

МЕЖДУВЕДОМСТВЕННЫЙ ЛИТОЛОГИЧЕСКИЙ КОМИТЕТ
АН СССР

ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАУК АН
АРМЯНСКОЙ ССР

АРМЯНСКОЕ ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ОБЩЕСТВО
ПРОИЗВОДСТВЕННОЕ ОБЪЕДИНЕНИЕ «АРМГЕОЛОГИЯ»

ПУТЕВОДИТЕЛЬ

ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ЭКСКУРСИИ X ВСЕСОЮЗНОГО
ЛИТОЛОГИЧЕСКОГО СОВЕЩАНИЯ
ОФИОЛИТОВАЯ СЕРИЯ ЕРАХСКОГО ХРЕБТА
(ВЕДИНСКАЯ ОФИОЛИТОВАЯ ЗОНА)

ИЗДАТЕЛЬСТВО АН АРМЯНСКОЙ ССР
ЕРЕВАН 1988

Составители: *Сатян М. А.*, доктор геол.—мин. наук

Варданян А. В., канд. геол.—мин. наук

Институт геологических наук АН Армянской ССР

5409



1. КРАТКАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Объектом экскурсии являются выступающие в ядре Ерахской антиклинали Вединской офиолитовой зоны Мало-го Кавказа породы офиолитовой ассоциации, в 50 км восточнее г. Еревана и в 15 км к с-з от райцентра пос. Веди. Ограничивающая с юга Ерахский хребет Араратская равнина имеет абсолютную высоту 800—1000 м. Ерахский хребет возвышается над Араратской котловиной на 0,6 км, представляя низкоротный массив с прямым аридно-денудационным рельефом, с широким развитием бедлендов—результат интенсивного физического выветривания в условиях засушливого климата.

На западе Вединской офиолитовой зоны, от низовья р. Ахурян до меридиана г. Еревана, выходы офиолитов не известны; породы офиолитовой ассоциации вскрыты здесь глубоким бурением под мощными молассами миоцена и отчасти палеогеновым флишем (рис. 1). Офиолиты обнажаются юго-восточнее, вдоль южных отрогов Ерахского хребта и в верховье бассейна р. Веди (Хосровский заповедник). Погребенные поля офиолитов предполагаются восточнее, в бассейнах р. Арпа и Джагры, где развиты мощные офиолитокластические конгломераты и валунные отложения низов сенона.

Офиолитокластические отложения раннего сенона ныне выявлены и на ю-в, к басс. р. Аракс. В эксплозивных образованиях плиоцена обнаружены резургентные обломки офиолитов. В Иране Вединская зона воссоединяется с Тавриз-Наин-Бафтской офиолитовой зоной. На западе в Анатолии она простирается от г. Кагызмана к г. Эрзинджану и круто затем сворачивает к ю-з вдоль Киршехирского массива в район г. Конья.

В пределах Закавказья Вединская офиолитовая зона разделяется на Приараксинский, Вединский, Арпинский и Нахичеванский сектора. В Вединском секторе породы офиолитовой ассоциации слагают ряд антиклинальных и синклинальных

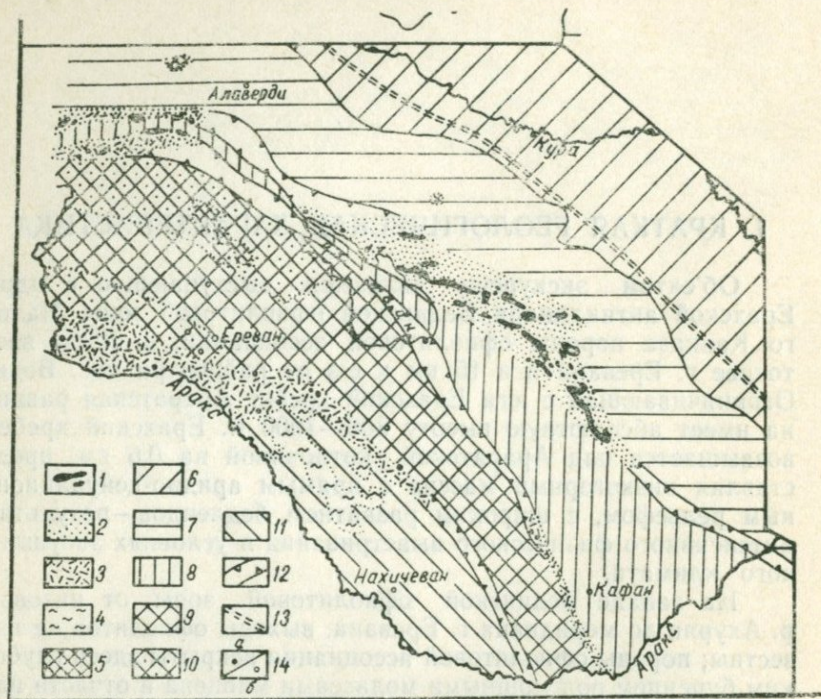


Рис. 1. Схема палеотектонической зональности Малого Кавказа в меловое время. Офиолитовые зоны (1—3 с СВ на ЮЗ): Севанская, Зангезурская, Вединская. 1. Выходы ультрабазитов. 2. Распространение офиолитовой ассоциации. 3. Офиолитокластические отложения в надофиолитовом «чехле». 4. Средний-верхний палеозой и триас. 5. Древний метаморфический комплекс (кембрий(?)—докембрий).

Межофиолетовые зоны (6—11): 6. Предмалокавказская. 7. Сомхето-Карабахская. 8. Базумо-Кафанская. 9. Анкаван-Мегринская. 10. Приподнятое положение древнего фундамента по геофизическим данным. 11. Урц-Джультинская зона. 12. Глубинные разломы по данным геофизики. 13. Предполагаемая зона глубинного разлома. 14. Вскрытые скважинами: а) породы офиолитовой ассоциации; б) домезозойский комплекс без признаков офиолитовой ассоциации в разрезе мела-палеогена.

складок, обычно кулисообразно сопряженных. Таковы Ерахская, Барцракарская, Хосровская, Джерманисская антиклинали, Чатминская, Црдутская синклинали. Указанные структуры асимметричны, южные и юго-западные крылья крутые и местами подвернуты.

Ерахская антиклиналь имеет близширотное простирание. Хорошая обнаженность района позволила составить детальную геологическую карту (рис. 2). Ерахская антиклиналь брахиформная, длина ее более чем 2 км, ширина от 700 до 900 м. Складка имеет резко асимметричное строение, северное ее крыло пологое ($10-15^\circ$, до 20°), южное—более крутое ($30-70^\circ$), местами подвернутое с явным сокращением мощностей слагающих ее пород сенона-палеоцена. В строении антиклинали значительное место принадлежит флишoidным и известняковым отложениям палеоцена-нижнего эоцена, микритовым известнякам сантона-верхнего сенона, конгломератам и песчаникам (с офиолитокластическим компонентом) позднеконьякского-раннесантонского времени. Эти отложения перекрывают несогласно и с разрывом выступающие в ядре антиклинали породы офиолитовой ассоциации. Офиолитокластические конгломераты включают гальки известняков, доломитов, яшм, миндалекаменных базальтов, габброидов, серпентинизированных ультрабазитов. Мощность указанной толщи на северном крыле достигает 100—150 м. Цементирующий материал средней крепости или рыхлый, песчано-алевритовый с офиолитокластической примесью. Наиболее интенсивно дислоцировано южное крыло Ерахской антиклинали с разлинованием слоев, развитием мелкой гофрировки, будинажа, флексур, мелких разрывов. Наблюдаются также узкие, мелкие дополнительные складки широтного простирания, с крутыми (до 70°) крыльями. Характер деформации по площади меняется. Нередки деформации, связанные с послойным течением материала, сложное сочетание поперечного с продольным изгибом слоев.

Породы офиолитовой ассоциации интенсивно дислоцированы, представлены двумя крупными чешуями, разобщенными относительно крутопадающими на север разрывами, в пределах которых развиты мелкие тела серпентинитов местами зеленые сланцы. Среди вулканических пород обособляются: эффузивно-гнeалокластическая толща и толща миндалекаменных базальтов, далее, туфы и мелкообломочные вулканические брекчии, высококальциевые и высокомагнезиальные (табл.

1), слагающие несколько выходов и главный, относимый к трубке взрыва диаметром более 300 м (рис. 2). В поле их развития картируются пикробазальты, базальты и трахибазальты в виде кольцевой дайки. Базальтовые потоки вмещают сильно деформированные линзы микритовых известняков. Картируются мелкие, почти изометрические выходы и линзы глобулярных яшм, доломитов, реже линзы тонкослоистых радиоляритов, кремнистых пелитовых туффов, изредка металлоносных силицитов. Все они тяготеют к линиям разрывных нарушений. На западной периклиналии имеются мелкие и одна крупная, диаметром до 50 м трубки, выполненные андезито-базальтовой, существенно витрической породой, получивших местное именование «хосровиты», поскольку впервые были выявлены в Хосровском заповеднике (Мкртчян, 1970). Вдоль крупных разрывных нарушений близширотного направления прослеживаются мелкие выходы серпентинизированных ультрамафитов. На западной переклиналии они окаймляют трубку «хосровитов». Небольшие выходы средне- и мелкозернистых габбро располагаются вдоль линий нарушений. На сглаженных водоразделах холмов, сложенных офиолитами и конгломератами позднего коньяка, развиты поля плейстоценовых мелкозернистых озерных песков.

2. ХАРАКТЕРИСТИКА МАРШРУТА

К началу маршрута подъезд автотранспортом по грунтовой дороге, которая пересекает Ерахскую антиклиналь с юга на север вдоль крупного оврага.

Точка 1. Начало маршрута—осмотр выходов туфов лампроитовой серии, слагающих наджерловую фацию трубки. С небольшого холма видно поле развития туфов, рассеченное системой полифазных даек пикробазальтов, трахибазальтов.

Туфы и мелкообломочные вулканические брекчии лампроитовой серии в изобилии включают резургентные обломки миндалекаменных базальтов, реже обломки щелочных габбро.

Спускаясь в сухой лог, протягивающийся через поле туфов, переход к ю-в части выходов туфов. Осмотр контакти-

рующих с ними меланжированных вмещающих пород—миндалекаменных базальтов с линзами силицитов и доломитов, а также приуроченной к карбонатным породам минерализации пиролюзита в зоне близширотного разлома, ограничивающего выходы туфов с юга. После возвращения к исходной части маршрута экскурсия продолжается к западным выходам пород кремнисто-известняково-вулканогенной формации офиолитовой серии. Через грунтовую дорогу переход на запад на холмы, сложенные породами формации.

Точка 2. Спуск в первый к западу сухой лог, осмотр по склону выходов миндалекаменных черных базальтов с шаровидной отдельностью и далее в логе—секущих базальты мелких выходов зеленых и зеленовато-голубоватых туфов лампроитовой серии, менее насыщенных резургентным материалом. В туфах наблюдается слоистость. Далее переход на западный склон по среднечетвертичным отсортированным озерным пескам.

Точка 3. На вершине холма осмотр выходов среди вулканитов гидротермально-осадочных доломитов и силицитов. Обращает внимание их неправильная форма, линейно-прерывистое развитие вдоль разломов широтного простирання. Возвращение к конечной точке маршрута по сухому логу на юго-восток через выходы пород эффузивно-гиалокластической толщи, вмещающей линзы микритовых розовых и светло-серых перемятых известняков, местами мелкие тела габбро и гипербазитов. Сворачивая на восток, переход через гряду холмов с осмотром пород эффузивно-гиалокластической толщи формации и с последующим выходом на грунтовую дорогу (конец экскурсии).

3. О ВОЗРАСТЕ ПОРОД ОФИОЛИТОВОЙ АССОЦИАЦИИ.

Палеонтологически доказан позднеконьякский возраст несогласно перекрывающих офиолитовую серию конгломератов и песчаников, включающих офиолитокластический материал (Ренгартен, 1959; Акопян, 1975; Егоян, 1955; Сатиан, 1979). Кремнисто-известняково-вулканогенная формация офиолитовой серии включает линзы микритовых известняков с редкими раковинами мелких фораминифер, в некоторых яшмах определяются радиолярии. И все же пока достаточно надежные доказательства их альб-раннеконьякского

возраста не получены из-за скудности и плохой сохранности микрофаунистических остатков. Радиологические К/Аг датировки миндалекаменных базальтов, а также базальтов эффузивно-гиадокластической толщи показали среднемеловой их возраст. Таков же возраст туфов лампроитовой серии. Верхнемеловой возраст (по К/Аг) имеют дайки пикробазальтов и трахибазальтов в поле туфов. Резургентные обломки в туфах обособляются (по К/Аг) на среднемеловые (110—95 млн. лет, миндалекаменные базальты) и позднеюрские (ср. 156 млн. лет—мафические и субщелочные габбро и субщелочные базальты).

4. КРАТКАЯ ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД ОФИОЛИТОВОЙ АССОЦИАЦИИ.

Базальты миндалекаменные*). Темно-серые породы нередко шаровой текстуры. Обычны известковые прокладки между шарами. Слагают вытянутую в широтном направлении полосу (рис. 2), включают линзы тонкослоистых микрозернистых розоватых известняков, реже линзы красных и коричневатых радиоляритов, силициты и доломиты изометрической грибообразной формы, диаметром до 2—3 м гидротермально-осадочного генезиса. Обломки миндалекаменных базальтов размером до 5—10 см, реже до 25 см входят в состав туфов лампроитового состава в качестве резургентного компонента. Их количество и размерность резко сокращается за пределами трубки в мелких выходах туфов западнее и восточнее ее. Миндалекаменность лавовых потоков выражена отчетливее в периферических частях шаров лав. Состав выполнения—анальцит, цеолиты, кальцит, кварц.

Под микроскопом структура породы порфировая. Вкрапленники (0,2—0,3 мм, реже до 5 мм) представлены амфиболом (3—4 %) призматического облика, светло-коричневого цвета, с четким плеохроизмом в коричневатых тонах (керсутит?). Основная масса породы сложена тонкими лейстами и призмами плагиоклаза, игольчатыми и скелетными выделениями рудного минерала (магнетита?) и многочисленными

* Петрография базальтов выполнена Мнацаканян А. Х., ИГН

мелкими кристалликами (?) в массе почти изотропного вулканического стекла.

Химическому составу базальтов (табл. 1) присущи высокая титанистость и щелочность (при значительном содержании калия). Отмечаются повышенные содержания бария (до 1000 г/т), циркония (до 450 г/т), обнаруживается ниобий (75 г/т), молибден, фосфор.

Таблица 1

Химический состав вулканических пород офиолитовой серии Ерахской антиклинали.

Породы окислы	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	38,85	48,66	40,34	49,88	39,59	33,84	35,80
TiO ₂	2,18	0,70	2,64	0,36	1,61	1,82	1,54
Al ₂ O ₃	15,49	18,30	11,98	22,04	13,78	9,40	14,71
F ₂ O ₃	9,02	2,29	10,69	2,75	7,19	7,51	5,62
FeO	2,01	6,24	3,73	1,98	2,37	1,95	3,44
MnO	0,22	0,15	0,25	0,12	0,20	0,25	0,12
CaO	13,36	9,97	9,88	5,18	7,70	12,34	12,25
MgO	6,20	7,35	11,04	2,23	8,40	13,12	9,38
Na ₂ O	2,00	3,20	1,20	5,00	1,38	1,53	1,50
K ₂ O	1,10	0,11	2,00	4,00	2,56	0,99	1,50
P ₂ O ₅	1,38	0,11	0,57	0,23	0,27	0,61	0,41
H ₂ O	2,66	0,27	2,56	1,61	6,56	5,86	2,64
п. п. п.	0,87	0,84	3,61	0,32	н. опр.	н. опр.	4,58
CO ₂	4,35	2,20	3,25	3,52	3,75	6,25	6,86
Cr	240	75	130	56	100	240	150
Ni	250	32	240	10	230	320	420
Co	24	24	100	5	56	56	56
Ba	420	320	240	560	420	240	240
Sr	500	240	560	700	100	100	320
Zr	110	180	240	1000	210	220	240
Nb	—	20	—	200	42	49	49
La	100	10	130	130	18	—	56
Ce	—	—	—	—	150	75	100

1. Миндалекаменные базальты. 2. Афировые базальты. 3. Щелочные пикробазальты. Дайка. 4. Трахибазальты. Силлы. 5—7. Туфы витрокластические.

Примечание: Cr—Ce $\left(\frac{\Gamma}{T}\right)$ данные количественного спектрального анализа. ДФС—13.

Аналитик—Маргиросли М. А.

Базальты эффузивно-гналостической толщи.

Слагают главную массу пород южной чешуи. Отделены от северной чешуи системой крутопадающих разрывов. Порода зеленовато-охристая, местами неотчетливо проявляется шаровидная отдельность. Обычно большое количество гналокастического материала, который местами имеет преобладающее значение. Базальты включают дайки трахитов, линзы микритовых известняков мощностью до 10—15 м и протяженностью до 20—30 м; в верхней части разреза—протяженные будинированные пачки светло-серых микритовых известняков мощностью до 10—15 м, прерывистые выходы которых картируются на 1,5 км по всей протяженности разрывных нарушений, разобщающих северную и южную чешуи ядра антиклинали. В базальтах эффузивно-гналокластической толщи сравнительно реже обнаруживаются гидротермально-осадочные линзы силицитов. Под микроскопом структура базальтов афировая или спородофирная. Иногда отмечаются единичные фенокристаллы интенсивно пелитизированного плагиоклаза, которые размещены в основной массе вариолитовой микроструктуры, состоящей из сноповидных агрегатов плагиоклаза и клинопироксена. В промежутках между вариолями развиты гидроокислы железа и ярко-бурые агрегаты идиокрита; в некоторых разностях преобладают игольчатовидные агрегаты плагиоклаза и между ними полупрозрачное бурое вулканическое стекло с мелкой рудной сыпью. Для химического состава характерна относительно низкая титанистость и калиеность при резком преобладании натрия над калием (табл. 1), высокая глиноземистость. Из малых элементов обращает внимание низкое содержание хрома (42—75 г/т), резкие колебания и высокое содержание циркония (240—1800 г/т).

Туфы высокомагнезиальные с повышенной К-щелочностью. Выявлены в разрезе кремнисто-известняково-вулканогенной формации офиолитовой серии в верхние басс. р. Кюсуз (Хосровский заповедник). В верхней половине разреза формации они слагают две пачки мощностью до 10—15 м, ассоциируя с микритовыми известняками, радиоляритами и потоками шаровых лав высокотитанистых базальтов и высокомагнезиальных пикродолеритов и пикробазальтов (Асланян и др., 1987). Сходный состав имеют туфы южного склона Ерахского хребта,—места прохождения экскурсии. Здесь туфы слагают один крупный выход в центральной части ядра антиклинали и ряд мелких—к западу и

востоку от него (рис. 2). Повсеместно они прорывают толщу миндалекаменных базальтов и несогласно перекрыты офиолитокластическими конгломератами верхнего коньяка. Отмечалось, что радиологически (K/Ar) туфы среднемелового возраста. С юга выходы туфов ограничены крупным разрывом близширотного простирания. Система кольцевых даек пикробазальтов и базальтов, силлов трахибазальтов, вероятно, маркирует основные контуры, согласные с более значительными контурами трубки взрыва. По сравнению с крайними восточными и западными выходами туфы центрального выхода содержат заметно большее количество резургентных обломков миндалекаменных и других базальтов, здесь же выявлены акцессорные обломки субщелочных и щелочных мафических габбро, известняков триасового облика, яшм, единичные окатанные гальки диабазов.

Наиболее важным компонентом туфов являются витрические обломки размером от алевро-псаммитовых до гравийных. Они обнаруживают неоднородность состава: глобулярные обособления высокощелочного, высокомагниевого состава на фоне относительно низкощелочного низкомагниевого стекла. Некоторые из глобуль заполнены рудным минералом, баритом и гематитом, изредка отмечается пиролюзит. Вторичные изменения вулканического стекла выражены хлоритизацией, монтмориллонитизацией (зондовый анализ стекла и других компонентов выполнен Л. П. Плюсиной, ИЭМ, Черноголовка). Второстепенным компонентом туфов является кристаллокластика (1—3%): плагиоклаз, моноклинный пироксен и редко—оливин. В иммерсии в тяжелой фракции встречены: циркон, сфен, апатит. Цемент карбонатный пленочнопоровый (10—20 % породы). Валовый химический состав туфов варьирует широко и, как видно, зависит от количества резургентной примеси базальтовых обломков и продуктов их дезинтеграции, от соотношения обломков и карбонатного цемента. Характерно повышенное содержание Р. З. Э., а также выявление спектральным методом Sn, Mo, W.

Обнаруженные в разрезе офиолитовой серии туфы близки по химическому составу к лампроитовой серии (табл. 1). Последние типичны для зон активизаций платформ, и в этом смысле появление в офиолитовой серии подобных пород представляет особый интерес, учитывая место заложения Вединского офиолитового трога на северном краю Иранской

плиты, с субплатформенными разрезами палеозоя-триаса (Сатиан, 1984).

Дайки и силлы пикробазальтов и трахибазальтов. Слагают кольцевую дайку (систему даек). По простиранию обнаруживают веерообразное падение—подтверждение их кольцевого плана. Контакты с вмещающими туфами лампроитовой серии резкие, местами с явно выраженными признаками закалки. Пикробазальты черного цвета, крепкие, отдельность массивная и кусковатая, местами прямоугольная в поперечном срезе. На поверхности трещин остывания обнаруживаются редкие миндалины. Вблизи поперечного смещения на С—З выхода дайка брекчирована. Мощность дайки варьирует от 3-4 до 5 м. Пикробазальты под микроскопом обнаруживают порфировую структуру. В их составе фенокристаллы (50—55%): оливина в виде псевдоморфоз, выполненных идингситом, клинопироксена: титан-авгита зонального строения. Основная масса интерсертальной структуры состоит из лейстов основного плагиоклаза, коротко-призматических зерен клинопироксена, реже бурого амфибола, а также игольчатых кристаллов апортита, размещенных в массе слабо хлоритизированного вулканического стекла.

Трахибазальты. Серого цвета, средней крепости, слагают силлы по северо-восточному внешнему контуру системы даек пикробазальтов и базальтов. В одном из выходов видны признаки расслоения—формирование псевдослоистости. Местами наблюдаются сферические обособления диаметром до 1—3 см. Под микроскопом порода порфировой структуры, во вкрапленниках—щелочной амфибол (3—6%) идиоморфный, призматический, светло-коричневый, размером до 0,2—0,3 мм, изредка отмечаются вкрапленники апатита. Основная масса слагается лейстами плагиоклаза с субпараллельным расположением и переходом к пилотакситовой структуре. Химический состав приведен в табл. 1. Из малых элементов характерны высокие содержания циркония (до 1000 г/т), ниобия (100—240 г/т), фосфора (1800 г/т), а также низкие содержания хрома, никеля, кобальта. В породе определяется La—130 г/т, Sr—560—760 г/т, Ba—560 г/т.

Кремнистые породы глобулярной структуры. Они во вмещающих базальтах образуют примерно изометричные и неправильной формы тела, реже линзы с обрубленными краями, мощностью до 1—2 м. Пространственно тяготеют

к зонам разломов, которые, видимо, наследовали древние разрывы. Цвет их варьирует от кирпично-красного до желтоватого, табачно-желтого, реже отмечаются черные разности. Порода трещиноватая, пронизанная более поздними прожилками карбоната и кварц-халцедонового состава. Под микроскопом порода имеет реликтовую глобулярную структуру, во многом затухевшую последующей раскристаллизацией кремнезема. Состав микрозернисто-кварцевый. Окислы железа подчеркивают особенность первичной глобулярной структуры. Подробная их характеристика была дана ранее (Сатиан, 1979, Сатиан, 1987). Кремнистые породы рассматриваются как продукты осаждения из вынесенных на дно бассейна гидротермальных растворов.

Доломиты имеют сходную морфологию, что и кремнистые породы глобулярной структуры, причем кремнистые породы глобулярной структуры нередко сонаходятся с кристаллическими доломитами. Имеются случаи их чередования.

Доломиты приурочены к зонам разрывных нарушений и, видимо, представляют продукты низкотемпературных гидротермальных растворов, высачивающихся на дно бассейна. Обогащенные гидроокислами железа они имеют красновато-бурый, кирпично-бурый цвет, порода массивная, слабо трещиноватая, умеренной крепкости, легко распиливается и шлифуется, представляя красивый облицовочно-декоративный материал.

Под микроскопом структура крупно-среднекристаллическая, кристаллы доломита погружены в мелкозернистую железисто-доломитовую массу, которая формирует овалы вокруг ромбоэдров. В химическом составе повышенная магnezизальность и железистость (Сатиан, 1979).

Известняки микритовые. Слагают линзы в базальтах, а в кровле эффузивной-гналокластической толщи (южной, чешуи—довольно выдержанный, но сильно будинированный горизонт, мощностью до 16 м. Известняки—тонкослоистые светло-серые, розоватые породы, характеризуются микрозернистой структурой. В основной массе под микроскопом встречаются редкие, плохо диагностируемые остатки фораминифер, их детрит, редко раковины радиолярий.

Глинистая примесь резко варьирует в каждом из слоев, достигая в некоторых более чем 30 %. При будинаже эти слойки, как пластичные, подвержены значительным де-

формациям. Местами порода приобретает пятнисто-кристаллическое строение в результате раскристаллизации микрозернистой массы. Отмечаются многочисленные прожилки кальцита. Органогенные структуры крайне редки. Терригенная алевро-псаммитовая примесь в породе весьма мала (0,0п%).

ОСНОВНЫЕ ВЫВОДЫ.

Разрезы кремнисто-известково-вулканогенной формации Ерахской антиклинали представляют сильно тектонизированные образования офиолитовой серии, местами превращенные в тектонический меланж.

При тектонически нарушенном, сложном строении формации все же удается выявить закономерности пространственного распределения главных формациеобразующих пород и их парагенезисов. Картируемые южная и северная чешуи характеризуют, видимо, разные фациальные зоны офиолитового бассейна. Высокоминдалекаменные, высокотитанистые базальты субщелочного и щелочного состава северной чешуи сходны с внутриконтинентальными рифтогенными базальтами.

Афировые лавы с обилием гиадокластитов южной чешуи связаны латеральными переходами с менее глубоководными образованиями западных выходов пород формации. Несогласно, как и миндалекаменные базальты северной чешуи, их перекрывает граувакковая формация. Причем разрезы формации южного крыла более сокращены в мощности и включают наименьшее количество офиолитокластики. Афировость и обилие гиадокластики в разрезе эффузивно-гиадокластической толщи, умеренная титановость и низкая калиевость базальтов, ее слагающих, указывают на иные, недостаточно еще расшифрованные условия вулканизма. Недостаточно ясна и временная корреляция двух вулканических толщ. Южная фациальная зона, как видно, затем испытала резкое воздымание и была перекрыта граувакковой формацией, сокращенной по мощности.

Офиолитовую серию отличают в целом, малые объемы ультрабазитов, наличие высокотитанистых, высокомагнетизальных и высококалиевых туфов, близких по химизму лампроитовой серии, резкое доминирование в разрезе северной чешуи высокотитанистых рифтогенных базальтов. Это

позволяет полагать, что офиолитовая ассоциация возникла в рифтогенном бассейне ограниченного спрединга.

Парагенезисы пород формации характеризуют принадлежность ее к атипичной офиолитовой серии. Помимо признаков, перечисленных выше, отметим отсутствие или крайне слабое развитие расслоенного базит-ультрабазитового комплекса, отсутствие комплекса параллельных даек, признаки дифференцированности вулканизма (наличие трахитов), чередование вулканитов с силикатами и известняками, значительно большая в разрезе доля микритовых известняков сравнительно с силикатами. Они говорят о небольших глубинах накопления формации, по крайней мере, выше уровня карбонатной компенсации, о малых размерах бассейна и соответственно—об ограниченном спрединге континентальной коры за период 10—15 млн. лет от времени начала растяжения, в альбском веке.

При компрессии офиолитового трога произошла реконструкция континентальной коры. Сближение и «спайка» тектонического подложья (включающего субплатформенный комплекс палеозоя-триаса) предопределили развитие на заключительной фазе вулканизма атипичных для офиолитовых разрезов высокощелочных и высокомагнезиальных пород—туфов, по химическому составу сходных с лампроитовой серией и щелочных пикробазальтов.



ЛИТЕРАТУРА

Акопян В. Т. Биостратиграфия меловых отложений Армянской ССР. Изд. АН АрмССР, Ереван, 1978.

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, № 1, 1987.

Асланян А. Т., Сатиан М. А. Тектонические условия становления офиолитовых зон. Изд. АН АрмССР, Ереван, 1987.

Егоян В. Л. Верхнемеловые отложения юго-западной части Армянской ССР. Изд. АН АрмССР, Ереван, 1955.

Мкртчян К. А. Интрузивы бассейна р. Веди. В кн.: «Геология СССР», т. XLIII, «Армянская ССР», 1970, № 2.

Ренгартен В. П. Стратиграфия меловых отложений Малого Кавказа. Региональная стратиграфия СССР, т. 6. Изд. АН СССР, М., 1959.

Сатиан М. А. Позднемеловой литогенез офиолитовых зон Армянской ССР (Малый Кавказ). Изд. АН АрмССР, Ереван, 1979.

Сатиан М. А. Офиолитовые прогибы Мезотетиса. Изд. АН АрмССР, 1984.

Сатиан М. А. Металлоносные силициты. В кн.: Кремнистые породы фанерозоя территории Армянской ССР. Изд. АН АрмССР, Ереван, 1987.

Сатиан М. А., Ханзатян Г. А. Породы лампроитовой серии в офиолитовом разрезе Вединской офиолитовой зоны Малого Кавказа. Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1987, № 5.

ВФ08689 заказ 1384 тираж 250

Сдано в производство 24.10.1988 г., подписано к печати 19.10.1988 г,
печ. л. 1,25+1 вкл., усл. печ. 1,27 л. изд. 0,9 л. бумага 1, формат
60×84 1/16, цена 15 коп.

Издательство АН Армянской ССР, Ереван—19, пр. Маршала Баграмяна 24г
Типография издательства АН Армянской ССР г. Ереван, пр. Маршала
Баграмяна 24а