

ОСТРОВОДУЖНЫЕ ПЛАГИОКЛАЗОВЫЕ ПИКРИТЫ АРМЕНИИ

© 2006 г. Г. А. Казарян

Институт геологических наук НАН РА
375019, Ереван, пр. Маршала Баграмяна, 24а, Республика Армения
e-mail: hrshah@sci.am
Поступила в редакцию 28 07 2005 г.

Высокомагнезиальные жильно-магматические породы республики отличаются от средних составов пород пикритовой группы и представлены плагиоклазовыми пикритами. При внедрении ультрамафитового магматического расплава механической дифференциацией течения потока в эндоконтактные зоны даек пикритов формировались относительно кремнеземистые и низкомагнезиальные оливиновые толеиты.

Вулканогенные комплексы Сомхето-Карабахской и Вединской структурно-формационных зон, имеющие островодужную природу и сформированные в верхнем мезозое, содержат переплетенную дайковую серию диабазов, габбро-диабазов, плагиоклазовых пикритов и др., часть которых представляет собой корни эффузивов (гиало-базальты и др.). Пикриты Алавердского района исследованы с различной детальностью (Грушевой, 1941; Казарян, 1959; Мелконян, Плошко, 1973; Морозов, 1912). В дальнейшем нами было проведено детальное поперечное опробование дайки по восточной стенке дорожной выемки (обр. 3415^а, 3416^а) и в 20 м восточнее (обр. 2062^а). Обнаружение пикритов в Вединской зоне (Асланян и др., 1987; Закариадзе и др., 1986) еще более усилило интерес к этим образованиям, где также было произведено поперечное опробование дайки (обр. 3031^а, 3413^а, 3414^а). Целью настоящего сообщения является изложение накопленных геолого-петрологических материалов с соответствующими интерпретациями и выводами.

Анализ собственных геологических материалов и данных литературных источников (Пейве, 1969; Книппер, 1966, 1974, 1975; Закариадзе и др., 1986; Адамия и др., 1980; Джрбашян и др., 1998) показывает, что при замыкании океана Неотетис и дрейфе Евразийской континентальной плиты и формировании Кавказского сегмента Альпийско-Гималайского складчатого пояса (Армянское нагорье) на общем фоне субдукции некоторая часть океанической коры была приподнята над водным покровом (Книппер, 1985) и подвергалась глубокому размыву до горизонта габбро (Казарян, 1994; Закариадзе и др., 1986). На этом глубоко-эродированном с офиолитовым фундаментом активном краевом блоке Евразийской платформы (параллельной Сомхето-Карабахской зрелой островной дуге) в юра-н. меловом периоде развивалась Севано-Акеринская примитивная островная дуга с соответствующим типом вулканизма – контрастной толеит-плагио-риолитовой (КТПР) и дифференцированной трахибазальт-трахиандезит-трахитовой (ТБТ) сериями (Казарян, 1994; Закариадзе и др., 1986).

В Сомхето-Карабахской зрелой островодужной системе в верхнемезозойское время формировались два вулканогенных комплекса: средне-верхнеюрский базальт-плагиориолитовый

и верхнеюрско-нижнемеловой базальт-риолитовый. Обнаружение в этой структурно-формационной зоне бонинитов (Остроумова, 1990) подтверждает ее островодужную природу. Эффузивно-интрузивный магматизм этих двух спаянных островодужных систем сопровождался широкой гаммой жильно-магматических пород, в том числе пикритов Алавердского рудного района, Джуджевана и отделенного от этой системы Вединского надвигового покрова.

Во всех выходах высокомагнезиальные породы слагают дайки мощностью до 30-35 м и длиной в несколько сотен метров. В Алавердском рудном поле пикриты пересекают серию пород нижне-среднеюрского эффузивного комплекса (относительно молодые образования отсутствуют) в районе с. Джуджеван (р. Шаназутиджур) – вулканогенную свиту коньяка, а в Вединском надвиговом блоке – в мела. У северного эндоконтакта в пикриты Алавердской дайки внедрена согласная двухметровая дайка габбро-диабаз. Верхнекошабердская 30-метровая субширотная дайка пикритов в северо-западной эндоконтактной зоне также пересечена дайкой габбро-диабаз. Ороговикованные, уплотненные, темно-бурые, пятнистые туфобрекчии вдоль границ даек образуют 10-15-метровые, стенообразные валы толщиной 40-45 см. В преобладающей массе пикриты темно-зеленые, почти черные с синеватым оттенком, средне-мелкозернистые. Симметрично по обоим эндоконтактам дайки выделяются 25-30-сантиметровые зоны закалки, на желтовато-зеленом фоне которых изредка различимы зеленоватые вкрапленники.

Джуджеванская северо-западного простирания дайка пикритов (мощн. 18-20 м) находится в районе одноименного селения в долине реки Шаназутиджур. В эндоконтактной полосе дайки хорошо выражена зона закалки (мощн. 25-30 см), вмещающие вулканогенно-осадочные породы экзоконтакта коньякского возраста (мощн. 30-35 см) слабо ороговикованы. Породы центральной части дайки порфировые с вкрапленниками оливина и клинопироксена (разм. 3-4 мм), а приконтактная зона закалки – афировая или содержит редкие микровкрапленники оливина. По всем петро-минералогическим параметрам породы Джуджеванской дайки совершенно идентичны пикритам Алавердского рудного поля и Вединской офиолитовой зоны (надвиговой пластины).

В Вединской офиолитовой зоне сложно-построенная 20-метровая дайка пикритов северо-западного простирания пересекает вулканы ТБТ серии. Слабо развита шарово-скорлуповатая отдельность, которая ошибочно была принята за шарово-подушечную, а форма залегания — поток пиллоу-лав (Асланян и др., 1987). Пикриты пересечены продольной дайкой гиадобазальтов, которые в 0.6 км к северо-западу от разв. с Азизкенд слагают 35-40-метровый поток в коньякских пиллоу-лав. Светло-, табачно-зеленые афировые гиадобазальты на контакте с темно-зелеными пикритами сопровождаются отчетливо выраженной зоной закалки. Относительно свежие пикриты западного закаленного эндоконтакта (табл. 1, 2) к середине дайки постепенно переходят в прогрессивно-усиливающиеся измененные разности. Породы восточной половины представлены светло-зеленой массой, состоящей из скоплений идингсита, боулингита, оливина зонального, а по краям — цеолитизированного плагиоклаза, розово-фиолетового клинопироксена, редких зерен амфибола и чешуек биотита, кото-

рые непосредственно у восточного эндоконтакта изменены еще сильнее. Восточная граница дайки тектоническая, по ней сильно разложенные пикриты контактируют с брекчированными, переметыми породами вмещающей среды (без зоны закалки).

На основании приведенных данных возраст пикритовых даек Армении определяется как верхний коньяк.

В мировой практике установлено, что офиолиты развиты исключительно в складчатых областях (альпинотипные габбро-перидотиты) и обычно слагают нижний горизонт аллохтонных пластин. Такие покровы развиты по всей протяженности Альпийско-Гималайского складчатого пояса: в Альпах, Динаридах, в Турции и Иране (Белостоцкий, 1978; Пейве и др., 1969), а также на Урале, Алтае-Саянах, Монголии и др. Сущность надвиговой природы Вединской безкорневой офиолитовой зоны выявлена и обоснована многими исследователями (Ломизе, 1970, 1971; Книппер, 1975; Книппер и др., 1976; Knipper et al., 1980; Соколов, 1977).

Таблица 1

Содержание петрогенных элементов (вес. %) и элементов-примесей (г/т) в высокомагнезиальных породах мезозойских островных дуг Армении.

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
SiO ₂	48.81	46.58	40.38	42.18	41.45	41.47	45.13	43.11	39.12	42.22	44.07	45.02	53.59	47.30	43.22	43.69
TiO ₂	1.15	1.03	0.57	0.48	0.52	0.43	0.69	0.75	0.55	0.62	0.82	2.41	1.06	0.76	0.52	0.66
Al ₂ O ₃	18.54	22.1	11.64	8.18	8.51	8.64	12.52	12.55	9.64	8.37	19.07	18.28	16.63	17.81	9.39	11.22
Fe ₂ O ₃	5.52	3.61	5.69	4.34	4.51	4.83	4.80	7.03	4.14	7.62	3.28	1.89	6.63	5.86	5.36	6.80
FeO	8.43	8.50	7.18	9.48	10.05	9.48	7.33	7.80	9.48	8.90	7.18	6.89	5.66	9.60	9.47	8.95
MnO	0.23	0.22	0.18	0.18	0.18	0.25	0.16	0.12	0.18	0.21	0.17	0.09	0.16	0.22	0.28	0.19
MgO	5.37	6.60	18.18	24.91	24.53	25.39	5.69	15.85	24.24	20.28	9.69	9.19	6.92	8.38	25.47	24.54
CaO	5.70	5.48	5.92	5.07	5.92	5.07	10.02	3.75	4.76	6.90	7.89	5.88	5.71	7.11	5.46	3.09
Na ₂ O	2.30	2.71	0.48	0.55	0.50	0.68	1.55	0.63	0.67	1.30	2.40	2.80	2.51	2.62	0.58	0.77
K ₂ O	0.10	0.13	0.08	0.10	0.15	0.06	0.28	0.06	0.07	0.08	0.07	1.90	0.94	0.23	0.09	0.03
P ₂ O ₅	0.12	0.13	0.07	0.06	0.09	0.11	—	0.01	0.06	0.11	0.04	0.39	0.16	0.11	0.13	0.06
H ₂ O	0.84	0.81	2.42	0.29	0.31	0.11	—	6.57	0.63	0.55	2.20	1.17	—	—	—	—
CO ₂	—	—	3.74	4.16	3.68	—	—	—	4.18	3.37	2.11	2.99	—	—	—	—
nnn	2.89	2.30	4.02	—	—	4.07	5.44	1.95	1.89	—	1.54	2.57	—	—	—	—
Сумма	100.0	100.0	100.55	99.98	100.4	100.66	100.48	100.0	99.61	100.53	100.53	99.93	—	—	—	—
Ni	240	130	240	560	560	240	—	560	1200	420	—	—	—	—	—	—
Co	56	—	100	100	32	18	—	100	100	100	—	—	—	—	—	—
V	240	240	180	100	240	240	—	100	320	100	—	—	—	—	—	—
Cr	560	100	560	2400	2400	3200	—	1300	2400	750	—	—	—	—	—	—
Zr	—	2.4	5.6	4.2	5.6	—	—	4.2	4.2	3.2	—	—	—	—	—	—
Y	18	13	18	5.6	5.6	18	—	7.5	24	7.5	—	—	—	—	—	—
Yb	10	—	3.2	1.3	1.0	3.2	—	1.3	2.4	2.4	—	—	—	—	—	—
Sr	—	—	—	100	100	—	—	500	100	200	—	—	—	—	—	—
Ba	240	—	—	100	100	—	—	300	100	1000	—	—	—	—	—	—
Li	—	—	—	15	20	—	—	20	24	20	—	—	—	—	—	—
Rb	—	—	—	8	8	—	—	8	8	—	—	—	—	—	—	—

Дайка пикритов Алаверди, разрез в 300 м к Ю-В от дороги г. Алаверди — с. Мадан. 1. Толент из зоны закалки северного контакта, 0.0-0.05 м (обр. 3416^а). 2. Оливиновый толент в 0.1-0.2 м от сев. контакта (обр. 3416^а). 3. Пикробазальт в 0.25-0.3 м от северного контакта (обр. 3416^а). 4. Пикрит из середины дайки (обр. 2062^а). 5. Пикрит в 7.0 м от южного контакта (обр. 2062^а). 6. Пикрит в 0.4 м от южного контакта (обр. 3415^а). 7. Габбро-диабаз, дайка, секущая пикриты (обр. 487^а). Дайка пикритов бассейна р. Веди. 8. Пикробазальт (обр. 3413^а). 9-10. Пикриты (обр. 3413^а, 3031^а). 11. Гиадобазальт, дайка, секущая пикриты р. Веди (обр. 3413^а). 12. Гиадобазальт из потока лав р-на разв. с Азизкенд (обр. 3213^а). Средние составы пород диабаз-пикритовой серии Алаверди. 13. Толент из зоны закалки (по 2 ан.). 14. Пикробазальт из зоны в 0.15-0.2 м от контакта (по 2 ан.). 15. Пикриты (по 11 ан.). 16. Пикриты р. Веди (по 9 ан.). Рядовые анализы пород, содержащих CO₂ больше 4%, и средние составы пород пересчитаны на сухой остаток с вычетом CaO соответствующего CO₂. Анализы выполнены на образцах из коллекции Г. А. Казаряна в химической лаборатории ИГН НАН РА.

Количественно-минеральный состав высокомагнезиальных пород мезозойских островных дуг Армении

Минералы	1		2		3		4		5		6		7		8		9	
	Вкр	о.м	Вкр	о.м	Вкр	о.м	Вкр	о.м	Вкр	о.м	Вкр	о.м	Вкр	о.м	Вкр	о.м	Вкр	о.м
Плагноклаз	—	43.3	—	36.5	—	34.2	—	34.5	—	28.1	—	31.4	—	27.9	—	28.3	—	28.5
Клинопи- роксен	—	—	—	30.1	—	32.3	—	24.5	—	24.3	—	21.2	—	25.0	—	21.3	—	20.2
Оливин	5.9	—	16.3	—	20.3	—	37.5	—	42.6	—	45.6	—	46.4	—	47.6	—	47.7	—
Биотит	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.6	—	0.5	—	0.9	—	1.3
Рудный минерал	—	1.9	—	1.5	—	1.2	—	1.7	—	1.4	—	1.2	—	0.2	—	1.9	—	2.3
Вулк. стекло	—	48.9	—	15.6	—	12.3	—	3.4	—	3.6	—	—	—	—	—	—	—	—
Минералы	10		11		12		13		14		15		16		17		18	
	Вкр	о.м	Вкр	о.м	Вкр	о.м	Вкр	о.м	Вкр	о.м	Вкр	о.м	Вкр	о.м	Вкр	о.м	Вкр	о.м
Плагноклаз	—	28.6	—	31.8	—	32.1	—	37.6	—	42.4	—	35.3	—	36.3	—	28.2	—	57.3
Клинопи- роксен	—	19.1	—	30.5	—	33.3	—	31.2	—	6.3	—	32.0	—	24.0	—	23.3	—	37.3
Оливин	47.3	—	36.5	—	23.2	—	12.8	—	4.2	—	27.2	—	33.6	—	46.9	—	—	—
Биотит	—	2.7	—	0.8	—	—	—	—	—	—	—	3.4	—	—	—	0.1	—	—
Рудный минерал	—	2.3	—	0.9	—	1.0	—	2.2	—	2.3	—	2.1	—	1.6	—	1.2	—	4.9
Вулк. стекло	—	—	—	—	—	10.4	—	16.2	—	44.8	—	—	—	4.5	—	—	—	—
Кварц (первич.)	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.5

Алавердская дайка пикритов: 1. Толент из северного контакта — зоны закалки 0.0-0.05 м (обр. 3416^а). 2. Оливиновый толент в 0.1-0.15 м от сев. контакта (обр. 3416^а). 3. Пикробазальт в 0.25-0.3 м от сев. контакта (обр. 3416^а). 4. Пикрит в 1.0 м от сев. контакта (обр. 3416^а). 5. Пикрит в 5.0 м от сев. контакта (обр. 2062^а). 6. Пикрит в 8.0 м от сев. контакта (обр. 2062^а). 7. Пикрит из середины дайки (обр. 2062^а). 8. Пикрит в 10.0 м от южного контакта (обр. 2062^а). 9. Пикрит в 7.0 м от южного контакта (обр. 2062^а). 10. Пикрит в 4.0 м от южного контакта (обр. 2062^а). 11. Пикрит в 0.4 м от южного контакта (обр. 3415^а). 12. Пикробазальт в 0.25-0.3 м от южного контакта (обр. 3415^а). 13. Оливиновый толентовый базальт в 0.1-0.15 м от южного контакта (обр. 3415^а). 14. Толент — базальт из южного контакта — зоны закалки в 0.0-0.05 м (обр. 952). 15. Пикрит Джуджевана. 16, 17. Пикриты района р. Веди. 18. Габбро-диабаз, дайка, секущая пикриты Алаверди (обр. 487^а).

Петрография пикритов исследованных даек, независимо от мест проявления, одинакова (Казарян, 1959, 1971). Ниже излагаются дополнительные сведения, в основном относящиеся к породам эндоконтактных зон, с соответствующими аналитическими данными (табл. 1, 2, рис 1).

Светло-желтовато-зеленые, с буроватым оттенком мелкозернистые толенты зон закалки (0.0-0.05 м) алавердской дайки пикритов состоят из большого количества хлоритизированного плагиоклаза с микролитами (№40-42) вулканического стекла, редких, измененных интрателлурических микровкрапленников оливина с гиалопилитовой основной массой (табл. 2).

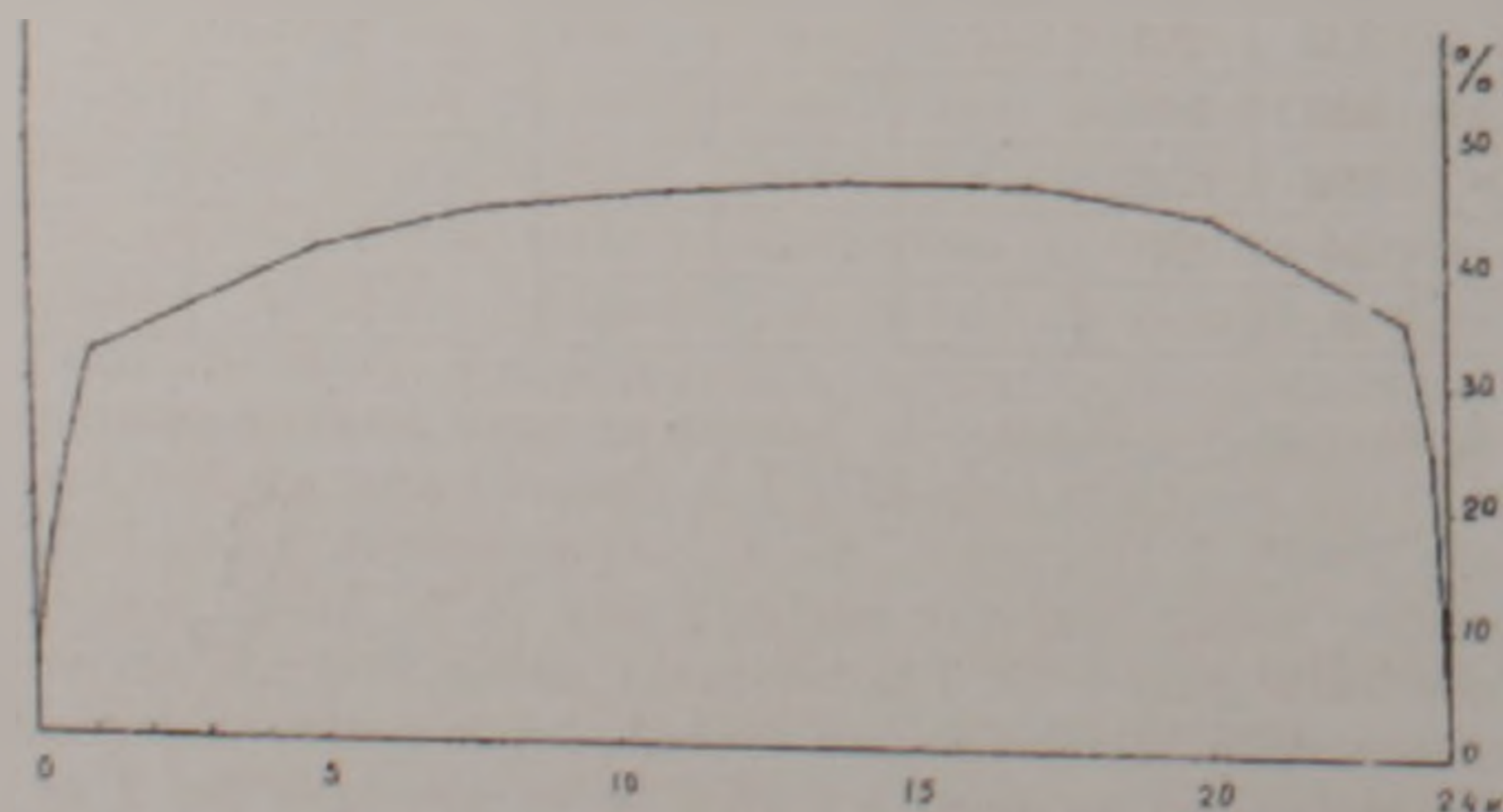


Рис 1. Распределение фенокристаллов (в %), концентрированных поперек дайки пикритов Алаверди.

Породы из зоны в 0.1-0.15 м от контакта дайки с вмещающими ороговикованными туфобрекчиями кошабердской свиты мелкозернистые, сильно карбонатизированные, реже содержат серпентинизированные микровкрапленники оливина (размером до 0.5-1.0 мм). Основная масса породы состоит из микропризматических кристаллов плагиоклаза (№45-47) длиной до 0.5 мм, хлоритизированного клинопироксена и умеренного количества опять же хлоритизированного вулканического стекла (15-16%).

Рудный минерал представлен в различной степени лимонитизированным магнетитом. По химическому и минеральному составу описанные породы соответствуют оливиновым толентам.

Породы из 15-20-сантиметровой зоны контакта, представленные пикробазальтами, состоят из призматических кристаллов плагиоклаза (№60-62), местами образующих сеть, ячейки которых заполнены хлоритизированным вулканическим стеклом, реже карбонатизированным клинопироксеном, которые в совокупности создают эмбрионально-пойкилитовую структуру. Серпентинизированные и карбонатизированные вкрапленники оливина (размером 2-3 мм) местами образуют гломеропорфировые скопления. Рудный минерал (магнетит) оконтуривает или микропрожилками пересекает зерна оливина.

Пикриты 35-40-сантиметровой зоны и всей последующей 20-22-метровой центральной по-

Таблица 3

Химический состав породообразующих минералов мезозойских островодужных пикритов Армении

	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Сумма	fa	f	Mg	Fe	Ca
1	40.13	0.00	0.00	14.89	0.22	44.52	0.10	0.00	0.00	99.8	16	0.15	-	-	-
2	53.64	0.76	3.05	6.25	0.15	15.24	19.55	0.34	0.00	100.08	-	0.18	47.2	10.3	42.5
3	41.48	5.59	12.86	8.6	0.00	18.07	0.00	1.00	8.50	96.10	-	-	-	-	-
4	40.39	0.00	0.00	15.38	0.26	44.18	0.24	0.00	0.00	100.45	17	0.16	-	-	-
5	50.12	1.34	5.14	12.38	0.26	10.77	19.93	0.43	0.00	100.37	-	0.39	33.6	21.6	44.8

Алавердский район: 1. Оливин (обр. 2062^а), 2. Клинопироксен (обр. 2062^а), 3. Биотит (обр. 2062^а), Бассейн р. Веди: 4. Оливин (обр. 3031^а), 5. Клинопироксен (обр. 3031^а). Анализы выполнены на микрозонде в лаборатории ИГЕМ РАН, оператор Боронихин В. А.

лосы (табл. 2) состоят из крупных (до 3-4 мм) интрателлурических вкрапленников оливина и основной массы, сложенной из крупных домиковых выделений клинопироксена с хадакристаллами битовнита (№80-89) и свободно выросших мелкотаблитчатых кристаллов зонального плагиоклаза с лабрадором (№75-76) в ядре и андезином (№43-44) на краях. Структура порфировая с кристаллизационно-пойкилитовой и призматическизернистой основной массой.

Оливины пикритов Алаверди и Веди (табл. 3) имеют одинаковый хризолитовый состав ($f = 16-17$), иногда по краям оплавлены и корродированы, обычно замещены серпентином, а в центральной части — идингситом и боулингом. Зональность клинопироксена по диаграмме Mg-Fe-Ca (Дир и др., 1965): ядро кристаллов имеет состав магнезильного авгита (граница эндиопсид-авгит), а край — железистого авгита (граница саллит-авгит).

Вещественно-фациальные особенности пород отдельных зон даек пикритов Алаверди, отражающие пространственно-временные условия кристаллизации магматического расплава, подтверждаются данными силикатных анализов и количественно-минеральными составами (табл. 1, 2, рис. 1). Толентовый расплав эндоконтактной зоны закалки (0.0-5.0 см), отделенный от пикритового расплава путем механической дифференциации течения потока, характеризуется восьмикратно малым количеством интрателлурических вкрапленников оливина (4-6%) и окиси магния (5-7%) относительно пород центральной зоны дайки, начал кристаллизовываться выделением плагиоклаза (андезина) в остаточном вулканическом стекле, составляющем 48-49% породы. Породы из 15-20 — сантиметровой зоны имеют состав оливинового толента с относительно высоким содержанием микровкрапленников оливина (10-16%) и окиси магния (7-8%) и вулканического стекла (15-16%).

Породы следующей, более глубокой зоны (25-30 см), формировались из расплава с относительно высоким содержанием интрателлурических вкрапленников оливина. В этой зоне кристаллизовалась некоторая часть пикритового расплава с окисью магния (18%), вкрапленниками оливина (20-22%) и малым объемом вулканического стекла (10-12%), содержащего равное количество микрокристаллов плагиоклаза кли-

нопироксена (по 32-34%), по составу соответствующая пикробазальту.

Породы, начиная с 35-40-сантиметровой зоны от контакта и дальше до середины дайки (представляющей основную часть интрузивного тела мощностью в 22-23 м) по петрографическим параметрам и химическому составу (оливин 37-48%, MgO-24-25%) соответствуют пикриту. Внедрившийся магматический расплав, представляющий кашу с интрателлурическими вкрапленниками оливина (сл. + распл.), в новых условиях начал кристаллизовываться в поле анортита (Кокс и др., 1982) с выделением призматических кристаллов битовнита (№82-83), которые в последующем образовали хадакристаллы внутри неправильных зерен — ойкокристаллов клинопироксена.

Состав и витрофированная структура пород эндоконтактных зон с редкими вкрапленниками свидетельствуют о том, что при внедрении в магматическом расплаве происходило центростремительное перемещение интрателлурических фенокристаллов оливина в среднюю полосу, обеднив ими краевые части магматической камеры с одновременным обогащением ими центральной. Следовательно, породы эндоконтактных зон интрузивных тел не отражают первоначального состава магматического расплава и при внедрении механической дифференциацией течения потока (Bhattachorji, 1967; Komar, 1979; Gibb, 1968) были изменены, поэтому мнение, что породы эндоконтактных зон отражают первоначальный или истинный состав внедрившейся магмы не является универсальным. Здесь уместно отметить, что породы зон закалки даек пикритов нельзя спутать с жильно-магматическими габбро-диабазами Алавердского района, которые кроме состава (табл. 1) отличаются афировым строением, отсутствием интрателлурических вкрапленников оливина, а полосчатость приконтактных зон этих даек обусловлена линейным расположением миндалин (Казарян, 1959).

Кривая линия, изображающая распределение фенокристаллов оливина, сконцентрированных поперек Алавердской дайки пикритов от северного контакта до южного (рис. 1), имеет выпуклую форму аналогично подобным линиям полосчатости интрузивных тел и потоков долеритовых лав ряда регионов мира (Komar, 1979; Gibb, 1968) и соответствует линии ЗВ по Гиббу (1968).

Выявленные закономерности формирования полосчатости пикритов позволяют пересмотреть наши прежние представления относительно полосчатости габбро-диабазовой дайки долины р.Лалвар (Казарян, 1959), тем более, что подобная полосчатость установлена в пикритовой дайке Скай (Котмаг, 1979). Полосчатость дайки последнего типа нами была обнаружена и в Капанском рудном поле.

Пикриты в ультрамафитовой серии пород составляют определенную группу, всеобъемлющую характеристику которой невозможно изложить в ограниченном объеме журнальной статьи. Термин "пикрит" предложен Г.Чермаком, который под этим названием описал ультраосновную породу эффузивной или субвулканической фации, состоящей из вкрапленников оливина до 50% и основной массы, в составе которой участвуют клинопироксен, амфибол, биотит, анальцит и т.д. По химическому составу сходных коматиитам пикритов, с суммой $MgO + CaO = 29-34\%$, удлиненные скелетные кристаллы клинопироксена образуют структуру спинифекс (Магматические..., 1983).

На диаграмме $TiO_2 - MgO$ (рис.2) составы пород средней (преобладающей) зоны даек пикритов региона расположены вдоль оси MgO , в нижней части поля пикритов и смежной зоне — между полями пироксеновых и перидотитовых коматиитов, а породы эндоконтактовых зон — коматиитовых базальтов. По уровню дискриминационной функции определения принадлежности ультраосновных вулканитов — 0.5475 , SiO_2 — 0.3154 , TiO_2 — 2.1253 , K_2O — $23.9534 = O$ (Котгорин, 1985) основная часть исследованных пород, содержащая $MgO > 18.0\%$, имеет значение меньше "О" и принадлежит пикриту. К исследованным породам в определенной мере приложимо деление ультрамафитовых вулканитов, предложенное Арндтом (Arndt et al., 1977), на перидотитовые ($MgO > 25\%$), пироксенитовые ($MgO = 19-25\%$), однако в связи с высоким содержанием в них полевых шпатов (модальных и нормативных больше 25%), обусловленным относительной глиноземистостью, $Al_2O_3 = 9.4$ и 11.2 (табл.1) по отношению к среднему по Соловьеву (1970) следует им дать прилагательное "плагноклазовые". Таким образом, исследуемые породы по химическому составу и минеральным парагенезам неординарные и отличаются от средних пикритов и коматиитов и являются плагноклазовыми пикритами, а породы эндоконтактовых

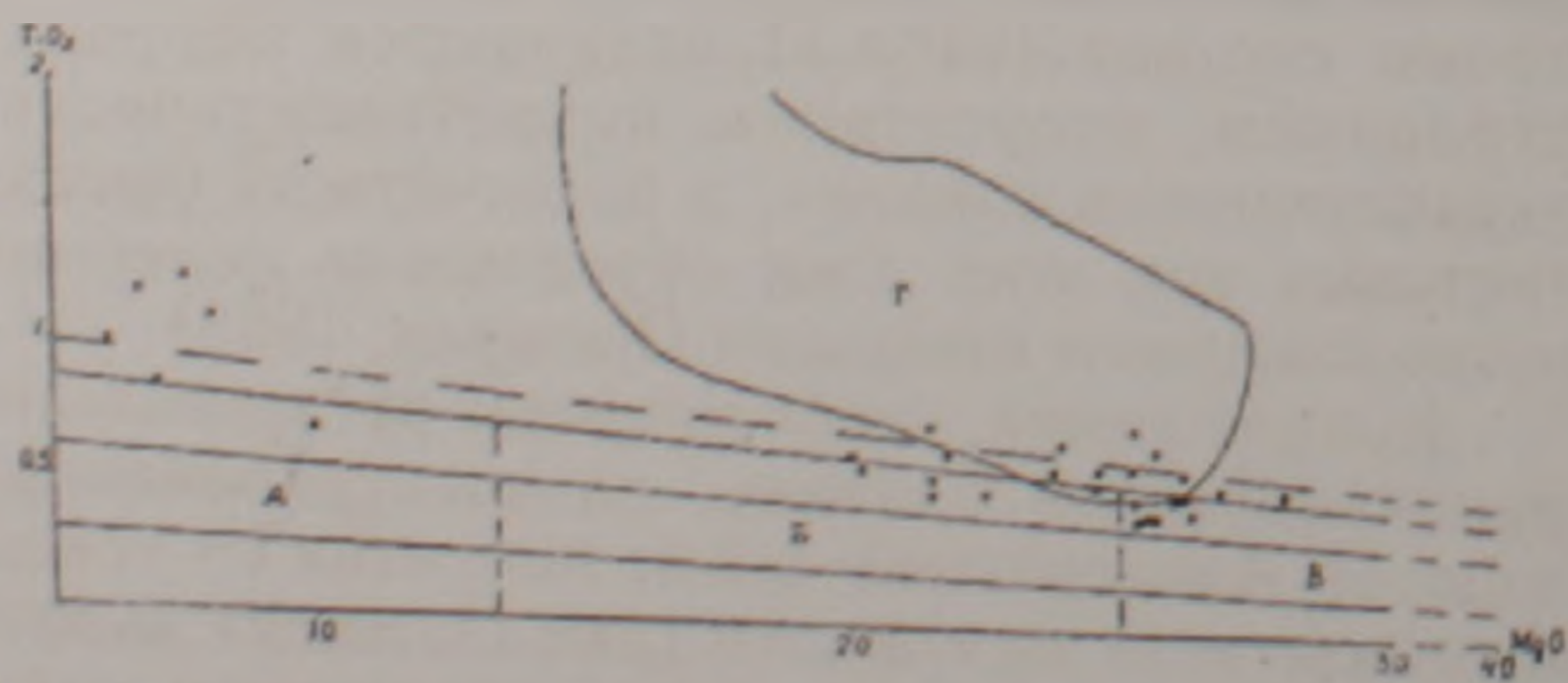


Рис.2. Расположение составов пород пикритовой серии Армении на диаграмме $TiO_2 - MgO$ по Крестину (1983). Поля: А — коматиитовые базальты, Б — пироксенитовые и В — перидотитовые коматииты, Г — пикриты.

зон имеют состав толеита, оливинового толеита и пикробазальта.

Тесная пространственная связь пикритов региона с габбро-диабазовыми дайками Алавердского района и корнями излияний гиалобазальтовых лав Вединской зоны свидетельствует о том, что они в комплексе составляют единую серию и связаны с общим магматическим очагом базальтоидов. Приведенные выше данные позволяют сделать вывод, что на юго-западном краю Сомхето-Карабахской развитой островной дуги и параллельной с ней юной примитивной Севанской островодужной системе, сформированной на офиолитовой основе, в юра-меловое время развивался единый диабаз-пикритовый эффузивно-интрузивный комплекс. При отделении от примитивной островодужной структуры бескорневой (Егоркина и др., 1976) сильно тектонизированной Вединской надвиговой пластины (Ломизе, 1970, 1971; Соколов, 1977) комплекс даек пикритов также был разобщен, а его некоторая часть была перемещена в западном направлении на многие километры (Вединская офиолитовая зона). По нашим наблюдениям и литературным данным (Книппер и др., 1976; Ломизе, 1971; Соколов, 1977), вдоль юго-западной границы Вединского надвига развит тектонический меланж с олистолитами ультрамафитов, габбро, спилитов, диабазов и т.д.

Юго-западное направление фронтальной зоны Вединского надвига свидетельствует о том, что тектонический покров шарьировался в этом же направлении на многие километры, а это позволяет считать, что корни перемещенной офиолитовой массы этой структуры находятся на северо-востоке, скорее всего в районе Эрзинджан-Севанской офиолитовой зоны. Это мнение обосновывается еще и тем, что по этому же направлению (на пути перемещения покрова) сохранились фрагменты — остатки пород офиолитовой серии в составе базальных конгломератов трансгрессивного основания верхнемеловых отложений: в верховьях р.Аргичи, в Вайке (р-н с.Хндзорут), в южной части Зангезурской "офиолитовой" зоны, у с.Килит, в бассейне р.Джагричай (Нах. АР, Рустамов, 1979). В районе Ерахской антиклинали на толще пород субщелочной серии внутриконтинентальной рифтовой структуры распространены многочисленные клиппы серпентинитов, амфиболитов, мраморизированных и доломитизированных известняков, представляющих фрагменты пород фронтальной зоны (меланжированной) Вединского тектонического покрова офиолитов.

В проблеме классификации и формационной принадлежности исследованных пород определенным фактором является характер оливина ($f_a = 16-17$), значительным образом отличающийся от оливина ультрамафитов офиолитовой серии региона ($f_a = 1.5-6.5$), пикритов даек Троодоса с $f_a = 8-10$, (Магматические..., 1988) и коматиитовых лав с $f_a = 6-15$ Северного Онтария (Arndt, 1977). Плагноклазсодержащие пикриты региона по многим параметрам отличаются от бесполевошпатовых ультрамафитов коматиит-пикритового ряда, поэтому трудно оценить их генетическую

принадлежность. Мнение о вероятно несколько высоком (35% и больше) частичном плавлении перцолита (пиролита) и выплавлении пикробазальтового расплава в подостроводужном мантийном клине оспаривается составом оливина исследованных пород (1a – 16-17). Представляется возможным, что исследованные плагиоклазовые пикриты являются меланокритовым дифференциатом (рестит), образованным при ликвации толеитового расплава после отделения плагиориолитового составляющего в промежуточной магматической камере, сформированной в глубоких горизонтах островодужной системы.

Приведенные выше данные позволяют считать, что в мезозойское время в области островодужных структур региона формировался диабаз-пикритовый комплекс (Мелконян, Плошко, 1973), генетически связанный с базальтовым магматизмом.

Выводы

1. Исследованные породы, относящиеся к группе пикритов, в значительной мере отличаются от средних типов и могут быть классифицированы как плагиоклазовые пикриты.

2. Плагиоклазовые пикриты региона проявились в пределах развитой Сомхето-Карабахской и южной примитивной (Вединская бескорневая офиолитовая зона) островодужных систем в составе диабаз-пикритовой серии базальтоидов.

3. Магматический расплав с интрателлурическими вкрапленниками оливина подвергся механической дифференциации течения потока (Bhattachorji, 1967; Komar, 1979, Gibb, 1968), приведшей к обеднению ими в узких эндоконтактных зонах даек (шириной в 30-35 см) и последовательному образованию в них толеитов, оливиновых толеитов и пикробазальтов.

Автор выражает глубокую благодарность рецензенту, члену-корреспонденту НАН РА Р.Л. Мелконяну за ценные советы при подготовке статьи к опубликованию.

ЛИТЕРАТУРА

- Адамян Ш.А., Закариадзе Г.С., Кекелия М.А., Лордкипанидзе М.Б., Чхотуа Т.Г., Шавишвили И.Л. Эволюция магматизма и геодинамика палеостроводужных систем Кавказа. В сб.: Магматические и метаморфические породы океанической коры. М.: Наука, 1983, с.206-225.
- Асланян А.Т., Сатиан М.А., Мнацаканян А.Х., Ханзатян Г.А. Высокомагнезиальные шаровые лавы Вединской офиолитовой зоны Малого Кавказа. Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1987, т.XL, №1, с.9-16.
- Белостоцкий И.И. Строение и формирование тектонических покровов. М.: Недра, 1978, 238 с.
- Грушевой В.Г. Интрузивные породы Армянской ССР (северная часть Армении и соседний район Грузии). В сб.: Интрузивы Закавказья. Труды Груз. гос. геол. упр. Вып.21. Тбилиси, 1941, с.277-311.
- Дир У.А., Хаин Г.А., Зусман Дж. Породообразующие минералы, т. 2, М.: Мир, 1965, 405 с.
- Джрбашян Р.Т., Казарян Г.А., Карапетян С.Г., Меликсе-

тян Х.Б., Мнацаканян А.Х., Ширинян К.Г. Мезо-кайнозойский вулканизм Армении в различных геодинамических обстановках. Тезисы докл. конф. "Проблемы магматических и метаморфических пород", С.-Петербург, 1998, с.93-94.

Егоркина Г.И., Соколова И.А., Егорова Л.И. Изучение глубинных разломов по материалам станции "Земля" на территории Армении. Разведочная геофизики, 1976, вып.72, М.: Недра, с.29-40.

Закариадзе Г.С., Книппер А.Л., Соболев А.В., Цамерян С.П. Особенности структурного положения и состава вулканических серий офиолитов Малого Кавказа. В кн.: Океанический магматизм. Эволюция, геологическая корреляция. М.: Наука, 1986, с.218-241.

Йодер Х. Образование базальтовых магм. М.: Мир, 1979, 337 с.

Казарян Г.А. О полосчатом строении диабаз-порфиритовых даек Алавердского района. Зап. Арм. отд. В. М. О. вып.1, 1959, с.61-68.

Казарян Г.А. Ультраосновные жильные породы Алавердского района. Труды управления геологии и охраны недр АрмССР, т.II, Ереван, 1959, с.181-190.

Казарян Г.А. Основные закономерности магматизма Алавердского рудного района. В кн.: Петрология интрузивных комплексов важнейших рудных районов Армянской ССР. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1971, с.7-116.

Казарян Г.А. Кислые вулканы толеитовой серии офиолитовых зон Республики Армения. Изв. НАН РА, Науки о Земле, 1992, т.45, №4, с.3-13.

Казарян Г.А. Особенности геологического строения и петрология офиолитовых габброидов Севанской и Вединской зон Армении. Изв. НАН РА Науки о Земле, 1994, т.47, с.19-31.

Книппер А.Л. Океаническая кора в структуре Альпийской складчатой области. М.: Наука, 1975, 207 с.

Книппер А.Л. Движение австрийской фазы в океанической коре Тетиса. Характер проявления, последствия и возможные причины. Геотектоника, 1985, №2, с.3-18.

Книппер А.Л., Соколов С.Д. Офиолиты Веди (Армения) – автохтон или аллохтон. Геотектоника, 1976, №4, с.54-66.

Кокс К.Г., Белл Дж.Д., Панкхерет Р.Д. Интерпретация изверженных горных пород. М.: Недра, 1982, 414 с.

Которгин Н.Ф. О некоторых петрохимических особенностях пикритов и коматиитов. В сб.: Вопросы оруденения в ультрамафитах. М., 1985, с.12-19.

Крестин Е.М. Проблемы образования и эволюции ультраосновных магм (по результатам изучения коматиитов зеленокаменных поясов). В сб.: Мантийные ксенолиты и проблема ультраосновных магм. Новосибирск.: Наука, 1983, с.114-121.

Ломизе М.Г. О месте офиолитов в тектонической структуре Восточной Анатолии и Закавказья. Изв. Высш. Учеб. зав. Геология и разведка, 1970, №11, с.32-41.

Ломизе М.Г. Вединский тектонический покров (Малый Кавказ). ДАН СССР, 1971, т.198, №3, с.672-673.

Магматические горные породы. Классификация. Номенклатура. Петрография. ч.1, М.: Наука, 1983, 365 с.

Магматические горные породы. Ультраосновные породы. М.: Наука, 1988, 508 с.

Мелконян Р.Л., Плошко В.В. Диабазовая (диабаз-пикритовая) формация Малого и Большого Кавказа. ДАН АрмССР, 1973, т.LVII, №1, с.26-29.

- Мелконян Р.Л. Петрология и рудоносность мезозойских островодужных гранитоидных формаций Малого Кавказа. Автореф. дисс. на соискание уч. ст. доктора геол.-мин. наук, М.: ИГЕМ, 1989, 51 с.
- Морозов Н.М. Алавердское месторождение медных руд в Закавказье, его породы и генезис. Изв. СПб политехн. ин-та: 1912. т. XVII, вып. I., с. 111-194.
- Остроумова А.С., Центер Н.Я. Аналоги пород марианит-бонинитовой серии в юрских вулканитах Карабахского хребта (Малый Кавказ). ДАН СССР, 1986, т. 290, №2, с. 441-445.
- Пейве А.В. Океаническая кора геологического прошлого. Геотектоника, 1969, №4, с. 5-23.
- Пушаровский Ю.М., Разнишин Ю.Н., Соколов С.Д. Тектоническая расслоенность коры современных океанов и их аналогов. В сб.: Геодинамика и развитие тектоносферы. М.: Наука, 1991, с. 97-119.
- Рустамов М.А. Олистостромовые образования и проблемы офиолитов Араксинской зоны. Изв. АН Азерб. ССР, 1979, №5, с. 84-91.
- Соколов С.Д. Олистостромовые толщи и офиолитовые покровы Малого Кавказа. М.: Наука, 1977, 94 с.
- Соловьев С.П. Химизм магматических горных пород и некоторые вопросы петрохимии. М.: Наука, 1970, 314 с.
- Arndt N.T., Naldreff A.Y. and Pyke D.K. Komatiitic and Iron-rich Tholeiitic Lavas of Munzo Township, North-east Ontario. Journal of Petrology. 1977, v. 18, №2, p. 319-369.
- Bhattachirji S. Mechanics of flow differentiation in ultramafic and mafic sills. The journal of Geology. 1967, v. 75, №1, p. 101-112.
- Knipper A.L., Khain E.V. Struktural position of ophiolites of the Caucasys. "Ofiolit", 1980, v. 2, p. 297-314.
- Komar P.P. Mechanical Interactions of Phenocrysts and Flow Differentiation of Igneous Dyces, Sills. Geol. Soc. Amer. Bull. 1979, №83, p. 973-988.
- Gibb F.G.F. Flow Differentiation in the Xenolithic Ultrabasic Dykes of the Cuillins and Strathard Peninsula, Isie of Skye, Scotland. J. of Petrol, 1968, v. -, №3, p. 411-443.

ՀԱՅԱՍՏԱՆԻ ԿՂԶԱՂԵՂԱՅԻՆ ՊԼԱԳԻՈԿԼԱՉԱՅԻՆ ՊԻԿՐԻՏՆԵՐԸ

Հ. Ա. Ղազարյան

Ա մ փ ո փ ո լ մ

Սոմխեթո-Ղարաբաղյան և միակցված Վեդու (Սևանի) կղզաղեղային կառույցների համապատասխան ծագումի հրաբխածին հաստվածքները, ձևավորված միջին յուրակավին ժամանակահատվածում, զուգակցվում են դիաբազային, գաբրո-դիաբազային, պիկրիտային և այլ կազմի դայկաների միահյուսված համալիրներով, որոնց մի մասը էֆուզիվ հոսքերի արմատներ են (հիալոբազալտ և այլն): Ուտրահիմքային երակային ապարները քիմիական կազմով, միներալային միակեցությամբ (աղ. 1, 2, 3, նկ. 1, 2) բուն պիկրիտներից տարբերվում են դաշտային սպաթների բարձր պարունակությամբ և ներկայացնում են յուրահատուկ պլագիոկլազային պիկրիտներ: Պիկրիտային դայկաների ձևավորման ժամանակ հալոցքի հոսքի դիֆերենցիացիայով (Bhattachorji, 1967; Komar, 1979; Gibb, 1968) երակային մարմնի կողային զոնաներում ուտրահիմքային մագմայից անջատվել են տոլեիտներ, օլիվինային տոլեիտներ, պիկրոբազալտներ, ընձեռնելով ինտրուզիվ մարմնին յուրահատուկ զոնալականություն:

ISLAND ARC PLAGIOCLASE PICRITES OF ARMENIA

H. A. Ghazarian

A b s t r a c t

The Republic's high magnesian vein-magmatic rocks differ from middle composition of picrite-group rocks and are manifested by plagioclase picrites. During the entering of ultramafite magmatic melt to endocontact zones of picrite dikes through mechanic differentiation of current stream, relatively silica-saturated and low magnesian olivine tholeiits formed.