

ОФИОЛИТОВЫЕ БАССЕЙНЫ МЕЗОЗОЯ ЗАКАВКАЗСКОГО ГЕОТРАВЕРСА

© 2005 г. М. А. Сатиан

Институт геологических наук НАН РА
375019, Ереван, пр Маршала Баграмяна, 24а, Республика Армения
E-mail: hrshah@sci.am
Поступила в редакцию 28.07.2004 г.

Рассмотрены лито-формационные критерии возникновения офиолитов в малых спрединговых бассейнах, обсуждаются латеральные переходы кремнисто-вулканогенной формации офиолитовой серии к пелагическим известнякам и к мелководным осадкам, показано разнообразие малых океанических бассейнов мезозоя Закавказского геотраверса. Проводится корреляция с современными бассейнами с корой океанического типа.

В схеме аллохтонного размещения закавказских офиолитов мезозоя (Соколов, 1977) с открытием Вединской и Зангезурской офиолитовых зон (Асланян, Сатиан, 1977; Сатиан, 1979) к корням офиолитов отнесён Зангезурский шов, с шарьированием офиолитов в синформы Севано-Акеринской и Вединской зон (Книппер и др., 1987).

В альтернативной схеме параавтохтонного размещения офиолитов и возникновения их в малых океанских бассейнах – рифтах красноморского типа, каждый из офиолитовых швов обозначает протяженность мезозойского малого океана (Сатиан, 1984; Асланян, Сатиан, 1987). Исследования последних двух десятилетий принесли немало новых сведений о строении и возрасте офиолитов, которые частично уже рассмат-

ривались (Сатиан и др., 2001), однако реконструкции офиолитовых бассейнов, а ими определяются главные особенности тектонической зональности региона (рис. 1), оставались всё же недостаточно обсужденными, прежде всего со сравнительно литологических позиций.

1. Офиолиты Закавказского геотраверса и литологические критерии реконструкции офиолитовых бассейнов

Примечательным является чередование базальтов с пачками и линзами радиоларитов, с металлоносными в том числе, а также с глинистыми кремнями, микритовыми известняками. Габбро-гипербазитовый комплекс размещён на разных уровнях кремнисто-вулканогенной формации протрузивно (на конечном этапе становления). Этот малокавказский тип разрезов офиолитов существенно отличается от апеннинского, где базальты в их основании имеют стратиграфические контакты с габбро-гипербазитовым комплексом, базальты массивные и подушечные, относящиеся к толентам океанического дна, вверх по разрезу сменяются толщей радиоларитов, латерально включающей и пелагические известняки.

Различие геодинамики офиолитогенеза очевидно: стратиграфические соотношения базальтов и габбро-ультрабазитового комплекса предполагают подъём последнего ко дну бассейна (местами этот раздел представлен офиокальцитами), излияния базальтов происходили без крупных перерывов, и после истощения магматических очагов и гидротермального подтока (уровень металлоносных силицитов) длительно проявилось глубоководное кремненакопление. Напротив, в офиолитовых бассейнах Трансзакавказского геотраверса вулканизм был прерывистым, накопление кремнистых осадков в перерывах вулканической активности исчисляются от нескольких десятков до первых сотен тысяч лет (Сатиан, 1979). Эти особенности ритмики, а также субщелочная и щелочная сериальность базальтов связаны с более глубоким размещением магматических очагов, насыщенностью летучими диапиров верхней мантии и затруднённой проницаемостью подводных магму разломов – результат чередования режимов растяжения и сжатия ("аккордеонная" тектоника).

Радиолариты офиолитовых бассейнов отла-

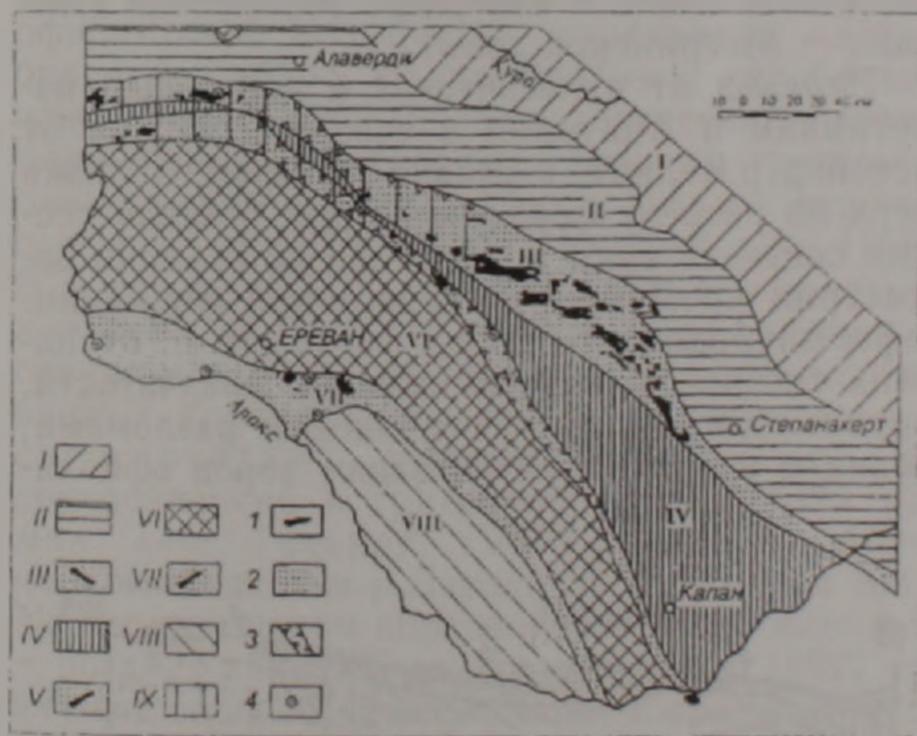


Рис 1. Схема тектонического районирования Малого Кавказа. (Составил М. А. Сатиан).

I – Предмалокавказская синкликорная зона. II – Сомхето-Карабахская антикликорная зона. III – Севанская (Севано-Акеринская) офиолитовая зона. IV – Базумо-Капанская антикликорная зона. V – Зангезурская (Ширако-Зангезурская) офиолитовая зона. VI – Анкаван-Мегринская (Цахкунк-Зангезурская) антикликорная зона. VII – Вединская офиолитовая зона. VIII – Урц-Джувльфинская антикликорная зона. IX – Веринахурянская – Севанская подзона синтаксиса (восточный сегмент Эрзинджан-Севанской зоны синтаксиса). 1 – выходы базит-ультрабазитового комплекса. 2 – участки развития тектонизированных толщ офиолитовой серии и офиолитокластических отложений в составе надофиолитового чехла. 3 – зоны вероятного развития пород офиолитовой серии по геофизическим данным. 4 – скважины, вскрывшие породы офиолитовой ассоциации позднего мезозоя.

гались в условиях иных, чем современные глубоководные океанские радиоляриевые илы: в мезозойских бассейнах содержание растворённого кремнезёма было выше, поскольку значительно были объёмы базальтоидного подводного вулканизма и гидротермального подтока ко дну офиолитовых бассейнов. Сохранение радиоляритов с микритовыми известняками и известковистыми радиоляритами объяснимо лишь при допущении батиметрии этого набора осадков вблизи уровня карбонатной компенсации. В мезозойских офиолитовых бассейнах УКК размещался на меньших глубинах, чем в современных, и очевидно также, что флюктуация этого уровня зависела также от подтока глубинного CO_2 , связанного с вулканической активностью. Батиметрия этих бассейнов вряд ли превышала 2,5 км (Barrett, 1980; Сатиан, 1984).

Для индивидуализации слоёв и пачек радиоляриевых илов – осадков малых скоростей необходимы условия резко сокращённого привноса вулканокластических (в широком смысле), эдафогенных и терригенных осадков. Причину ограничений терригенной седиментации на глубинах осевой долины мы видим в развитии на краях поднятий карбонатных пород, типичных для позднеюрского времени, возникновении в структуре рифта не только краевых впадин (“отстойников”), но и склоновых приразломных ловушек, на глубине же – тектонических уступов, ограждающих осевую долину.

Латеральные вариации состава и строения офиолитов вдоль простирания шовных зон были рассмотрены неоднократно (Сатиан, 1979, 1984; Асланян, Сатиан, 1987 и др.).

Вкрест простирания развёртка отдельных чешуй в надвиговой структуре офиолитов менее расшифровывается, и всё же немало признаков смены литофаций. В Акеринском сегменте отмечены переходы от менее глубоководной, спонголитовой фации к фации радиоляритовой оси шва (Вишневская, 1984), уменьшение количества и мощностей пачек радиоляритов, резкое уменьшение в краевых разрезах шва числа и размеров выходов ультрабазитов, вплоть до выклинивания кремнисто-вулканогенной формации (Лачинский антиклинорий и др.). В Вединском бассейне карбонатно-щелочнобазальтовая ассоциация, судя по олистолитам в норугийском меланже, сменяется мелководными органогенно-детритовыми известняками.

Латеральные переходы от кремнисто-вулканогенной толщи к бортам офиолитового бассейна в Севано-Акеринской зоне (САЗ) по ряду признаков, мы полагаем, слагаются формацией плитчатых известняков, тектонически либо сближенной в пространстве с чешуями офиолитов, либо непосредственно контактирующей с ними (рис. 2). Формация плитчатых известняков относится к верхней юре-титон-неокому (Bergougnan, 1976), примерно к тому же интервалу времени, что и офиолиты. Наиболее полные разрезы формации имеются на Базумском и Севанском хребтах (Аванесян, 1975; Мандалян, 1990), в верховье бассейна р. Тертер, на Сузулукском и Багадагском хребтах (Гасанов, 1985), в восточной Ана-

толии – в районе гг. Эрзинджан и Эрзрум (Bergougnan, 1976). Блоки плитчатых известняков входят в анкарский меланж, отмечены в выходах между гг. Чанкыры и Анкара.

Известняки тонкоплитчатые, микро- и мелкозернистые, с той или иной долей остатков фораминифер, “сфер” кальпионелл и радиолярий (Аванесян, 1975; Мандалян, 1990; Bergougnan, 1976), довольно обычны кремнистые известняки, в низах разрезов района Эрзинджана отмечены прослой радиоляритов (Bergougnan, 1976). Обломочная примесь – гиалокластиты, базальты, ее минеральный состав указывают на размыв базальтовой толщи. В низах разреза скважины, в долине р. Чкнах (Базумский хр.) вскрыты редкие среди известняков потоки (?) базальтов и диабазов. Отмечается углубление обстановки накопления известняков к перидотитовому рубцу района Эрзинджана и южнее за ним – тектонический контакт с мелководными известняками Мунзурдага (Bergougnan, 1976), тем самым обозначая асимметрию строения шва. Меньшая ширина поля развития пелагических известняков (формации плитчатых известняков) реконструируется и для офиолитового шва в пределах Севанского хребта и южнее в басс. р. Акера. Однако вероятно и развитие южнонаправленных (А – субдукция) поддвигов коры на постофиолитовом, предорогенном этапе компрессии литосферы былого тетического пространства; на юге, в Вединской зоне компрессия сказалась в надвиге на офиолиты Аргичинского сегмента континентальной коры – северного обрамления (Анкаван – Мегринской зоны).

Переход от пелагических к неритовым известнякам в Анатолии к северу и западу от бассейна р. Келкит, в районе г. Эрзрум, а также вверх по разрезу формации, среди осадков неокома соответствуют изменениям во времени батиметрии кремнисто-вулканогенной формации. Деформированность пород формации – от пологих складок до изоклиальной складчатости, сопровождаемая многочисленными разломами, сходна с уровнем тектонизации пород офиоли-



Рис. 2. Геологический разрез выходов офиолитовой серии района г. Эрзинджана (Эрзнка). (Составлен по данным Bergougnan (1976) с упрощениями). 1. Постофиолитовый комплекс (палеоген). 2. Известняки плитчатые микро- и мелкозернистые (чимендагская толща). Верхняя юра-неоком. 3. Известняки раннего мела, мелководная фация, комплекс Мунзурдаг. 4. Эффузивно-радиоляритовая меланжированная толща. Верхняя юра-ранний мел (формация Караяпрак). 5. Вулканогенно-осадочная толща. Лейас. Формация Келкит. 6. Экструзии. 7. Серпентинизированные ультрабазиты. 8. а – основание надвигов, б – разломы.

товой серии, конечно, учитывая их разную реологию. Формация плитчатых известняков подножья континентального склона включает прослойки и пачки органогенно-обломочных известняков – осадки мутьевых потоков, сносимых с верхних отметок (Мандалян, 1990; Bergougnan, 1976). Мелководным шельфовым отложениям офиолитовых бассейнов принадлежат олистолиты кристаллических известняков с остатками кораллов поздней юры-раннего мела (Гасанов, 1985).

Особо обращает внимание причастность формации плитчатых известняков к Измир-Эрзинджан-Севан-Акеринскому офиолитовому шву, который вмещает наиболее глубоководную из региональных кремнисто-вулканогенных формаций и крупные массивы серпентинизированных ультрабазитов и габбро. Формация плитчатых известняков на юге Зангезурского шва относится к менее глубоководной (Мандалян, 1990), а в центральном сегменте Вединского офиолитового шва она не обнаружена и, видимо, отсутствует (разрезы вдоль южного крыла Ерахской антиклинали и Вединского антиклинория, низовье р. Хосров).

2. О фрагментах древних офиолитов в офиолитовых швах и о геохронологическом интервале офиолитовой серии

Важная особенность строения офиолитовых швов – наличие фрагментов более древней офиолитовой ассоциации: вулканитов, габбро-брекчий, габбро, радиоляритов и галобиевых известняков, которые радиологически, а также фаунистически датируются поздним триасом – раннеюрским временем (район старого Зодского перевала Севанского хребта; Книппер и др., 1999). В пределах САЗ датировки радиологического возраста (К/Аг) по габбро-амфиболитам и секущим габбро-амфиболитам и серпентинизированным ультрабазитам габбро-пироксенитам и спессартитам указывают также на домезозойский и триасовый возраст (323–229 млн. лет; Гасанов, 1985). Возраст габбро-норитов верховья р. Левчай по изотопным Sm/Nd соотношениям определяется в 220 млн. лет – поздний триас (Богдановский и др., 1992). На юге восточного Понта формация Кюре датируется поздним палеозоем – ранним мезозоем (Ustaömer, Robertson, 1993). Южнее Эрзинджан-Севан-Акеринской зоны предполагается развитие в девоне – перми глубоководного бассейна. Наследованию крупным мезозойским океаном северной ветви Палеотетиса в Закавказье без значительных структурных перестроек и при кратковременном лишь перерыве в морском осадконакоплении, вероятно, в позднем байосе – раннем бате не противоречит схема полициклического в позднем палеозое – мезозое рифтогенеза коры (Сатиан, 1995).

Обратимся далее к формациям, предшествующим офиолитогенезу и обозначающим ранние стадии рифтогенеза в Севано-Акеринской зоне. По комплексу радиолярий и по К/Аг

радиологическому возрасту базальтов и габбро (средняя-поздняя юра) к ним возможно отнести лавы и туфобрекчии, включающие горизонты гравелитов, песчаников и карбонатных пород (севернее с. Вагазин). Эта ассоциация ранее отнесена была к нижней части офиолитового разреза (Соколов, 1977). Кремнисто-вулканогенная формация (Караяпрак) тектонически налегает на спилит-кератофировую формацию (Келкит) лейаса, верхи разреза которой слагают также угленосные и вулканокластические породы (Bergougnan, 1976). Черносланцевая арчидзорская свита Базумского хребта, скорее, также доофиолитовая (Паланджян, 1975). Они характеризуют начальные стадии рифтинга, представляя осадки южного склона Сомхетской островной дуги. В Вединской зоне доофиолитовая карбонатно-вулканогенная формация датируется уверенно по аммонитам и комплексу радиолярий келловей-берриасом (Сатиан и др., 2001). Примечательно, что формация включает диатремы щелочно-лампрофировых туфов, штоки и линзы карбонатитов доломитовой ветви, щелочные базальтоиды – индикаторы континентального рифтогенеза (Сатиан и др., 1999, 2000). Кремнисто-вулканогенная формация офиолитовой серии соотносится с предшествующей по разломам и надвигам, но по разрезу повсеместно выше нее в виде покровных пластин, удаленных лишь на небольшое расстояние от офиолитовых корней и выклинивающихся к низовью долины рр Манкук (Кюсуз) и Спитак-джур.. В выходах в бассейне р. Веди она датируется валанжином-барремом, возможно, до апта включительно (радиологические К/Аг датировки и по комплексу радиолярий). Реликтовая зона спрединга Вединского бассейна предполагается (Сатиан и др., 2001) вдоль полосы рассланцованных вулканитов и серпентинизированных гарцбургитов и габбро, тянущейся от верховья р. Веди на СЗ до верховья правого ее притока, р. Манкук (Кюсуз). В Севано-Акеринской зоне спрединг (офиолитогенез) начался раньше, вероятно, с титона – времени накопления наиболее глубоководных типов известняков сопредельной с офиолитами на профиле бассейна формации плитчатых известняков.

Время выдвижения офиолитов и формирования офиолитокластов в САЗ определяется сеноманом по обилию в осадках офиолитокластике (Соколов, 1977), тогда как в Вединской зоне в отложениях сеномана-турона встречаются лишь единичные зёрна хромшпинелидов. Следовательно, и компрессия офиолитовых бассейнов САЗ и Вединской зоны не одновременна.

Не менее спорно время компрессии офиолитовых бассейнов.

Альб-поздне меловые вулканогенно-осадочные мелководные формации Севано-Акеринской и Вединской офиолитовых зон обособляются от глубоководной кремнисто-вулканогенной формации, относимой к офиолитовой серии по ряду признаков: мелководной средой накопления, дифференцированностью вулканитов от базальтового состава до дацитового и риолитового (САЗ) и от щелочнобазальтового до трахиандезитового и трахитового – в Вединской зоне (Сатиан, 1979).

Сатиан и др., 2001), высоким индексом эксплозивности, сонахождением вулканических пород с карбонатными и терригенными, и изредка лишь с радиоляритами. В поперечном пересечении офиолитовых швов некоторые из выходов этой формации пространственно разобщены от кремнисто-вулканогенной формации с признаками латеральных вариаций состава и строения. В совмещённых пространственно толщах они разобщены разломами, либо также офиолитокластическими отложениями с карбонатным цементом (бассейн р. Хосров, Вединская зона). Очевидна и меньшая деформированность позднемеловых формаций, весьма редки и по размерам малы протрузии серпентинитов. Габбро нередко щелочной серии, обнаружены горячие контакты габбро с радиоляритами и известняками (Севанский хр.). По этим признакам, обособляющим позднеюрскую – раннемеловую кремнисто-вулканогенную формацию от позднемеловой вулканогенно-осадочной формации, последнюю, мы полагаем, следует выделить из офиолитовой ассоциации. Геодинамика ее возникновения требует дальнейших исследований.

Очевидна прерывистость выходов офиолитовых швов, наличие погребенных, "слепых" офиолитов. Севано-Акеринский шов включает сектора: Акеринский и Севанский, Таурагачайский, Базумский и Амасийский, разобщенные крупными поперечными зонами разломов. Крупный сегмент «слепых» офиолитов располагается в междуречье рр Дебед и Агстев. Вединский офиолитовый шов состоит из погребенных кулис – Нахичеванской, Вайоцзорской, Центральной и Армавирской. Последняя относительно Центральной, по-видимому, смещена Разданским глубинным разломом. Выходы офиолитов относятся лишь к Центрально-Вединскому сегменту.

Размеры серпентинизированных ультрабазитов характеризуют масштабы спрединга. При серпентинизации они представляют "тяговую" силу воздымания, включая и вмещающие их толщи: формируются горст-антиклинальные структуры с офиолитовым ядром, которые как зачаточные структуры осложняются к концу офиолитового этапа, но главным образом на постофиолитовом этапе серией надвигов. В погребённых, "слепых" фрагментах офиолитов включения больших масс мантийных диапиров мало вероятны (единичные глубокие скважины как будто подтверждают эту версию). Параавтохтоны серпентинизированных ультрабазитов, длительно протрузивно внедряясь, подпитываются мантийным веществом из корней – примером являются офиолитовые швы большей части Передней Азии. Напротив, протрузии из аллохтонов мало вероятны, чему служит пример лигурийских офиолитов.

Одна из примечательных особенностей – сближенное положение офиолитовых швов – Севано-Акеринского и Зангезурского в западном их сегменте. Зангезурский офиолитовый шов маркируется полосой офиолитокластических конгломератов вдоль Гиратахского разлома, тектоническими блоками пелагических плитчатых известняков и спилитов в зоне встречных надвигов

вдоль г. Хуступ и разлома в бассейне р. Агандзугет (Сатиан, 1979). К офиолитам могут быть отнесены метаморфиты вдоль контакта с Мегринским плутоном на основании парагенезов: metabазальты, метагаббро, кварциты (петрографические данные Б.М. Меликсетяна, В.А. Агамалаяна и др.), а также по выходам офиолитов в правобережной части долины Аракса, включающих и серпентиниты (Berberian et al., 1981). Наличие вдоль всей этой полосы сквозькоровой зоны разлома подтверждается геофизическими методами (Асланян и др., 1977). На остальном к югу значительном пространстве офиолиты погребены под мощным сенон-кайнозойским комплексом, предполагается резкое сворачивание шва на восток вдоль долины Аракса, и надо ожидать продолжение его вдоль предэльбурсских надвигов с выходами южнее Сабзевара.

К северу от Зангезура офиолиты вскрыты структурной скважиной на южном берегу оз. Севан, у с. Карчахпюр фиксируются сейсмопрофилированием вдоль южного берега озера и по вторичным ореолам рассеивания магния и хрома в донных осадках оз. Севан, по структуре дна шов прослеживается к северной окраине озера с выходами в долине р. Дзкнагет (Геология Севана, 1994), далее выходы габброидов и офиокальцитов трассируются у с. Фиолетово и западнее, к выходу офиолитов у с. Кармракар. Продолжение шва, маскируемое продуктами новейшего вулканизма Карского плато, можно предполагать к крупному разделу между Анатолидами и структурами северной границы Таврид (г. Мунзурдаг). Вся эта зона сближенного с Севано-Акеринским швом размещения офиолитов представляет офиолитовый меланж, отчетливо фиксируемый и сейсмическим профилированием (ст. "Земля", "Черепаша" и профилем ГСЗ Армаш-Спитак-Джавахет). Отличие литофаций кремнисто-вулканогенной формации западных фрагментов Севано-Акеринского и Зангезурского (Ширакского сегмента) швов, разделенных мелководным вулканогенно-осадочным мезозоем, в совокупности с результатами сейсмического профилирования указывают на первично сближенное положение офиолитовых бассейнов, полистадийно компрессированное с главной фазой на границе раннего и позднего мела.

3. К проблеме современных гомологов офиолитовых бассейнов мезозоя

Из сопоставления офиолитовых разрезов с вулканиками и осадками современных малых и крупных океанических бассейнов параллели с задуговыми бассейнами активной периферии океанов наименее вероятны. Субщелочные и щелочные базальты офиолитов, судя по парагенезу с радиоляритами, изливались в бассейнах более ультракотловинных сравнительно с современными бассейнами активных окраин океанов. Вулканокластика, вулканотерригенные и терригенные осадки, характерные для этих бассейнов, в офиолитах развиты весьма ограниченно. Не обнаруживается сходство и с осадками океанического дна: красная глубоководная глина и Mn-Fe

конкреции дна современных океанов среди офиолитов отсутствуют, кремнисто-глинистые отложения тесно ассоциируют с радиоляритами и вулканитами, примечательно их наибольшее развитие в краевых, менее глубоководных разрезах офиолитов. Сопоставление со срединно-океаническими хребтами показывает, что по петролого-геохимическим исследованиям (Цамерян и др., 1999) среди офиолитов весьма не часты толеитовые базальты типа TOP-1, характерные для современных СОХ. Подобные же петролого-геохимические выводы следуют из анализа многих других разрезов для всего тетического пространства (Rocci et al., 1975).

От офиолитовой ассоциации существенно отличаются и осадки пригребневых частей СОХ, преимущественно карбонатные. В региональных офиолитовых разрезах очень редки эдафогенные и турбидитовые осадки.

Надо полагать, что ритмика вулканизма СОХ, относимая к фазам структурной перестройки, ничего общего не имеет с "аккордеонной" тектоникой (растяжение-сжатие) малых океанических бассейнов мезозоя области Тетис.

Далее, на поперечном профиле современных межконтинентальных рифтов красноморского типа офиолитовая кремнисто-вулканогенная формация условно займёт осевую долину, отгороженную тектоническими уступами от остального глубоководья, хотя петрохимическая сериальность офиолитовых базальтов сходна с таковой рифтовой осевой долины, но отмечаются более высокие скорости и карбонатный профиль осадконакопления в Красном море; более существенны, конечно, различия в этапности развития, в особенностях эволюционного перехода континентальной коры в океанскую (Альмухамедов и др., 1985; Сатиан, 1984). Нестационарность развития кайнозойских рифтов красноморского типа и СОХ (Альмухамедов и др., 1985; Грачев, 1987), как видно, свойственна и офиолитовым рифтам Мезотетиса, при том, что главная фаза их раскрытия от западного сектора к центральному датируется от средне-позднеюрского времени к раннемеловому, а на востоке (Сев. Иран) – позднемеловым временем.

Итак, даже беглое сопоставление приводит к выводу о своеобразии формаций и морфологии офиолитовых бассейнов региона (подробнее эти вопросы рассмотрены, Сатиан, 1984; Асланян, Сатиан, 1987).

Основные выводы

Пространственная и по ритмике накопления сопряженность офиолитогенеза и карбонатной седиментации (формация плитчатых известняков) свидетельствует о возникновении и последующем тектоническом размещении офиолитов Севано-Акеринского шва в том же бассейне. Компрессия коры бассейнов сместила офиолиты относительно корней. Все же региональная геология и сейсмическое профилирование (Егоркина и др., 1976), высокая тектоническая активность швов на предфлишевом (поздний сенон), флишевом (даний-эоцен) и молассовом (олигоцен-

голоцен) этапах, а также очевидная принадлежность большинства очагов катастрофических землетрясений ($M \geq 5.5$) офиолитовым швам (Сатиан, 1995) указывают на малую амплитуду смещения офиолитов, представляющих преимущественно параавтохтоны. Эти выводы в еще большей мере подтверждаются геологией остальных двух офиолитовых швов региона.

Развитие каждого офиолитового рифта происходило автономно, и на начальном этапе рифтогенеза предопределён мантийным диапиризм (активный рифтогенез), который далее уступает свою ведущую роль кинематике (сближению) литосферных плит обрамления Мезотетиса и малых промежуточных литосферных плит. Реакция коры рифтовых бассейнов на сжатие в значительной мере предопределялась объёмами масс серпентинизированного мантийного вещества – пластификаторов, наибольших в коре Севано-Акеринского бассейна. Из проведенного литодинамического анализа офиолитовых бассейнов следует весьма малая достоверность взаимосвязанных по времени их раскрытия процессов "спрединг-субдукция". В эволюции даже наиболее крупного из них – Севано-Акеринского становление зрелого срединного хребта, видимо, так и не состоялось. Взаимодействие литосферы раскрывавшегося рифта с расположенной к северу Сомхето-Карабахской островной дугой, по одному из более вероятных сценариев, выразилось в поддержании северонаправленной субдукции более древней, позднепалеозойской-раннемезозойской океанической коры, с чем, в основном, и связана латеральная лито-формационная зональность и среднеюрская (система вулканических островов), и более поздняя, до раннемелового времени включительно.

ЛИТЕРАТУРА

- Аванесян А.С. К вопросу о присутствии неоком-альбских отложений на южном склоне Севанского хребта (Малый Кавказ). Вестн. МГУ, сер. IV, Геология, №5, 1975.
- Альмухамедов А.И., Кашинцев Г.Л., Матвеев В.В. Эволюция базальтового вулканизма Красноморского региона. Новосибирск: Наука, 1985, 191с.
- Асланян А.Т., Сатиан М.А. Зангезурский офиолитовый пояс Малого Кавказа. ДАН АрмССР, 1977, №4, с.220-226.
- Асланян А.Т., Сатиан М.А. Тектонические условия становления офиолитовых зон. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1987, 157 с.
- Богдановский О.Г., Закарнадзе Г.С., Карпенко С.Ф., Злобин С.К. и др. Sm-Nd возраст габброидов толеитовой серии офиолитов Севано-Акеринской зоны Малого Кавказа. ДАН РФ, 1992, т.327, №4-6, с.566-569.
- Вишневская В.С. Радиоляриты как аналоги современных радиоляриевых илов. М.: Наука, 1984, 120 с.
- Гасанов Т.Аб. Офиолиты Малого Кавказа. М.: Недра, 1985, 240 с.
- Геология Севана. Ереван: Изд. НАН РА, 1994, 181 с.
- Геосинклинальная и океаническая седиментация и вулканизм. М.: Недра, 1984.
- Грачев А.Ф. Рифтовые зоны Земли. М.: Недра, 1987, 285с.
- Егоркина Г.В., Соколова И.А., Егорова Л.И. Глубинное строение ультрабазитовых поясов Армении. Сов. геология, 1976, №3, с.127-133.

- Книппер А.Л., Рикю Л.Э., Деркур Х.С. Офиолиты как показатель геодинамической эволюции океана Тетис. В кн.: История океана Тетис. М.: Изд. АН СССР, 1987, с.94-103.
- Книппер А.Л., Сатян М.А., Брагин Н.Ю. Верхнетриасовые-нижнеюрские вулканогенно-осадочные отложения старого Зодского перевала (Закавказье). Стратиграфия, геологическая корреляция. 1997, №3, с.58-65.
- Мандалян Р.А. Верхнеюрский-неокомский седиментолитолиз Армении. Ереван: Изд. АН Арм ССР. 1990, 173 с.
- Осадкообразование и вулканизм в геосинклинальных бассейнах. М.: Наука. 1979.
- Палаццукян С.А. О геологической позиции офиолитов Базумского горста. Изв. АН Арм ССР, Науки о Земле, 1975, №5, с.14-27.
- Сатян М.А. Позднемеловой литогенез офиолитовых зон Армянской ССР (Малый Кавказ). Ереван: Изд. АН Арм ССР. 1979, 168 с.
- Сатян М.А. Офиолитовые прогибы Мезотетиса. Ереван: Изд. АН Арм ССР. 1984, 173с.
- Сатян М.А. Зоны полициклического рифтогенеза в сейсмостектонической зональности Армении. ДНАН РА, 1995, т.95, №2, с.108-111.
- Сатян М.А., Варданян А.В., Варданян В.А. Серпентинитовый меланж Ерахской антиклинали (Вединская офиолитовая зона Армении). Изв. НАН РА, Науки о Земле, N2-3, 1999, с.14-21.
- Сатян М.А., Варданян А.В., Степанян Ж.О., Гукасян Р.Х. Обнаружение карбонатитов в Вединской офиолитовой зоне Закавказья. ДНАН РА, т.100, N2, 2000, с.159-164.
- Сатян М.А., Варданян А.В., Степанян Ж.О., Мнацаканян А.Х. О геологическом строении и к минерализации лампрофировых диатрем Вединской зоны. Изв. НАН РА, Науки о Земле, 1997, N1-2, с.14-24.
- Сатян М.А., Мнацаканян А.Х., Степанян Ж.О. О вулканогенно-осадочных формациях верховья бассейна р.Веди (Вединская офиолитовая зона Армении). Изв. НАН РА, Науки о Земле, 2001, №2, с.6-11.
- Соколов С.Д. Олигостромовые толщи и офиолитовые покровы Малого Кавказа. М.: Наука, 1977, 91 с.
- Цамерян О.П., Закариадзе Г.С., Соболев А.В. и др. Типизация офиолитовых вулканических серий Малого Кавказа по составам пород и расплавов. Геохимия, 1988, №8, с.1140-1158.
- Barrett T.J. Stratigraphy and sedimentology of Jurassic bedded chert overlying ophiolites in the North Apennines, Italy, "Ofioliti", №2/3, v.5, 1980.
- Berberian V, Amidi S.M., Babakhani A. Discovery of the Qaradagh ophiolite belt: the southern continuation of the Sevan-Akera (Little Caucasus) ophiolite belt in northwestern Iran (Ahar quadrangle); a preliminary field note. Geol. Surv. of Iran, internal report, 1981, 15 p.
- Bergougnan H. Structure de la Chaîne pontique dans le Haut-Kalkit (North-East l'Anatolie). Bull.Soc.geol. France. 1976, v.18, №3, pp.675-686.
- Rocci G., Ohnenstetter D., Ohnenstetter M. The duality of Tethyan ophiolites. Petrology 1, 1975, pp.172-174.
- Ustaomer T., Robertson A.H.T. A Late Paleozoic-Early Mesozoic marginal basin along the active southern continental margin of Euroasia: evidence from the Central Pontides (Turkey) and adjacent regions. Geological journal, 1993, v.28, pp.219-238.

ԱՆԴՐՎՈՎԿԱՍՅԱՆ ՄԵՉՈՉՈՅԱՆ ՕՖԻՈԼԻԹԱՅԻՆ ԱՎԱԶԱՆՆԵՐԸ

Մ. Ա. Սատիան

Ա մ փ ո փ ու մ

Հոդվածում քննարկված են օֆիոլիթների առաջացման փոքր սպրեդինգային ավազաններում լիթոֆորմացիոն չափանիշները: Տարածքային անցումը սալիկաձև կրաքարերի ֆորմացիային, օֆիոլիթների պարաավտոխտոն տեղադրվածությունը ավազանների սեղմման արդյունքում: Ավազանների զարգացումը, տարատեսակները և համեմատությունը ժամանակակից օվկիանոսային ավազանների հետ:

MESOZOIC OPHIOLITE BASINS OF THE TRANSCAUCASIAN GEOTRAVERSE

A. A. Satian

Abstract

Ophiolite origin within minor spreading basins, lateral transition into formation of platy limestones, ophiolite parautochthonous displacement, comparison with some contemporary oceanic basins are discussed.