb/Sr	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	Возраст (млн лет)
Трондьемитовая	7	0,05	0,7038	685 ± 77
Филлитовая	8	0,87	0,7222	
Альбит-плагиогранитовая	12	0,12	0,7122	647 ± 137
Плагиогранит-мигматитовая	5	0,46	0,7154	610
Гранит-мигматитовая	23	0,68	0,7216	615 ± 36
Анкаван-Такарлинский массив	6	0,91	0,7086	135 ± 3
Агверанский массив	10	0,14	0,7050	128 ± 11

Сопоставление полученных изотопных характеристик подтверждает сделанное ранее предположение, что исходным субстратом для формирования магматических очагов новейших кислых вулканитов являются глубинные зоны континентальной коры, на уровне базит-гранулитовой фации метаморфизма [11]. Наиболее примитивные ниже-среднеплиоценовые вулканиты могли иметь исходным субстратом метаморфизованные основные эффузивы и интрузивы с низкими Rb/Sr отношениями или мафические гранулиты низких давлений. Последующее заметное повышение Rb/Sr значений и содержаний радиогенного стронция в верхнеплиоцен-четвертичных риолитах и риодацитах происходит, по-видимому, под влиянием нового этапа метаморфизма нижнекорового субстрата в период очередного подъема теплового фронта. Для этой возрастной группы исходный субстрат отвечает скорее всего породам гранулитовых фаций средних давлений, т.е. очаги плавления углубляются. В основании Западной вулканической зоны и Разданской структуры это может быть гранулитовая субфация с "сухим" плагиоклаз-пироксеновым парагенезисом; с усилением степени плавления в отдельных очагах в расплав переходили реститовые фазы – гранат, ортит (Покр Артени), циркон, ильменит, апатит (Гутансар, Адис), танталониобаты (Спитаксар, Гехасар) и другие акцессории. В основании Восточной зоны исходные субстраты представляют, по-видимому, более глубинную субфацию гранулитов с "водным" плагиоклаз-амфиболовым парагенезисом при участии реститовых фаз апатита и сфена. Однако, генетические различия между новейшими кислыми вулканитами отдельных зон (подзон и групп) связаны не только с вовлечением в плавление различных объемов осадочно-метаморфогенного материала, но главное – с участием "избыточных" интрателлурических K-Rb флюидов, нарушающих изотопное равновесие магматических систем [6]. Наибольший вклад этого источника предполагается для риолитовых очагов Восточной зоны. В Западной зоне и Разданской структуре его участие проявляется в обособленных очагах длительной эволюции, например, вулканов Мец Артени, Спитаксар и Гехасар.

Обсуждение результатов

Возрастная и геолого-тектоническая позиция кислого вулканизма восточной части Армянского нагорья определяется его сопряженностью с позднеколлизийным (позднеорогенным) этапом сводово-глыбового возды-

мания региона в геодинамической обстановке схождения Евразийской и Африкано-Аравийской литосферных плит. В рамках двухъярусной модели континентальной коллизии [18], новейший кислый вулканизм региона можно интерпретировать как происходящий в коровом ярусе геодинамической системы процесс, связанный с тектонической расслоенностью литосферы. На стадии континентальной коллизии и воздымания орогена верхний, "хрупкий" слой корового яруса разбивается на микроплиты (геоблоки), способные автономно перемещаться по пластичному нижнему слою [18,1]. При подобных сопоставлениях мы исходим из целого ряда геолого-геофизических и петрологических данных. 1. Тесная возрастная и пространственная ассоциация изученного новейшего кислого вулканизма с мантийным базальтовым и андезитобазальтовым вулканизмом, что свидетельствует о постоянстве высокого теплового потока [1,3]. 2. Усиление процессов наращивания нижнекорового слоя литосферы в условиях длительной термической подготовки, способствующей генерации кислых коровых расплавов [3,13,14,18]. 3. Пространственная разобщенность кислых вулканов, их приуроченность к отдельным подзонам и структурам и многовыходный тип вулканизма в их пределах, контролируемый неглубокими коровыми разломами. 4. Четкая латеральная изменчивость изотопно-геохимических параметров в направлении с СЗ на ЮВ как отражение гетерогенности исходных субстратов и возрастания глубины их залегания. 5. Эвтектический характер и близповерхностные уровни формирования расплавов в условиях локального анатексиса, отвечающих зоне устойчивости плагиоклаза (9–10 кбар).

Геохимические особенности изученных кислых вулканитов отражены на тектоно-магматических дискриминационных диаграммах Ta–Yb (рис.10) и Rb–Yb+Ta (рис.11). На первом из них видны разноуровневые самостоятельные тренды, расположенные в поле синколлизийных гранитов и четко переходящие в поле внутриплитных. На рис.11 также обнаруживается дискретность составов и переход из поля островодужных в поле внутриплитных гранитов. Из сравнения обоих графиков становится очевидной особая позиция точек составов вулканитов Покр Артени и водораздела Гегамского нагорья, попадающих в поле внутриплитных кислых магматитов. На тригонограмме Rb/30–Hf–Ta×3 (рис.12) изученные кислые вулканиты четко локализируются в поле поздне-постколлизийных гранитов и риолитов. При этом составы риолитов водораздела Гегамского нагорья смещаются к границе внутриплитных пород за счет высокого содержания Ta. Кислые вулканиты Разданской структуры располагаются вдоль той же границы, но за счет смещения к Hf(Zr) углу диаграммы.

О позднеколлизийной природе новейших риолитовых вулканитов Армении свидетельствуют величины дискриминантных отношений $Th \times 100 / Zr = 10-49$, $Nb \times 100 / Zr = 14-114$, $Th / Yb = 4-30$, $Ta / Yb = 0,8-3,1$, $Nb / U = 2,2-5,1$. Приведенные отношения четко возрастают в направлении с СЗ на ЮВ, при переходе от Западной зоны к Разданской структуре и далее к Восточной зоне. В целом эти цифры в 2-5 раз превышают уровень накопления данных элементов в кислых вулканитах островных дуг и соответствуют таковым континентально-рифтовых зон [6,20,25].

Индикаторные геохимические признаки, в частности, экстремально повышенные содержания Ta и Nb, установленные для вулканов Гехасар и Спитаксар, Zr и Hf – для вулканов Гутансар и Джрабер, Y – для вулкана Покр Артени определяются близкими к внутриплитным тектоническими условиями – развитием рифтообразующих напряжений, возрастанием глубины магмообразования, вовлечением в плавление остаточных тугоплавких фаз и быстрым подъемом расплавов к поверхности. С процессами растяжений на нижнекоровых уровнях формирования магм можно связы-

вать поступление K-Rb интрателлурических флюидов, участвующих в перераспределении компонентов в процессе плавления.

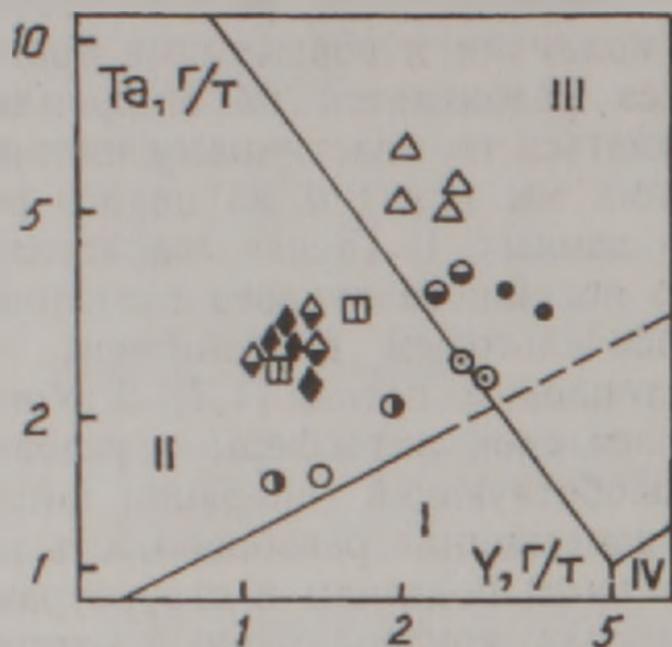


Рис 10. Ta-Y дискриминационная диаграмма для верхнеплиоцен-четвертичных обсидианов Армении [22]. Поля кислых магматических пород разных геодинамических обстановок по [24]: I – островных дуг; II – синколлизийных обстановок; III – внутриплитных обстановок; IV – океанических хребтов. Условные обозначения см. на рис. 1.

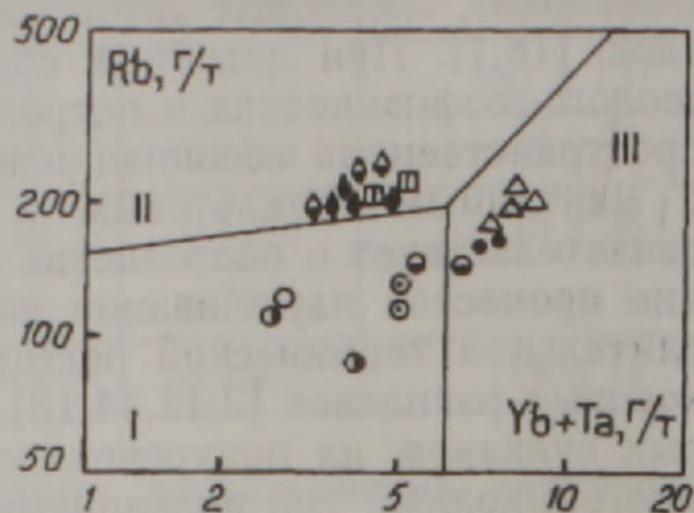


Рис 11. Rb-Yb+Ta дискриминационная диаграмма для верхнеплиоцен-четвертичных обсидианов Армении [22]. Поля кислых магматических пород I, II и III соответствуют полям на рис. 10. Условные обозначения см. на рис. 1.

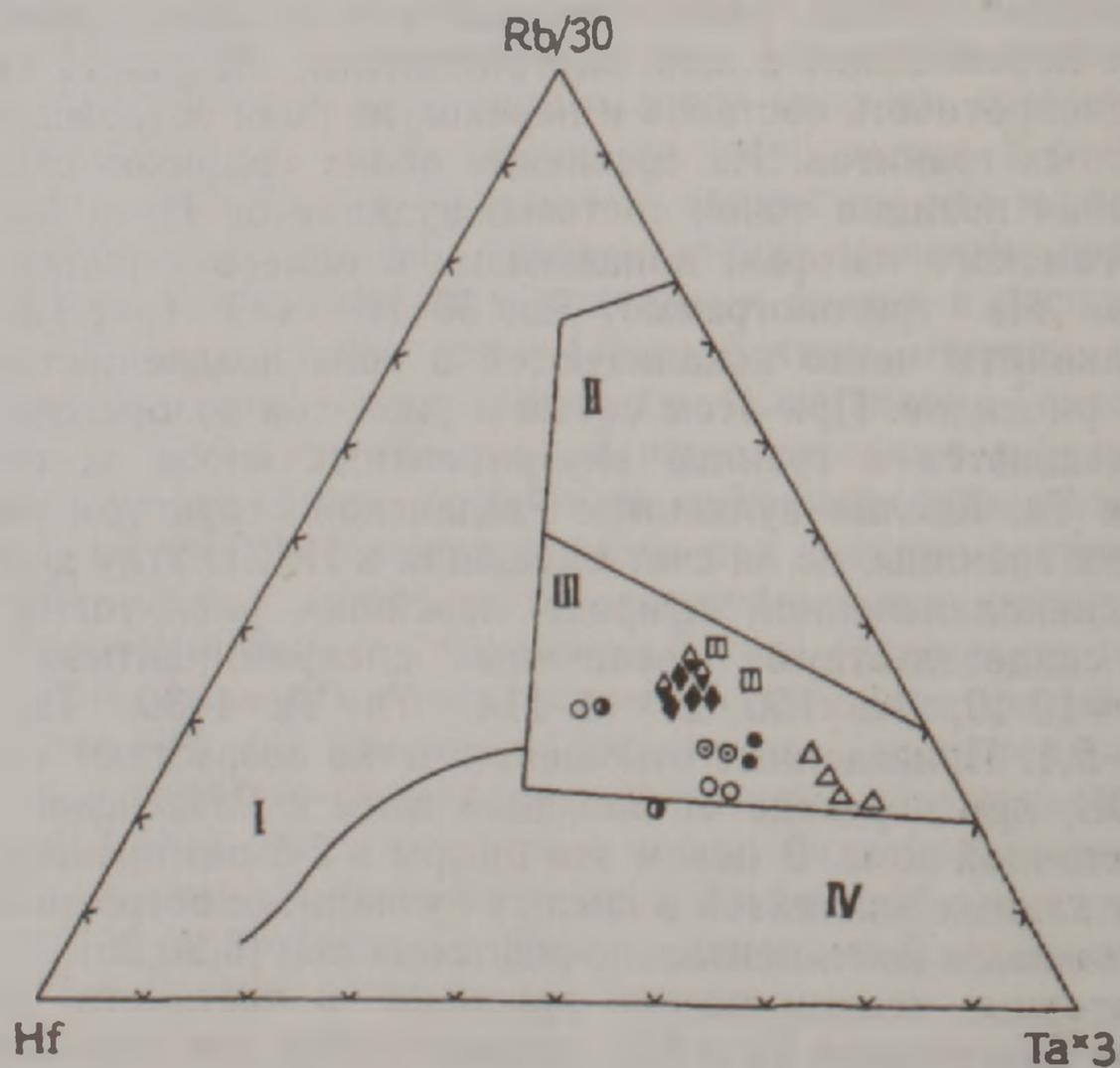


Рис 12. Rb/30-Hf-Ta*3 дискриминационная диаграмма для верхнеплиоцен-четвертичных обсидианов Армении [22]. Поля кислых магматических пород разных геодинамических обстановок по [21]: I – островных дуг; II – синколлизийных обстановок; III – поздне-постколлизийных обстановок; IV – внутриплитных обстановок. Условные обозначения см. на рис. 1.

Разделение новейших кислых вулканитов Армении на два геохимических типа (рис.3) соотносится с их принадлежностью к различным генетическим классам по Б.Чеппелу и А.Уайту. Вулканиты бариевого геохимического типа (Западная зона, Разданская структура) относятся к I-классу, вулканиты рубидиевого типа (Восточная зона) – к S-классу. Геохимические параметры, уровень $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ отношений и диапазон их вариаций в первом случае соответствуют образованию за счет субстратов типа многократно метаморфизованных (и гранитизированных) базитов, связанных с истощенными источниками, во втором – за счет субстратов, прошедших цикл осадочной дифференциации и переработки внутрикоровыми процессами и связанных с обогащенными источниками.

Заклучение

Проявленный на плиоцен-четвертичном этапе континентальной коллизии Афро-Аравийской и Евразийской плит кислый вулканизм Армении развивается в условиях тектонической и термальной активности мантийных очагов и связан с процессами локального анатексиса в нижнекоровых зонах метаморфизма маловодных фаций. В автономных очагах неовулканических зон за счет разнородных и разноглубинных субстратов при участии мантийных флюидов, приносящих в систему калий и литофильные элементы, формируются предельные по кремнекислотности риолитовые расплавы эвтектического характера. Дискретность изменчивости изотопно-геохимических параметров, возрастная и латеральная зональность составов определяются минеральными фазами, степенью плавления и различным характером обогащения исходных субстратов. Общий возрастной тренд указывает на последовательное вовлечение в плавление более обогащенных рубидием и радиогенным стронцием компонентов.

Установленные закономерности изотопно-геохимической эволюции составов кислых вулканитов Армении могут иметь общее значение при анализе континентально-коллизионного вулканизма смежных регионов и Средиземноморского пояса с его мозаикой геоблоков и сложным сочетанием тектонических напряжений сжатия и растяжения.

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

ՀԱՅԱՍՏԱՆԻ ՆՈՐԱԳՈՒՅՆ ՌԻՈԼԻՏԱՅԻՆ ՀՐԱԲԽԱՅԻՆ ԱՊԱՐՆԵՐԻ ՌՈՒԲԻԴԻՅՈՒՄ-ՍՏՐՈՆՅԻՈՒՄԱՅԻՆ ԻՋՈՏՈՊԱՅԻՆ ԿԱԶՄԸ ԵՎ ՆՐԱՆՑ ԵՐԿՐԱՔԻՄԻԱԿԱՆ ԱՌԱՆՁՆԱՀԱՏԿՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԸ

Բ. Մ. Մելիքսեթյան, Ս. Հ. Կարապետյան,
Ռ. Խ. Ղուկասյան, Ա. Խ. Մնացականյան

Ա մ փ ո փ ու մ

Ընթերցողի ուշադրութեանը ներկայացվող հոդվածում առաջին անգամ իրագործված ստրոնցիումի իզոտոպային կազմի համակարգված որոշումների և նոր երկրաքիմիական տվյալների հիման վրա քննարկվում են Հայաստանի նորագույն թթու հրաբխային ապարների ձևավորման ապարածագումնաբանական ասպեկտները մայրցամաքային-կոլլիզիոն երկրադինամիկ իրադրության պայմաններում: Առանձնացվում են ուղիղների, տարածութեան մեջ միմյանցից անջատ, բարիոմային և ուրբիդիումային երկրաքիմիական տարատեսակները: Բացահայտվել են

$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ սկզբնական հարաբերության փոփոխման միջակայքի հետևյալ սահմանները՝ 0,70438-0,70636: Իզոտոպային-երկրաբանական պարամետրերի հասակային և լատերալ փոփոխությունները որոշվում են ելակետային միջավայրերի զանազանությամբ և նրանց հալման աստիճանով: Ռիոլիտային հալոցքների աստիճանական զարգացման մեխանիզմներն են հանդիսանում տարակազմ սխալիկ նյութի վերահալումը և ցածր ճնշումային ֆրակցիոն բյուրեղացումը մեկուսացած մագմատիկ օջախներում: Հաստատվում է նորագույն ուիոլիտների ստորին կեղևային միջավայրում անատեկտիկ առաջացման մոդելը՝ էվտեկտիկ հալոցքների ձևավորումը ալկալիների նկատմամբ բաց համակարգում խորքային շարժուն K-Rb ֆլուիդների մասնակցությամբ:

RUBIDIUM/STRONTIUM ISOTOPIC COMPOSITION AND GEOCHEMICAL PECULIARITIES OF NEWEST RHIOLITIC VOLCANITES OF ARMENIA

B. M. Meliksetyan, S. H. Karapetyan,
R. Kh. Ghoukasyan, A. Kh. Mnatsakanyan

A b s t r a c t

The petrogenetic aspects of forming of newest acidic volcanites of Armenia in a continental-collision geodynamic situation are discussed on the basis of the classified determination of the isotopic composition and new geochemical data, which was carried out for the first time. Spatially separated barium and rubidium geochemical types of rhyolites were revealed. The variation interval of the primary $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratio was found to be from 0.70438 to 0.70636. Age and lateral variations of isotopic and geochemical parameters were determined by differences of initial substrates and their melting extent. The basic mechanisms of rhyolitic melt evolution were the remelting of heterogeneous sialitic materials and low-pressure fraction crystallization in isolated magmatic chambers. These facts confirm the model of lower-crust anatexic origin of newest rhyolites with formation of eutectic melts and participation of deep-horizon mobile K-Rb fluids in a system open with respect to alkalines.

ЛИТЕРАТУРА

1. Абрамович И.И., Клушин И.Г. Геодинамика и металлогения складчатых областей. Л.: Недра, 1987, 247 с.
2. Агамалян В.А., Гукасян Р.Х., Багдасарян Г.П. Докембрийская трондьемитовая формация Армении. Изв. НАН РА, Науки о Земле, 1997, т. L, №3, с 12-21.
3. Асланян А.Т., Ширинян К.Г., Карапетян С.Г. Петрогенетические аспекты новейшего вулканизма Тавро-Кавказского орогена // Докл. сов. геологов, МГК, XXVI сессия, т.Петрология, М.: Наука, 1980, с.58-66.
4. Багдасарян Г.П., Гукасян Р.Х. Геохронология магматических, метаморфических и рудных формаций Армянской ССР. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1985, 291 с.
5. Балашов Ю.А. Изотопно-геохимическая эволюция мантии и коры Земли. М.: Наука, 1985, 221 с.
6. Геохимическая типизация магматических и метаморфических пород Камчатки // Пузанков Ю.М., Волынец О.Н., Селиверстов В.А и др. Тр. Ин-та геологии и геофизики, вып.390. Новосибирск: Изд. СО АН СССР, 1990, 259 с.
7. Гукасян Ю.Г. Петрохимия верхнеплиоцен-четвертичных вулканических образований Арагацского вулканического массива. Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1985.

- т. XXXVIII, №2, с.28-36.
8. **Джербашян Д.С.** Петрогенетические особенности формирования известково-щелочной серии вулкана Арагац (Армянская ССР). В кн.: *Geologicky Zbrnik – Geologica Carpatica*, 38, 2. Bratislava, 1987. S. 249-256.
 9. **Карапетян С.Г.** Особенности строения и состава новейших липаритовых вулканов Армянской ССР. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1972, 196 с.
 10. **Карапетян С.Г., Меликсетян Б.М.** Особенности распределения акцессорных минералов и микроэлементов в новейших липарит-дацитовых вулканитах Армянской ССР. Зап. Арм. отд. Всес. мин. об-ва, вып.5, Ереван: Изд. АН АрмССР, 1972, с 89-109.
 11. **Меликсетян Б.М., Карапетян С.Г.** Геохимия редких и рудных элементов в новейших кислых вулканитах Армянской ССР. Изв. АН АрмССР. Науки о Земле, 1981, т. XXXIV, №4, с.28-48.
 12. **Меликсетян Б.М., Баста М.С., Гукасян Р.Х.** Изотопные рубидий-стронциевые исследования и возраст гранитоидов Аравийско-Нубийского щита и Армяно-Иранского мезоконтинента. Изв. НАН РА, Науки о Земле, 1993, т. XLVI, №1, с.8-22.
 13. Петрологическое изучение магматических ассоциаций коллизионных обстановок // **Остроумова А.С., Станкевич Е.К., Центрер И.Я., Соболев А.О., Путинцев А.В.** М.: Роскомнедра, ВСЕГЕИ, Геокарт, 1995, 217 с.
 14. **Попов В.С., Семина В.А., Николаенко Ю.С.** Геохимия новейших вулканитов Кавказа и их происхождение // Геохимия континентального вулканизма. Глава 5. М.: Наука, 1987, с.143-231.
 15. **Тарни Дж., Уивер Б., Друри С.А.** Геохимия архейских трондьемитовых и тоналитовых гнейсов Шотландии и Восточной Гренландии // Трондьемиты, дациты и связанные с ними породы. Глава 8. М.: Мир, 1983, с 204-222.
 16. **Таусон Л.В.** Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов. М.: Наука, 1974, 279 с.
 17. **Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М.** Континентальная кора, ее состав и эволюция. М.: Мир, 1988, 379 с.
 18. **Хаин В.Е., Лобковский Л.И.** Об особенностях формирования коллизионных орогенов. Геотектоника, 1990, №6, с.20-31.
 19. **Эварт А.** Минералогия и химизм третичных и современных дацитовых, латитовых, риолитовых и родственных салических вулканитов // Трондьемиты, дациты и связанные с ними породы. Глава 2. М.: Мир, 1983, с.19-98.
 20. Эволюция магматизма в истории Земли // Магматические горные породы М.: Наука, 1987, 437 с.
 21. **Harris N.B.W., Pearce J.A., Tindle A.G.** Geochemical characteristics of collision-zone magmatism. In: "Collision tectonics", M.P.Coward and A.S.Reis eds., Spec. Publ. Geol. Soc., 19, 1987, p.67-81.
 22. **Keller J., Djerbashian R., Karapetian S., Pernicka E., Nasedkin V.** Armenian and Caucasian obsidian occurrences as sources for the Nelitic trade: volcanological setting and chemical characteristics. *Archaeometry-94. The Proceedings of the 29th International Symposium on Archaeometry*, Ankara, Tubitak, 1994, p.69-86.
 23. **Norman M.D., Leeman W.P., Mertzman S.A.** Granites and rhyolites from the northwestern USA: temporal variation in magmatic processes and relations to tectonic setting. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh, Earth Sciences*. 83, 1992, p.71-81.
 24. **Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G.** Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *J. Petrol.*, v.25, 1984, p.956-983.
 25. **Rottura A., Del Moro A., Caggianelli A., Barcosi G.M., Gasparotto G.** Petrogenesis of the Monte Croce granitoids in the Southern Alps, Italy. *Eur. J. Mineral.*, v.9, №6, 1997, p.1293-1310.