

М. А. САТНАН, А. В. ВАРДАНИЯН, Б. В. БОИНАГРЯН

ОБ ОФИОЛИТОВОЙ АССОЦИАЦИИ ЕРАХСКОГО ХРЕБТА
(ВЕДИНСКАЯ ОФИОЛИТОВАЯ ЗОНА МАЛОГО КАВКАЗА)

Проведенное детальное картирование Ерахской антиклинали выявило своеобразие строения и состава офиолитовой ассоциации альб-допозднеконьякского возраста, слагающего ядро, а также наличие в его пределах тектонических блоков вулканогенно карбонатной толщи позднеюрско-неокомского возраста.

Ерахская антиклиналь близширотного простирания, в структурном отношении принадлежит Вединской офиолитовой зоне Малого Кавказа и причленена к Араксинскому глубинному разлому по линии г. Арташат-пос. Арарат-с. Ерахс. Разлом нарушает целостность фундамента, но, очевидно, и слоев «Г» и «Б» [4]. Антиклиналь брахиформная, длиной более 2 км, шириной от 0,6 до 0,9 км, резко асимметричная, северное крыло пологое ($10-15^\circ$, до 20°), южное—более крутое ($30-70^\circ$), местами подвернутое с явным сокращением мощностей слагающих их пород сенона-палеоцена. Крылья антиклинали сложены флишсоидными и известняковыми отложениями палеоцена-нижнего эоцена, микритовыми известняками саптона-верхнего сенона, конгломератами и песчаниками (с офиолитокластическим компонентом) позднеконьякско-раннесаптонского возраста. Офиолитокластические конгломераты включают гальки известняков, доломитов, яшм, миндалекаменных базальтов, габброидов, серпентинизированных ультрабазитов. Мощность указанной толщи на северном крыле достигает 100—150 м. Эти отложения перекрывают несогласно и с размывом выступающие в ядре антиклинали породы офиолитовой ассоциации, в поле которых выявлены тектонические блоки более древней, позднеюрско-неокомской карбонатно-вулканогенной формации. Наиболее интенсивно дислоцировано южное крыло Ерахской антиклинали с разлинзованием 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. Отмечается сложное сочетание поперечного с продольным изгибом слоев.

Во внутренней структуре ядра Ерахской антиклинали картируются надвиги, сдвиги и сбросо-взбросы (рис. 1). Группируется продольная и поперечная или диагональная системы нарушений. Вдоль оси Ерахской антиклинали с запада на восток намечаются два надвига, определяющие чешуйчатую структуру ядра. На западной периклинали расстояние между надвигами около 400 м, а на восточном они сближены до 100 м. В периклинальных частях их секут сбросо-сдвиги северо-восточного простирания. Горизонтальные перемещения по надвигам имеют место с севера на юг, с незначительной амплитудой; по всей вероятности, плоскость их смещения на глубину выполаживается. В зонах надвигов развиты несколько крутопадающих (в основном к северу) мелкоамплитудных сбросов и взбросов. Поперечные или диагональные разрывы являются сдвигами и сбросо-сдвигами и секут со смещением разломы I системы, либо под прямым, либо косым углом, придавая строению ядра мозаичный план. Наиболее крупный из сбросо-сдвигов (левосторонний) закартирован на восточной периклинали, определяемый по смещению геологических границ известняковой толщи верхнего сенона с амплитудой около 500 м и сбросовой до 20—25 м. Системы крупных нарушений и особенно продольные сопровождаются выходами серпентинизированных ультрабазитов. Для обеих

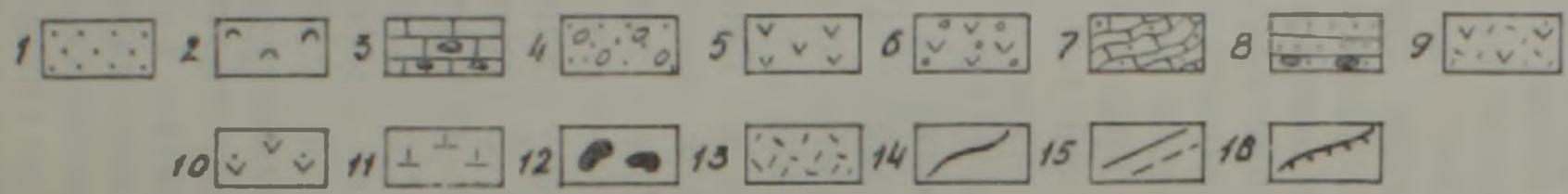


Рис. 1. Схематическая геологическая карта Ерахской антиклинали. 1. Верхний плиоцен-плейстоцен. Пески. 2. Четвертичные гравертны. 3. Верхний сенон. Пелитоморфные известняки с базальными конгломератами в основании. 4. Верхний коньяк-нижний сантон. Конгломераты, песчаники офиолитокластические. 5—12. Альб-нижний коньяк. Кремнисто-вулканогенная толща офиолитовой серии: 5. «ф-фузивно-гиалокластитовая свита базальтового состава»; 6. Мидалекаменные базальты; (К/Аг возраст 150—120 млн. лет); 7. Линзы микритовых известняков; 8. Конгломераты и песчаники; 9. Туфы и мелкообломочные вулканические брекчии (лампроитовой серии); 10. Дайки пикробазальтов; 11. Андезито-базальтовые брекчии («хосровиты»); 12. Габбро и серпентинизированные ультрабазальты. 13. Участки гидротермального изменения. 14. Прочие дайки. 15. Разрывные нарушения. 16. Надвиги.

систем показательны зеркала скольжения, сбросовые борозды, трещиноватость и будинаж, а также местами гидротермальные изменения. Эти разрывы трассируются также небольшими выходами средне- и мелкозернистых габбро, местами — зеленых сланцев, образовавшихся по эффузивам. К линиям разрывных нарушений тяготеют также мелкие, почти изометрические выходы и линзы доломитов и яшм гидротермального генезиса.

Дизъюнктивные близширотные дислокации, типа надвиговых пластин, являются более древними, чем поперечные и диагональные разрывы сбросо-сдвигового типа. Следует указать также, что в пределах Ерахской антиклинали крупномасштабные шарьяжи или покровы не картируются: основной стиль данной структуры предопределен дислокациями в пределах или вблизи корневой зоны офиолитового шва и может быть отнесен к параавтохтону, возникшему при компрессии офиолитового трога в предсенонское время.

Среди вулканических пород ядра антиклинали обособляются: эффузивно-гнאלокластическая толща, толща миндалекаменных базальтов и прорывающие их мелкообломочные высококальциевые и высокомагнезиальные вулканические брекчии (табл. 1), слагающие несколько мелких выходов и главный, относимый к трубке взрыва диаметром более 300 м. В поле их развития картируются пикробазальты, базальты и трахибазальты в виде кольцевой дайки. Базальтовые потоки вмещают сильно деформированные линзы микритовых известняков. Вулканические породы включают изометрические тела и линзы глобулярных яшм, доломитов, реже линзы тонкослоистых радиоляритов, кремнистых пелитовых туфов, изредка металлоносных силицитов. Все они тяготеют к линиям разрывных нарушений. На западной периклинали картируются овальные, диаметром до 50 м, тела, вероятно, трубки, выполненные андезито-базальтовой, существенно витрической породой («хосровиты» [6]). На сглаженных водоразделах холмов офиолиты и конгломераты позднего коньяка перекрыты местами полями плейстоценовых мелкозернистых озерных песков.

В юго-восточной части трубки взрыва выявлен обособленный выход метасоматизированных взрывных брекчий ультраосновного состава с хромдиопсидом, которые перекрыты тонкослоистыми, розовато-серыми известняками, мощностью до 1 м, содержащими многочисленные раковины аммонитов, а также редкие обрывки мшанок и водорослей; в основной массе известняков обнаруживаются кальцитизированные радиолярии, редко — фораминиферы. В верхних слоях известняков среди остатков аммонитов определены: *Berriasella* cf. *Jacobi* Maz., *Berriasella* cf. *Iorloli* (Zitt.), *Lytoceras* cf. *honnurati* (d'Orb.), *Haploceras carachtheis* Zeusch., *Himalalvites* sp., *Ptychophylloceras* sp. (определения В. И. Кванталани), датирующие возраст пород берриасом [11]. Известняки эти парагенетически ассоциируются с миндалекаменными магнезиальными ($MgO—8,8\%$), оливиновыми, относительно низкокальциевыми ($K_2O—0,35—0,90$, $Na_2O—1,2—2,1\%$) базальтами. Эта ассоциация пород, видимо, обособлена от альб-доверхнеконьякской вулканогенно-осадочной толщи системой близширотных и меридиональных разрывов, представляя тектонические блоки.

Рассмотрим краткую петрографическую характеристику пород. Базальты щелочные, порфиоровые. Темно-серые породы нередко шаровой текстуры. Обычны известковые прокладки между шарами. 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. Миндалекаменность лавовых потоков выражена отчетливее в периферических частях шаров лав.

По дополнительным сборам выявлено преимущественное нахождение аммонитов титона берриаса (*Aspidoceras rogoznicum* Zeuschn. и единичные — позднего колловей-оксфорда (*Parospidoceras* sp., *Peltoceras* sp.)).

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 плагиноклаза, игольчатыми и скелетными выделениями рудного минерала (магнетита?) и многочисленными 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 Ерахской антиклинали

| Окислы | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 |
|--------------------------------|-------|-------|-------|-------|--------|-------|--------|
| SiO ₂ | 38,85 | 48,66 | 40,34 | 49,88 | 39,59 | 35,80 | 37,00 |
| TiO ₂ | 2,18 | 0,70 | 2,64 | 0,36 | 1,61 | 1,54 | 2,80 |
| Al ₂ O ₃ | 15,49 | 18,30 | 11,98 | 22,04 | 13,78 | 14,71 | 15,71 |
| Fe ₂ O ₃ | 9,02 | 2,29 | 10,69 | 2,75 | 7,19 | 5,62 | 5,97 |
| FeO | 2,01 | 6,24 | 3,73 | 1,98 | 2,37 | 3,44 | 2,29 |
| MnO | 0,22 | 0,15 | 0,25 | 0,12 | 0,20 | 0,12 | 0,34 |
| CaO | 13,36 | 9,97 | 9,88 | 5,18 | 7,00 | 12,25 | 16,29 |
| MgO | 6,20 | 7,35 | 11,04 | 2,26 | 8,40 | 9,8 | 5,80 |
| Na ₂ O | 2,00 | 3,20 | 1,20 | 5,10 | 1,38 | 1,50 | 2,10 |
| K ₂ O | 1,10 | 0,11 | 2,00 | 4,00 | 2,56 | 1,50 | 0,90 |
| P ₂ O ₅ | 1,38 | 0,11 | 0,57 | 0,23 | 0,7 | 0,41 | 0,69 |
| H ₂ O | 2,66 | 0,27 | 2,56 | 1,61 | 6,56 | 2,64 | 2,15 |
| п. п. п. | 0,87 | 0,84 | 3,61 | 0,32 | н. опр | 4,58 | 1,63 |
| CO ₂ | 4,36 | 2,20 | 3,25 | 3,52 | 3,75 | 6,86 | 6,82 |
| Cr | 240 | 75 | 130 | 56 | 100 | 150 | н. опр |
| Ni | 250 | 32 | 240 | 10 | 230 | 420 | 100 |
| Co | 24 | 24 | 100 | 5 | 56 | 56 | 18 |
| Ba | 420 | 320 | 240 | 560 | 420 | 240 | 240 |
| Sr | 500 | 240 | 560 | 700 | 110 | 320 | 750 |
| Zr | 110 | 180 | 240 | 1000 | 210 | 240 | 56 |
| Nb | — | 20 | — | 200 | 42 | 49 | 18 |
| La | 100 | 10 | 130 | 130 | 18 | 56 | 13 |
| Ce | — | — | — | — | 150 | 100 | н. об |

1. Миндалекаменные базальты. 2. Афировые базальты. 3. Щелочные пикробазальты. Дайка. 4. Трахибазальты, силлы. 5—6. Туфы вигрокластические (2—6—породы K₁^{al}—K₂^{br}). 7. Оливиновый базальт (I₃—K₁^{br}).

Примечание: Cr—Ce—данные количественного спектрального анализа на ДФС—13. г/т.

Базальты афировые слагают главную массу пород южной чешуи. Порода зеленовато-охристая, местами неотчетливо выражена шаровидная отдельность. Обычно большое количество гналокластического материала, который местами имеет преобладающее значение. Базальты включают дайки трахитов и линзы микритовых известняков мощностью до 10—15 м и протяженностью до 20—30 м, в верхней части разреза—протяженные буднированные 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. Под микроскопом структура базальтов афировая или спородофировая. Отмечаются единичные фенокристаллы интенсивно пелитизированного плагиноклаза, которые размещены в основной массе варнолитовой микроструктуры, состоящей из сноповидных агрегатов плагиноклаза и клинопироксена. В промежутках между варнолями развиты гидроокислы железа и ярко-бурые агрегаты илдингсита; в некоторых разностях преобладают игольчатовидные агрегаты плагиноклаза и между ними полупрозрачное бурое вулканическое стекло с мелкой рудной сыпью. Для хи-

* Петрография базальтов выполнена А. Х. Минакянц, ИГи АН АрмССР

мического состава характерна относительно низкая титанистость и калиево-натриевость при резком преобладании натрия над калием, высокая глиноземистость (табл. 1). Из малых элементов обращают внимание низкое содержание хрома (42—75 г/т), резкие колебания и высокое содержание циркония (240—1800 г/т).

Туфы высокомагнезиальные с повышенной К-щелочностью. Слагают один крупный выход в центральной части ядра антиклинали и ряд мелких—к западу и востоку от него. Повсеместно они прорывают толщу миндалекаменных базальтов и несогласно перекрыты офиолитокластическими конгломератами верхнего коньяка. Радиологически (К/Аг) туфы датируются среднемеловым возрастом. Они содержат резургентные обломки миндалекаменных и других базальтов, реже субщелочных и щелочных мафических габбро, акцессорные обломки известняков триасового облика, яшм, диабазов.

Важный компонент туфов—витрокластика имеет размер от алевро-псаммитовых до гравийных, обнаруживает неоднородность состава: глобулярные обособления высокощелочного, высокомагнезиевого состава на фоне относительно низкощелочного, низкомагнезиевого, стекла*. Некоторые из глобуль заполнены рудным минералом, баритом и гематитом, изредка отмечается пиролюзит, вторичные изменения вулканического стекла выражены хлоритизацией, монтмориллонитизацией. Второстепенным компонентом туфов является кристаллокластика (1—3%): плагиоклаз, моноклинный пиркосен 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 соотношения количества резургентной примеси базальтовых обломков (и продуктов их дезинтеграции) с обломками витрокластики и, наконец, карбонатным цементом. Характерно повышенное содержание РЗЭ, спектральным методом выявлены Mo, Sn, W.

Радиологические К/Аг датировки части щелочных базальтов, а также базальтов эффузивно-гнאלокластической толщи показали среднемеловой их возраст. Таков же возраст туфов. 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) [3].

Туфы близки по химическому составу к лампроитовой серии. Последние типичны для зон активизации платформ, и 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 [9].

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 идиингситом, клинопироксена (титан-авгита) зонального строения. Основная масса интерсертальной структуры состоит из лейстов основного плагиоклаза, короткопризматических зерен клинопирок-

* Зондовый анализ Л. П. Плюсиной. ИЭМ (Черноголовка).

сена, реже бурого амфибола, а также игольчатых кристаллов апатита, 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 вкраплениях—щелочной амфибол (3—6%) идиоморфный, призматический, светло-коричневый, размером до 0,2—0,3 мм, изредка отмечаются вкрапления апатита. Основная масса слагается лейстами плагиоклаза с субпараллельным расположением и переходом к пилотакентовой 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), 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. 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 кальцита и кварц-халцедонового состава. Под микроскопом порода имеет реликтовую глобулярную структуру, во многом затушеванную последующей раскристаллизацией кремнезема до микрозернисто-кварцевого состава. Окислы железа подчеркивают особенность первичной глобулярной структуры [8, 10]. 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 и имеются случаи их чередования. Доломиты приурочены к зонам разрывных нарушений и, видимо, представляют продукты низкотемпературных растворов, высачивающихся на дно бассейна. Обогащенные гидроокислами железа они имеют красновато-бурый цвет, порода массивная, слабо трещиноватая, умеренной крепости, 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 повышена, кроме магниальности, железистость [11].

Известняки микритовые. Слагают линзы, а также один выдержанный, но сильно будинированный горизонт, мощностью до 16 м. Порода тонкозернистая светло-серая, розоватая, характеризуется микрозернистой структурой. В основной массе под микроскопом встречаются редкие, плохо диагностируемые остатки фораминифер, их детрит, раковины радиолярий. Нередко содержат пропластки известковых радиоляритов. Глинистая примесь резко варьирует в каждом из слоев, достигая в некоторых более чем 30%. При будинаже эти слои, как пластичные, подвержены значительным деформациям. 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 (0,0n%).

Выводы

Кремнисто-известняково-вулканогенная формация Ерахской антиклинали представляет сильно тектонизированные образования офиолитовой серии вблизи крупных разрывов, превращенная в тектонический меланж и включающая блоки субстрата. При тектонически нарушенном, сложном строении формации все же выявляются закономерности пространственного распределения главных формациеобразующих пород и их парагенезисов. Высокоминдалекаменные, высокотитанистые базальты субщелочного и щелочного состава северной чешуи сходны с внутриконтинентальными рифтогенными базальтами.

Афировые лавы с обилием гналокластов южной чешуи связаны латеральными переходами с менее глубоководными образованиями западных выходов пород формации и несогласно, как и миндалекаменные базальты северной чешуи, их перекрывает граувакковая формация. Причем разрезы граувакковой (надофиолитовой) формации южного крыла более сокращены в мощности и включают наименьшее количество офиолитокластики. Афировость и обилие гналокластики в разрезе эффузивно-гналокластической толщи, умеренная титанистость и низкая калиевость базальтов, ее слагающих, указывают на условии большей проницаемости коры.

Парагенезисы пород формации атипичны для «стандартной» офиолитовой серии. Так, крайне слабо развит расслоенный базит-ультрабазитовый комплекс, отсутствует комплекс параллельных даек, имеется дифференцированность вулканизма (наличие трахитов) и типично чередование вулканитов с силицитами и известняками; значительно большая в разрезе доля принадлежит микритовым известнякам сравнительно с силицитами. Эти признаки говорят о небольших глубинах накопления формации, по крайней мере, выше уровня карбонатной компенсации, о малых размерах бассейна и соответственно—об ограниченном спрединге континентальной коры.

При компрессии офиолитового трога произошла реконструкция континентальной коры. Сближение и «спайка» тектонического подложья, включающего субплатформенный комплекс палеозоя-триаса и вулканогенно-карбонатную толщу поздней юры—неокома [11], 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. Наиболее соответствует полученным данным схема полициклического развития Вединской офиолитовой зоны с ранним (келловей-неоком) рифтогенезом континентальной коры и последующим рифтогенезом в альб-раннеконьякское время, которые разделены австрийской фазой складчатости.

Институт геологических наук АН
Армянской ССР

Поступила 27.VII 1989

Ե. Ս. ՍԱԹՅԱՆ, Ա. Վ. ՎԱՐԳՍՅԱՆ, Բ. Վ. ԲՈՅՆԱԿՅԱՆ

ԵՐԱԽԻ ԼԵՒԵԱՇՎԻՔԱՅԻ ՕՖԻՈՒՏԱՅԻՆ ԶՈՒԿՈՐԿՈՒԹՅԱՆ ՄԱՍԻՆ
(Փոխ Կովկասի Վեդու օֆիոլիտային գոտի)

Ա մ փ ո փ ո լ մ

Օրախի անափկրինայր տեղակայված է Վեդու օֆիոլիտային գոտում: Մալրն ունի ընդլայնական տարածում, տարածարիկ է՝ հարավային թևր ավելի մեծ թևրություն ունի (մինչև 20°), քսն հյուսիսայինը (15—25°): Անափկրինայի

թևերը ներկայացված են պալեոցեն—ստորին էոցենի հասակի կրաքարային և ֆլիշային նստվածքներով, ինչպես նաև ուշ կոնյակ—վաղ սենոնի կոնգլոմերատներով և ավազաքարերով: Միջուկում հանդես է գալիս օֆիոլիտային զուգորդությունը (կրաքարա-կալժքարա-հրաբխածին ֆորմացիա, ինչպես նաև հիպերբազիտների, սերպենտինիտների ու գաբրոների ոչ մեծ ելքեր): Որոշակիորեն քարտեզագրվում է կիսաշրջանաձև մի զայկա՝ բաղկացած պիկորոպալտից, բազալտից ու արախիրազալտից:

Օֆիոլիտային զուգորդության ապարներն ուժեղ տեղախախտված են, տեղ-տեղ ծալքավորված, կտրտված խզումներով, որոնց ստորածման ուղղությամբ նկատվում են ջրաջերմային փոփոխություններ: Խզումնային կառույցներն ունեն երկու հիմնական ուղղություններ՝ ընդլայնակի և անկյունագծային: Առաջինի մեջ ընդգրկվում են վրաշարժերը, փոքր ամպլիտուդա ունեցող վարնետքները և վերնետքները: Առանձնացվում են երկու, միմյանց գրեթե զուգահեռ վրաշարժեր ընդլայնակի ստորածմամբ, որոնք ծալքին հաղորդում են վրաշարժային-թևփուկային կառուցվածք:

Երկրորդ խմբում հանդես են գալիս կողաշարժային և կողաշարժ-վարնետքային խզումները: Հիշյալ խախտումները հասակային տեսակետից ավելի երիտասարդ են, քանի որ հատում և տեղաշարժում են առաջին խմբի խզումները:

Գրեթե բոլոր խզումներն ուղեկցվում են բազիտ-հիպերբազիտային ապարների մանր ելքերով, շերտերի ուժեղ ձևախախտումներով և ապարների ջրաջերմային փոփոխություններով:

Ուսումնասիրությունները ցույց են տվել, որ Երախի անտիկլինալի թևերն ունեն վերին կոնյակ—պալեոցենի հասակի Միջուկում հանդես եկող օֆիոլիտային զուգորդության ապարների մասին կարելի է ասել հետևյալը: Ուսումնասիրվող ապարների ճնշող մեծամասնությունն, ըստ ռադիոքանակալի տրոյայաների, ունեն այբ—վերին կավճի հասակի Միածամանակ, հարկ է նշել, որ պայթման փողրակի մոտ գերհիմքային կազմ ունեցող բրեկչիաները ծածկվում են կրաքարերով, որոնք պարունակում են բերիասին բնորոշ ամոնիտներ:

Այսպիսով, Երախի անտիկլինալի կրաքարա-կալժքարա-հրաբխածին ֆորմացիայի ապարները ուժեղ ճզմված, կտրատված են՝ տեղ-տեղ վերածվելով տեկտոնական մելանժի: Օֆիոլիտային համաշարքը բնորոշվում է հիպերբազիտների համեմատաբար փոքր ծավալ ունեցող ելքերով: Ֆորմացիայի ապարների ստորագեներդիսը ցույց է տալիս օֆիոլիտային համաշարքի ոչ տիտանայնությունը, բացակայում են զուգահեռ զայկաները, հրաբխածին ապարների տարբերակվածությունը (արախիրադարիտների առկայություն), հրաբխածին ապարների հերթափոխությունը սիլիցիաների և միկրիտային կրաքարերի հետ: Այս ամենը վկայում է ավազանի փոքր չափերի և խտրության մասին:

Երախի օֆիոլիտներն ունեցել են բազմափուլ զարգացում: Կելովեյ—նեոկոմում ենթադրվում է հրաբխային ճկվածքի գոյություն (մայրցամաքային կեղևի ռիֆտառաջացման գոտի): Հետագայում, այբ—կոնյակի ժամանակահատվածում օֆիոլիտագոյացում է տեղի ունեցել, որը նախորդ ռիֆտառայացման էտապից սահմանադատվում է ավաստիական տեկտոնական փուլով: Հետագա տեկտոնական շարժումները հանգեցրել են ռիֆտի փակմանը, ապարների ճզմմանն ու տեղաշարժերին, սյրոտրուզիաների և որոշ տեղերում մելանժանման կառույցների գոյացմանը:

ON THE YERAKH MOUNTAIN RIDGE OPHIOLITE ASSOCIATION
(THE MINOR CAUCASUS VEDHI OPHIOLITE ZONE)

Abstract

The detailed mapping of the Yerakh anticline has revealed the originality of the Albian-Pre Late Cretaceous ophiolite association structure and composition, which forms the core of the anticline, as well as the presence of Late Jurassic-Neocomian volcanogenous-carbonate series tectonic blocks in the ophiolites.

ЛИТЕРАТУРА

1. Акопян В. Т. Биостратиграфия верхнемеловых отложений Армянской ССР. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1978, 185 с.
2. Асланян А. Т., Сатян М. А. Тектонические условия становления офиолитовых зон. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1987, 158 с.
3. Багдасарян Г. П., Варданян А. В., Сатян М. А. О возрасте вулканических пород офиолитовой ассоциации (Армянская ССР).—Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1988, т. XLII, № 6, с. 11—18.
4. Варданян А. В. Разломно-блоковая тектоника Урц Вайоцдзора.—Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1978, № 6, с. 35—44.
5. Егоян В. Л. Верхнемеловые отложения юго-западной части Армянской ССР. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1955, 270 с.
6. Мкртчян К. А. Интрузивы бассейна р. Веди.—В кн.: Геология СССР, т. XLIII, Армянская ССР. М.: «Недра», 1970.
7. Ренгартен В. П. Региональная стратиграфия, т. 6. Стратиграфия Малого Кавказа, М.: Изд. АН СССР, 1959, 537 с.
8. Сатян М. А. Позднемеловой литогенез офиолитовых зон Армянской ССР (Малый Кавказ). Ереван: Изд. АН АрмССР, 1979, 168 с.
9. Сатян М. А. Офиолитовые прогибы Мезотетиса. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1984, 193 с.
10. Сатян М. А., Ханзатян Г. А. Породы лампроитовой серии в офиолитовом разрезе Вединской офиолитовой зоны Малого Кавказа.—Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1987, № 5, с. 64—67.
11. Сатян М. А., Варданян А. В., Кванталиани И. В. Открытие отложений берриаса в Вединской офиолитовой зоне Малого Кавказа.—ДАН АрмССР, 1989, том 88, № 5, с. 228—231.

Известия АН АрмССР, Науки о Земле, XLII, 1989, № 6, 11—18

УДК: 552.3:551.76 (479.25)

Р. А. ХОРЕНЯН

К ПЕТРОЛОГИИ МЕЗОЗОЙСКИХ МАГМАТИТОВ СЕВЕРО-
ЗАПАДНОГО ОБРАМЛЕНИЯ ИРАНО-АРМЯНСКОЙ
СУБПЛАТФОРМЫ

Проведено петрологическое обсуждение островодужных толеитовых, известково-щелочных магматитов, развитых юго-западнее Малокавказского офиолитового шва. Представлены они базальт-андезитовой, тоналитовой и габбро-диорит-гранодиоритовой (дайки, малые тела) формациями, формирующимися в условиях повышения щелочности и «водонасыщенности» расплава. Формирование их связано с базальтоидным магматизмом, с вовлечением корового материала в процесс магмообразования. В становлении магматитов участвуют процессы дифференциации, ассимиляции, выплавления, смешения и флюидизации вещества коры.

Мезозойские магматиты северо-западного обрамления Ирано-Армянской субплатформы (Цахкунк-Зангезурская структурно-формационная зона) развиты на Цахкуняцком горст-антиклинорном поднятии, протягивающемся в северо-западном направлении на 40 км и в западной части Памбакского хребта. Представлены они формациями островодужного типа: 1) позднеюрско-раннемеловая базальт-андезитовая (менсарская толща), 2) раннемеловая тоналитовая (Цахкуняц-