

12. Багдасарян Г.П., Гукасян Р.Х. Геохронология магматических, метаморфических и рудных формаций Армянской ССР. Ереван: Изд.АН АрмССР, 1985, 291 с.
13. Белов А.А., Соколов С.Д. Реликты мезозойской океанической коры среди кристаллических комплексов Мисханского массива Армении. — Сов. геология, 1973, №8, с.26-42.
14. Баласаян С.И. Основные черты магматизма Армении. Ереван: Изд. "Митк", 1967, 487 с.
15. Магди Сами Баста. Сравнительная характеристика гранитоидного магматизма кристаллического фундамента Египта и Армении. Автореф. дисс. на соиск. уч. ст. канд. геол.-мин. наук, Ереван, 1993, 24 с.
16. Назарян А.Е. О возрастном расчленении интрузивного комплекса Цахкуняцкого хребта. Ереван: Научные Тр. Ер.Гос.ун-та, 1961, с.39-52.
17. Паффенгольд К.Н. Очерк магматизма и металлогении Кавказа. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1970, 435 с.
18. Чибухчян З.О. Интрузивные комплексы Арзаканского кристаллического массива. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1985, 183 с.
19. Greenberg J.K. Characteristics and origin of Egyptian younger granites: summary. Bull. Geol. Soci. Am. 1981, 92, p.224-232.
20. Hashad A.H., Hassan M.A. On the validity of an ensimatic island arc cratonisation model of the Egyptian shield. Ann. Geol. Surv. Egypt, 1979, 9, p.70-80.
21. Kennedy W.B. The structural differentiation of Africa in the Pan-African tectonic episode. In: 8-th Ann. Sci. Rep. Afr. Geol. Res. Inst., Univ. of Leed, 1964, p.48-49.

Известия НАН РА, Науки о Земле, 2000, LIII, №1-2, 54-61

ЗАКОНОМЕРНОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ШАРОВО-ПОДУШЕЧНЫХ ЛАВ И РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ПЕТРОГЕННЫХ ЭЛЕМЕНТОВ В НИХ

© 2000 г. Г. А. Казарян

*Институт геологических наук НАН РА
375019 Ереван, пр. Маршала Баграмяна, 24а, Республика Армения
Поступила в редакцию 20.11.98.*

Пиллоу-лавы различных возрастных групп вулканических пород Армении формировались в субмаринных условиях. Петрогенные элементы в шарах и морских подводных лавовых потоках распределены неравномерно, что обусловлено воздействием соленой воды и механической дифференциацией течения расплава.

Пиллоу-лавы характерны для субмаринных излияний геологически прошлых и современных извержений в различных геодинамических обстановках [11,13,21 и др.]. Некоторые из них часто параллелизуются со спилитами, о происхождении которых имеются разные, порой противоположные взгляды [20].

Пиллоу-лавы характерны для большинства мезокайнозойских эффузивов Армении, сформировавшихся в субмаринных условиях. Рассматриваемые в статье шаровые лавы разного возраста и формационной принадлежности нами были установлены в ряде мест Республики: в составе нижне-среднеюрской вулканогенной толщи Сомхето-Карабахской структурно-формационной зоны в Алавердском районе- средняя часть старой дороги Н. Ахтала-В. Ахтала, в Тавушском- в 1.5-2.0 км к

востоку от пос.Берд, в Красносельском- на восточной окраине с.Ариванист, в Кафанском- у с.Шикахох, в НКГ- у моста шоссейной дороги через р.Тертер, в 3.0 км к северу от с.Вагуас и других районах Азербайджана [7]; в верхнеюрских-нижнемеловых островодужных вулканогенных толщах офиолитовых зон; в Севанской зоне- в толеитовых базальтах месторождения Тигранаберд и трахибазальтах на ю.-з. склоне горы Саринар и горном массиве Чах-чах Базумского хребта; в Вединской зоне- гиалобазальтах у разв. с Азизкенд, трахибазальтах в долине р.Хосров, в районе г.Ерах, на восточной окраине с.Ехегис в Вайке; в палеогеновых эффузивных толщах Анкаван-Зангезурской структурно-формационной зоны- в нижнеэоценовых базальтах ю.-з. склона Севанского хребта в 3.0 км к востоку от с.Артаниш, на северном склоне Восточно-Севанского хребта, в 6.0 км к югу от с.В.Шоржа; среднего эоцена- в 1.0 км к югу от с.Айрк (Восточно-Севанский хребет), в Вайке- в среднем течении р.Ехегис и верховьях р.Арпа напротив с.Гндеваз; неогеновых вулканитах- в рифтогенных анальцимовых тефритах Западного Вайка (между с.с.Ринд и Ахавнадзор). По данным Харазяна [15], новейшие долеритовые пиллоу-лавы развиты в долине р.Дзорагет.

Наблюдения показывают, что форма и размерность шаров пиллоу-лав зависят от состава магматического расплава. В диабазах пиллоу-лав контрастной толеит-плагиориолитовой (КТПР) серии Тигранабердского месторождения (Севанская офиолитовая зона) размеры шаров идеальной формы, варьируют от мельчайших до 25-30 см в радиусе. Относительно крупные "шары", обычно сплюснутые, с верхней выпуклой "сфероидной" поверхностью и вогнутой нижней, имеют размеры до 1.2-1.5 м по горизонтали и 0.7-0.8 м – по вертикали; для них больше подходит название "подушки". Придонная зона потока пиллоу-лав КТПР серии обычно представлена маломощным слоем гиалокластитов [5].

Амигдалоидные трахибазальтовые пиллоу-лавы трахибазальт-трахитовой (ТБТ) серии г.Шекасар (Саринар), с.с.Гукарич, Авазан (Севанская офиолитовая зона), ядра Тексарской антиклинали (Вайк), гиалобазальты басс. р. Веди имеют морфологически иную форму и размерность. "Шары" в них отчетливо вытянутые, грушевидные и баллонообразные, длиной до 1.5-2.0 м, с диаметром 0.7-0.8 м и ориентированы согласно с направлением течения потока. Неогеновые анальцимовые тефриты трахибазальт-трахиандезитовой формации Западного Вайка [1] во фронтальной части потока (восточная окраина развалин с.Ринд) представлены высокоамигдалоидными пиллоу-лавами с продолговатыми, баллонообразными обособлениями.

Шаровые образования, как правило, слагают фронтальную часть лавовых потоков, с мощностью от нескольких до 25-30 м и редко больше, соразмерной с толщиной потока. Во второй половине фронтальной части шаровой зоны, под пиллоу-лавами залегают массивные лавы, мощность которых по мере убывания объема шаровых обособлений увеличивается. Шаровая отдельность пород по простиранию потока прослеживается на расстоянии первых сотен метров по всему фронту, в тыловой части она становится слабовыраженной и постепенно переходит в пластообразное тело с мелкобугристой поверхностью.

Наружная, закаленная корка диабазовых шаров КТПР серии мощностью 1.5-2.0 см стекловатая, бурого цвета, ниже которой следует светло-зеленая зона и далее собственно в ядре – серо-зеленая, мелкозернистая. Породы закаленной корки афировые с вариолями до 0.5 мм, состоящими из светлого и прозрачного вулканического стекла с пучкообразно-расходящимися микролитами, создающими афанито-вариолитовую структуру. Редкие микровкрапленники плагиоклаза альби-

тизированы, пелитизированы и карбонатизированы. Мелкие (до 0,5 мм) миндалины с хлоритом, реже кварцем, придают породе микропятнистый характер. Породы ядра шаров имеют спилитовую, переходящую в субдиабазовую структуру: в криптокристаллической массе, сложенной вулканическим стеклом (40-45%), беспорядочно рассеяны микровкрапленники плагиоклаза (№52-53), в промежутках которых расположены мелкие зерна клинопироксена.

В высокоамигдалоидных (более 25% миндалин) трахибазальтовых шарах ТБТ серии миндалины имеют закономерное, концентрично-полосчатое распределение, с отчетливым скоплением у верхней кромки шаров. Размерность карбонатных, хлоритовых или цеолитовых миндалин от 0,05 мм краевой зоны шаров к ядру увеличивается до 3,0-5 мм, с соразмерным сокращением их количества. Зональное распределение миндалин придает шарам своеобразную полосчатость, повторяющую сферическую поверхность тел. В придонной части несколько сплюснутых шаров (Тексарская антиклиналь) и у подошвы потоков трахибазальтов развиты суживающиеся по вертикали стержневидные карбонатные тельца длиной до 6-8 см и толщиной до 1,0 см. На поперечных разрезах шаров видны радиальные, иногда заполненные карбонатом трещины, разделяющие их на клинообразные сегменты. Среди высокоамигдалоидных титанавгит-керсутитовых трахибазальтов Ерахской антиклинали с карбонат-хлорит-цеолитовыми миндалинами отмечаются шары, в которых после 5-6-сантиметровой плотной закаленной корки ядро, занимающее более 70% объема, заполнено лишь кристаллами кальцита, что указывает на их первично пустотелый характер.

В отличие от диабазов КТПР серии, с плагиоклаз-клинопироксеновым (гиперстен) парагенезисом минералов, породы ТБТ серии характеризуются большой гаммой разновидностей: сериально-порфировые плагиоклаз-оливиновые трахибазальты (р.Хосров), титанавгит-керсутитовые трахибазальты (Далиага), анальцим-клинопироксеновые тефриты (Западный Вайк и др.). Лавовые потоки подводных излияний имеют зональное строение, аналогичное шарам пиллоу-лав. В основании таких потоков развита 8-10-сантиметровая зона закалки бурого цвета. Породы из этой зоны потока гиалобазальтов Вединской зоны имеют пилотакситовую структуру и состоят из вулканического стекла с игольчатыми кристаллами титанавгита, микролитов и незначительного количества сильно карбонатизированных микровкрапленников плагиоклаза и редких, нацело хлоритизированных микровкрапленников клинопироксена. Порода средней зоны потока состоит из палагонитизированного вулканического стекла (25-30%), разрозненных призматических зерен зонального плагиоклаза (№58-60 в ядре) и почти нацело разложенных вкрапленников розовато-фиолетового титанистого клинопироксена, оливина, а также акцессорных минералов — апатитов, титаномагнетита. В 25-30-метровом подводном потоке андезитовых лав палеогена юго-восточной части бассейна оз.Севан буро-ржавые породы из зоны закалки (10-12 см) состоят из измененного вулканического стекла (75%) с микролитами полевых шпатов, частично оплавленных, резорбированных вкрапленников плагиоклаза (№48-50) и мелких миндалин с хлоритом и кальцитом. В центральной зоне потока количество вкрапленников плагиоклаза (№50-51 в ядре) увеличивается (76-78%), заметное участие принимает частично амфиболитизированный клинопироксен (10—12%), а количество вулканического стекла вместе с миндалинами резко сокращается (10-15%). Миндалины зоны закалки сплюснуты и длинной осью располагаются вертикально относительно дна потока.

Обсуждение

Исследование пиллоу-лав современных морских глубин из подводных обитаемых аппаратов [11,12,21] показало идентичность их форм залегания с соответствующими эффузивными образованиями древних субмаринных излияний. Следовательно, можно предполагать и одинаковые условия их формирования. Наблюдениями установлено, что подводные излияния лав происходят из морфологически различных центров: вулканических конусов высотой до 300 м, узких щелей и лавовых озер, которые и обуславливают характер и форму эффузивных тел. Лавовые потоки крутых склонов вулканов имеют форму рукавов, близких к типу пахоэхоз, которые в верхней части, близ жерла, обычно пустотелые, вследствие истечения из них части магматического расплава. На пологих склонах или относительно равнинных участках рельефа обычны шарово-подушечные формы залегания. Гиалокластиты развиты неравномерно, встречаются у жерловин вулканов и во фронтальной зоне лавовых потоков. Степень пузыристости обратно пропорциональна глубине подводного извержения; содержание миндалин более 5% отражает мелководные условия (до 1,0 км) излияний лав [2]. Описываемые мезокайнозойские островодужные субмаринные эффузивы повторяют перечисленные особенности пиллоу-лав современных подводных извержений.

Высокотемпературные (1200°C по [16]) жидкие толеитовые лавы КТПР серии при излиянии в холодную морскую среду быстро разбивались на шарово-каплевидные тела разной размерности. Мелкие шары (до 20 см) с тонкой закаленной коркой сохранили идеальную сферическую форму, благодаря высокой внутренней центростремительной силе, препятствующей растеканию еще не затвердевших тел. Крупные шарообразные тела в разной степени уплощены, поскольку только что затвердевшая тонкая корка закалки магматического расплава не выдерживала внутренней нагрузки массы, которая растекаясь принимала форму, близкую к подушечной, с выпуклой поверхностью и вогнутой — нижней, в виде слепка сферических верхушек подстилающего ряда шаров. Межшаровое пространство, ограниченность которого в определенной мере обусловлена плотностью упаковки еще не полностью затвердевших шаров, впоследствии заполнялось кремнистой, кремнисто-карбонатной или карбонатной массой. В приподошвенной зоне фронтальной части потоков пиллоу-лав иногда содержится небольшое количество гиалокластитов.

При излиянии низкотемпературного (1150°C) и относительно вязкого трахибазальтового расплава образовались вытянутые в длину баллонообразные, с поперечными морщинками тела с отношением длины 2:1. Продолговатая, баллонообразная форма отдельности трахибазальтов близка к лавовым потокам типа пахоэхоз, сформированным на суше с тонкой зоной закалки и плотной упаковкой рукавов [12]. Простой минеральный парагенезис (Пл-КПи), преобладающая афировая структура диабазов КТПР серии показывают, что высоконагретые, жидкие толеитовые лавы из малоглубинного очага магмообразования перемещались быстро, без остановки. Трахибазальтовые лавы с многообразным парагенезисом интрателлурических вкрапленников, представленных плагиоклазом, оливином, клинопироксеном и керситом, образовались при медленном подъеме расплава из глубинного магматического очага и поступлении его в промежуточные камеры, в которых начиналась кристаллизация и проявленная в разной степени дифференциация.

Характер распределения петрогенных элементов в шарах и потоках пиллоу-лав Армении и ряда регионов мира

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
SiO ₂	51.21	53.19	45.24	48.43	46.24	46.54	48.06	45.18	48.10	45.02	44.42	48.88	47.36	50.84	49.32	48.60	48.25
TiO ₂	1.43	1.79	1.20	0.39	3.30	3.53	1.51	3.04	3.28	2.41	3.04	1.48	1.10	1.60	1.76	1.34	1.45
Al ₂ O ₃	16.82	14.61	18.68	16.02	17.64	13.39	18.60	17.11	17.18	18.28	18.30	14.56	14.22	13.46	14.46	16.32	15.90
Fl ₂ O ₃	7.67	6.25	3.95	1.22	11.22	12.47	7.34	8.11	5.59	1.39	9.65	3.55	3.88	4.32	4.81	3.16	3.04
FeO	7.18	6.81	4.82	6.22	1.14	0.58	3.73	4.54	3.69	6.89	1.70	7.52	6.78	7.06	6.62	8.26	9.34
MnO	0.12	0.44	0.16	0.09	0.14	0.09	0.07	0.05	0.16	0.09	0.09	0.19	0.19	0.14	0.16	0.11	0.19
MgO	3.10	4.37	6.05	10.61	2.54	3.41	2.97	5.83	4.54	9.19	4.00	6.31	8.07	5.34	6.85	6.60	6.35
CaO	3.3	4.20	10.36	11.46	5.4	7.68	7.35	4.86	7.00	5.88	6.44	10.80	12.05	7.14	7.04	10.20	9.96
Na ₂ O	4.8	4.80	4.20	1.30	3.5	3.80	2.10	2.60	2.30	2.2	1.80	2.82	2.05	5.14	4.78	4.20	3.50
K ₂ O	0.07	0.10	0.40	1.50	3.0	1.60	1.20	0.33	0.33	1.8	0.70	0.05	0.13		0.08	1.10	0.90
P ₂ O ₅	0.06	0.13	0.09	0.09	0.34	0.39	0.34	0.48	0.48	0.39	0.48	0.08	0.08	0.16	0.14		0.43
H ₂ O ⁻	0.48	0.24	0.54	0.17	1.40	1.14	1.56	1.53	2.28	1.17	2.65	0.48	0.40	0.27	0.71		
H ₂ O ⁺	2.38	1.70				0.9						2.06	3.52			0.47	0.46
CO ₂	0.80		3.08	1.62		0.22	3.43	3.34	3.08	2.99	2.72						
ппп		2.34	1.69	1.54	4.30	4.14	0.01	1.69	0.02	2.57	4.19			4.32	3.59	0.13	0.169
Сумма	99.47	100.6	100.46	100.76	99.88	100.16	100.7	99.32	100.4	99.83	100.18	99.77	99.83	99.80	100.32	100.49	99.93

Севанская зона 1. Диабаз, корка шара (обр.2750а), Тигранабердское м-ние. 2. Диабаз, ядро шара (обр.2750г), там же. Вединская зона 3. Диабаз, корка шара (обр.3197г.), в 0,5 км к СВ от с. Каракерт. 4. Диабаз, ядро шара (обр.3197в), там же. 5. Трахибазальт, корка шара (обр.2760а), долина р.Хосров. 6. Трахибазальт, ядро шара (обр.2760б), там же. 7. Гиалобазальт, корка шара (обр.3237а) в 0,6 км к СВ от развалин с. Азизкенд. 8. Трахибазальт, ядро шара (обр.3716), там же. 9. Гиалобазальт, нижняя зона потока (обр.3215в), там же. 10. Гиалобазальт, средняя зона потока (обр.3213а). 11. Гиалобазальт, верхняя зона потока (обр.3213а), там же. 12. Диабаз, стекловатая внешняя оболочка шара, Хоккайдо, Япония [17]. 13. Диабаз, субофитовое ядро шара, там же. 14. Диабаз, корка шара, Зап. Мугоджары [8]. 15. Диабаз, ядро шара, там же. 16. Долерит, корка шара, ст. Туманян [15]. 17. Долерит, ядро шара, там же.

Анализы выполнены на образцах из коллекции Г.А. Казаряна в хим. лаборатории ИГН НАН РА.

Химические данные (табл.1) показывают заметные вариации вещественного состава пород зон закалки относительно ядра шаров, а также нижней и верхней зон – относительно середины левого потока. В общем для всех изученных разнофациальных пород от краев к центру тел устанавливается значительное увеличение содержания магния (1,5-2,0 раза), кальция и резкое падение количества глинозема и в некоторой степени закисного железа, для которого определяющее значение имеет окислительный потенциал окружения. Количество окисного железа в диабазах от краев к центру тел увеличивается, а в трахибазальтах и гналобазальтах выражена обратная тенденция. Количество кремнезема при общем увеличении к середине толентов тел, в трахибазальтах и гналобазальтах в этом направлении уменьшается. Количество натрия в средней части тел относительно выше, за исключением диабазов Каракерта. Поведение калия неоднозначно, при общей тенденции увеличения от краев к центру тел, за исключением диабазов, в которых его содержание уменьшается.

Приведенные данные по перераспределению петрогенных элементов внутри разнофациальных зон эффузивных тел хорошо согласуются со сведениями относительно пиллоу-лав Токар, Хоккайдо [17], Западных Мугоджар [8] и др. Полученные данные имеют важное методологическое значение для правильного отбора проб эффузивных пород на петро-геохимические анализы.

Внутришаровая и внутрипотоковая вариации составов пород обусловлены явлениями механического и физико-химического порядка. Внутри бронированных твердой коркой сообщающихся шаров и лавовых потоков движущаяся магматическая масса подвергается механической дифференциации течения расплава [18,19], выраженной в центростремительном перемещении ранее выделившихся темноцветных минералов, вследствие чего ими обедняются краевые зоны. Подобным образом формировались относительно лейкократовые оливиновые диабазы эндоконтактной зоны пикритов Алавердского района [3], басс. р.Веди и подводных потоков гналобазальтов и андезитов басс. оз.Севан, являющихся силлоподобными телами, "внедренными" между дном водоема и мощным водным слоем моря. Одновременно с этим явлением внутри этих тел происходило перемещение газовых пузырей к краям и их послойное распределение вдоль корки шаров, потока или дайки. В последних подобное послойное распределение пузырей (миндалин) вдоль зальбандов создало своеобразную полосчатую структуру [4].

Условия остывания магматического расплава играют определенную роль в неравномерном распределении петрогенных элементов внутри эффузивных тел. В водной среде происходит быстрый захват магмы и образование тонкой твердой корки закалки, способствующей сохранению на неопределенное время внутри тел в начале жидкой, а далее горячей массы [12]. Это фиксируется в микроструктурах пород – в закаленной корке запечатана соответствующая полужидкому состоянию гналиновая структура (Пл-расплав), которая в средней зоне сменяется субдиабазовой (Пл-Кпи) и диабазовой (в потоках и дайках).

Перераспределение петрогенных элементов в породах субмаринных пиллоу-лав – явление экзогенно-метасоматического порядка, и их исследование является объектом специальных петро-геохимических работ. Геологические наблюдения, факты вариаций петрогенных компонентов в изученных пиллоу-лавах, а также литературные данные [9,14] указывают, что ведущую роль в этих изменениях играла подогретая, соленая и активизированная морская вода, действующая на контакте с

горячей магматической массой. Об активном воздействии горячей воды на горные породы [14] свидетельствует вынос легкоподвижных элементов водами горячих источников. В.Б.Курносков и др. [9] указывают, что изменениям под воздействием морской воды наиболее подвержены стекловатые закаленные корки подводных пиллоу-лав. В отличие от исследованных более древних пород новейшие шаровые долериты басс. р. Дебед, сформированные в морской речной долине с пресной водой [15], характеризуются обилием гиалокластитов и не содержат признаков описанных изменений состава (табл.1.). Это подтверждает мнение об активном участии соленой морской воды в подводных метасоматических явлениях.

В заключение необходимо особо отметить, что перераспределение петрогенных элементов в разнофациальных зонах шаров пиллоу-лав и субмаринных лавовых потоках не обусловлено их возрастом. Они одинаковым образом проявлены в силурийских (Мугоджары), юрских (Япония), меловых и палеогеновых (Армения) субмаринных шаровых образованиях и лавовых потоках.

Работа выполнена в рамках темы 96-118, финансируемой из бюджета Республики Армения.

**ԳՆԴԱ-ԲՈՒՐԳԱԶԵՎ ԼԱՎԱՆԵՐԻ ԶԵՎԱՎՈՐՄԱՆ ԵՎ ՆՐԱՆՑՈՒՄ
ՊԵՏՐՈԳԵՆԵՏԻԿԱԿԱՆ ԷԼԵՄԵՆՏՆԵՐԻ ՏԱՐԱԲԱՇԽՄԱՆ
ՕՐԻՆԱԶՆԱՓՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԸ**

Հ. Ա. Ղազարյան

Ա մ փ ո փ ու մ

Հայաստանի մեզո-կայնոզոյան հասակի հրաբխածին հաստվածքներում հաճախ են պիրոու-լավաների հոսքերը, որոնք ձևավորվել են ստորջրյա պայմաններում: Գնդաձև անջատումներում և ստորջրյա լավային հոսքերում պետրո-գենետիկական էլեմենտների անհավասար տեղաբաշխումն ունի մեխանիկական և քիմիական բացատրություն: Ամուր կեղևով պաշտպանված մարմնում ընթացել է հալուցքի մեխանիկական դիֆերենցիացիա [11,12], որի շնորհիվ վաղ անջատված միներալների ջրոնները կուտակվել են մարմնի կենտրոնական գոնայում: Քիմիական բնույթի փոփոխությունները պայմանավորված են տաք մարմնի հետ շփվող աղի, տաք և ակտիվացած ծովային ջրի հարուցած մետասոմատիկ երևույթներով:

**THE REGULARITIES OF FORMING AND DISTRIBUTION
OF PETROGENOUS ELEMENTS IN SPHERE-PILLOW LAVAS**

H. A. Kazarian

A b s t r a c t

Pillow lava of different age groups of volcanic rocks in Armenia formed in submarine conditions. Petrogenic elements in pillows and submarine lava flows are distributed irregularly, which is determined by the influence of saline water and mechanical differentiation of the melt flow.

ЛИТЕРАТУРА

1. Базарова Т.Ю., Казарян Г.А. 1986. Неогеновые щелочные эффузивы южной Армении и условия их формирования. Вулканология и сейсмология. №2, с.34-46.
2. Зоненшайн Л.П., Кориневский В.Г., Матвеев В.В., Хаин В.В. 1985. Разрез палеозойской океанической коры в Южных Мугоджарах: реконструкция спрединга и палеорельефа. Геотектоника. №3, с.5-20.
3. Казарян Г.А. 1959. Ультраосновные жильные породы Алавердского рудного района. Тр. Управления геологии и охраны недр АрмССР, т.1, с.181-190.
4. Казарян Г.А. 1959. О полосчатом строении диабаз-порфировых даек Алавердского района. Зап. Арм.Отд. ВМО, вып.1, с.61-68.
5. Казарян Г.А. 1980. Основные черты верхнемелового вулканизма Севанского офиолитового пояса. Изв. АрмССР, Науки о Земле, №4, с.56-64, и 1981, №1, с.24-35.
6. Казарян Г.А. 1992. Кислые вулканиты толеитовой серии офиолитовых зон Республики Армения. Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, №1, с.3-13.
7. Кашкай М.А., Бабаев И.А. 1958. О шаровых лавах Азербайджана. Изв. АН Азерб.ССР, сер. геол-геогр. наук, №6, с.15-25.
8. Кориневский В.Г. 1965. Подушечные лавы Западных Мугоджар. В сб.: Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала. Тр. III Ур.петрогр. совещ., т.III, с.308-318.
9. Курносое В.Б., Мурдмаа И.О. 1980. Вторичные изменения базальтов на дне океанов. Тезисы совещ. "Магматические и метаморфические породы дна океана и их генезис". г.Звенигород, с.39-41.
10. Лебединский В.И. 1963. К вопросу о развитии взглядов на генезис шаровых лав. В кн.: Вулканизм Камчатки и некоторых других районов СССР. М.: Изд.АН СССР, с.72-91.
11. Лисицин А.П., Живаго Л.В., Зоненшайн Л.П. 1987. Геология рифта Таджура: наблюдения из подводных аппаратов. М.: Наука, 236 с.
12. Макдональд Г. 1975. Вулканы., М.: Изд. "Мир", 431 с.
13. Монин А.С., Богданов Ю.А., Зоненшайн Л.П. 1985. Подводные геологические исследования с обитаемых аппаратов. М.: Наука, 230 с.
14. Таврова М.И. 1958. О выносе воднорастворимых веществ из пирокластике вулкана Безымянное. №7, с.157-163.
15. Харазян Э.Х. 1966. Шаровые лавы и гиадокластиты бассейна р.Дебед (Армянская ССР). Изв.АН АрмССР, Науки о Земле, т.19, №3, с.27-40.
16. Цамерян О.П., Закариадзе Г.С., Соболев А.В., Конокова Н.Н. 1988. Типизация офиолитовых вулканических серий Малого Кавказа, по составам пород и расплавам. — Геохимия, №8, с.1140-1157.
17. Vmba T. 1974. Series of Magmatism Related to the Formation of Spilite. Spilitic and Spilitic Rocks. p.84-112.
18. Bhattacharji S. 1967. Mechanics of flow differentiation in ultramafic and mafic sills. The journal of Geology. v 75, N 1, p. 101-128.
19. Komar P.D. 1972. Mechanical interactions of phenocrysts and differentiation of igneous dyces, sills. Geol. Soc. Amer. Bull, N83, p.973-988.
20. Spilitic Rocks. International Union of Geological Sciences. Series A. 1974, N4 p.482.
21. Wells G., Bryan W.B., Pearce T.H. 1979. Comparative morphology of ancient and modern pillow lavas. The journal of Geology, v.87, N4, p.427-440.