

УДК 55(1) : 551.24 : 552.321.6

С. Б. АБОВЯН

ПОЛОЖЕНИЕ ОФИОЛИТОВЫХ ПОЯСОВ МАЛОГО КАВКАЗА
В ОБЩЕЙ СТРУКТУРЕ ТАВРО-КАВКАЗСКОЙ ГЕОСИНКЛИНАЛИ

На Малом Кавказе значительное развитие имеют два дугообразных офиолитовых пояса с.-з. простирания—Севанский и Вединский¹, с которыми ассоциируют мафит-ультрамафитовые интрузивные породы. Первый из них прослеживается вдоль Базумского, Ширакского и главным образом Севанского хребтов в Армянской ССР и характеризуется значительными размерами. К ЮВ он продолжается в бассейны рр. Тертер и Акера в Азербайджанскую ССР, в связи с чем в масштабах Малого Кавказа пояс известен под названием Севано-Акеринского. Второй—Вединский (Араксинский) пояс прослеживается в направлении сс. Арташат—Веди—Нахичевань, достигая наибольшего развития в бассейне р. Веди, и отличается значительно меньшими размерами. Между указанными двумя поясами отмечаются выходы ультрамафитовых пород небольших размеров—Апаранский и Арзаканский (рис. 1). Эти парные пояса продолжают на СЗ в Турцию и на ЮВ—в Иран и входят в состав офиолитов крупной Средиземноморской области, которая в пределах Турции, Кавказа и Ирана представлена Тавро-Кавказской [6] геосинклиналью, расположенной между Русской и Аравийской платформами.

Оба пояса играют важную роль в геологическом строении Малого Кавказа, который расчленяется на три оротектонических пояса, характеризующихся различной историей геологического развития (с СВ на ЮЗ): Антикавказский, Севанский и Араксинский [2]. Каждый из них состоит из двух и в одном случае из трех (Севанский пояс) тектонических зон, шириной в 30—35 км каждая, имеющих с.-з. простирание. Севанский офиолитовый пояс входит в состав Присеванской мегасинклинальной зоны Севанского оротектонического пояса. Вединский—в состав Ереванской мегасинклинальной зоны Араксинского оротектонического пояса, а Апаранский и Арзаканский выходы ультрамафитов—в Мисхано-Зангезурскую мегантиклинальную зону. Офиолитовые пояса выполнены мощными вулканогенными, вулканогенно-осадочными и осадочными образованиями палеозоя, мезозоя и палеогена и возникли на границе различных тектонических зон—Присеванской мега-

¹ В последнее время А. Т. Асланяном и М. А. Сатяном [4, 5] выделяется также третий офиолитовый пояс (Зангезурский). В настоящей статье данный пояс не рассматривается.

синклинальной зоны с Сомхето-Карабахской мегантиклинальной зоной (Севанский пояс) и Ереванской мегасинклинальной зоны с Приараксинской мегантиклинальной зоной (Вединский пояс).

Наличие среди указанных поясов многочисленных массивов мафит-ультрамафитовых пород фиксирует собой зоны глубинных разломов, по которым отграничиваются друг от друга названные геотектонические зоны. Кроме того, глубинные разломы характеризуются наличием вдоль них гравитационных ступеней [8], обусловленных различной глубиной залегания поверхности Мохоровичича по обе стороны от разломов. Заложение последних произошло в досеноманское время, а в верхнем мелу и эоцене—в периоды наиболее интенсивного прогибания происходило их дальнейшее развитие.

Вопросами положения офиолитовых поясов Малого Кавказа в общей структуре Тавро-Кавказской альпийской геосинклинальной области занимались А. Т. Асланян [2], К. Н. Паффенгольц [17], М. А. Кашкай [9], В. Е. Хаин [19, 20], Е. Е. Милановский и В. Е. Хаин [15], Э. Ш. Сихалибейли [32], П. Арни [Arni, 26], П. Викерслоот [Wijkerslooth, 52], Н. Эгеран, Э. Лан [Egeran, Lahn, 31], Р. Фюрон [18], Г. Г. Хесс [21], И. Кетин [10], Дж. Штёклин [23] и др.

Согласно П. Арни, а также Н. Эгерану и Э. Лану и И. Кетину в Малой Азии и Закавказье выделяются следующие тектонические зоны (с С на Ю): Понтиды, Анатолиды, Тавриды и Анатолийско-Иранские краевые складки. К Понтидам ими отнесены (с З на В): узкая полоса Понтийских гор, южная часть Черного моря и вся область севернее р. Куры, в том числе и Большой Кавказ. К Анатолидам отнесены область южнее Понтических гор (до Эрзерума и Эрзинджана), вся внутренняя Турция и междуречье Аракса и Куры, куда входят и рассматриваемые нами Севанский и Вединский офиолитовые пояса. Восточнее Анатолиды прослеживаются через Каспий к цепям Эльбурса. Южнее Анатолид расположены Тавриды, окаймленные с юга и юго-востока зоной Анатолийско-Иранских краевых складок. При этом Понтиды и Тавриды имеют альпийский возраст, а Анатолиды—герцинский.

П. Викерслоот вдоль указанных тектонических зон выделяет соответствующие офиолитовые пояса: северный—Понтический, южный—Таврский и центральный—Анатолийский.

Р. Фюрон приводит следующее сопоставление тектонических зон Турции и Ирана: 1. Южный бассейн Черного моря—депрессия южного Каспия. 2. Цепь Понтид—цепь Эльбурса—Гиндукуша. 3. Северо-Анатолийский сброс—сброс южного Гиндукуша. 4. Анатолиды (Мендересский и Керсихирский герцинские массивы)—возвышенное плато (герцинский массив) Центрального Ирана. 5. Цепь Таврид—цепь южных Иранид (Загрос). 6. Краевые складки Аманус-Кипр—краевые складки с.-в. побережья Персидского залива. 7. Краевой прогиб Месопотамии—краевой прогиб Персидского залива.

А. Т. Асланян, разбирая вопрос о взаимоотношениях оротектонических поясов Армении и сопредельных областей, выделяет следующие

пояс системы Эльбурса и Гиндукуша, 2. Центральный—Анатолийский пояс—ультрамафиты Апаранского и Арзаканского массивов¹ Мисханозангезурской мегантиклинальной зоны Малого Кавказа—ультрамафиты Центрального Ирана района гор. Найна и восточного ограничения глыбы Лут. 3. Южный—Таврский пояс—Вединский пояс—пояс системы Загроса. 4. Юго-восточный—Восточно-Таврский пояс (охватывает Армянский Тавр)—на востоке также соединяется с поясом системы Загроса. Для Анатолийского пояса устанавливается герцинский возраст, а для остальных поясов—альпийский (рис. 2).

Западное продолжение указанных поясов наблюдается на Балканах (Вардарский, Капаоникский, Боснинский, Мирдитский, Субпалагонический пояса), Апеннинах (Лигурийско-Тосканский) и Альпах (Пенинский и Валисский).

Понтический офиолитовый пояс контролируется зоной Главного Анатолийского разлома в Турции, «Главным надвигом» на Малом Кавказе и разломами системы Эльбурс-Гиндукуш в Иране и Пакистане. Пояс прослеживается от берегов Мраморного моря вдоль полосы южного побережья Черного моря в субширотном направлении. В районе гор. Эрзерума он изгибается на СВ и в этом направлении проходит через Меграшатские (Мумуханские) горы на Базумский хребет, где вновь принимает широтное простирание. На с.-в. побережье оз. Севан пояс изгибается на ЮВ, образуя дугу, обращенную выпуклостью на ССВ и через Севанский хребет переходит в бассейны рр. Тертер и Акера. В ю.-в. направлении он погружается под антропогеновые отложения Нижнеараксинской наложенной депрессии, появляясь далее на СВ Ирана, в районах Дигмана, Сабзевара и Мешхеда, где опять приобретает близширотное простирание. Наибольшая мощность пояса отмечается в пределах Турции, в районе гор. Чанкири—до 70 км.

Анатолийский офиолитовый пояс проходит вдоль средней Анатолии от района г. Ушак в ССВ направлении до района гор. Якопыкар, от куда изгибаясь к ЮВ к району гор. Конья, вновь приобретает ССВ направление. Примерно к западу от Эрзерума пояс сужаясь выклинивается и вновь появляется лишь на Малом Кавказе в пределах Апаранского и Арзаканского массивов. К ЮВ пояс продолжается в Центральный Иран, где он перекрыт палеоген-неогеновыми и четвертичными вулканическими породами и обнажается лишь у гор. Найна и восточного окончания глыбы Лут. Наибольшая ширина пояса отмечается на западе около гор. Кютахья.

Тавро-Загросский офиолитовый пояс контролируется зоной разломов системы Западного и Центрального Тавра в Турции, Ереванским разломом на Малом Кавказе и зоной надвигов Загроса в Иране. Пояс прослеживается вдоль северного побережья Средиземного моря от района городов Фетхие и Мугла в с.-в. направлении до гор. Сондыклы,

¹ Возможно, сюда же относится вновь выделенный А. Т. Асланяном и М. А. Сатияном [4, 5] Зангезурский пояс.

откуда продолжается в широтном направлении до гор. Аксарай, затем изгибаясь дугообразно, сначала в ю.-в. направлении, вновь приобретает с.-в. простирание. В этом направлении пояс прослеживается до района гор. Эрзерум, где он стыкуется с северным—Понтийским поясом. К востоку от Эрзерума до района гор. Кагызман рассматриваемый пояс имеет широтное простирание, затем он уходит в ю.-в. направлении на территорию Малого Кавказа, слагая Вединский офиолитовый пояс. Отсюда он поворачивает на ЮЗ к оз. Урмия, южнее которого переходит в систему Загроса в Иран, слагая Загросский офиолитовый пояс. Юго-восточное продолжение пояса отмечается в Пакистане. Наибольшая ширина пояса около 80 км наблюдается в западной части в районе городов Мугла, Фетхие и Сондыклы. К востоку пояс сужается до 20 км, а еще восточнее в бассейне р. Веди—до 5—7 км.

Восточно-Таврский пояс контролируется зоной надвигов Восточного Тавра в Турции и прослеживается от острова Кипр на восток к заливу Искендерон в с.-в. направлении вдоль Восточного или Армянского Тавра и через район гор. Гулеман почти в субширотном направлении проходит к оз. Урмия. Здесь он плавно заворачивает на ю.-в., переходит в Загрос и, таким образом, смыкается с Тавро-Загросским офиолитовым поясом.

Следует отметить, что эти огромные и протяженные альпийские офиолитовые пояса с мафит-ультрамафитовыми интрузивами, приурочиваясь к стыкам разновозрастных и разнохарактерных мегаструктур Тавро-Кавказской геосинклинали, фиксируют собой контуры геосинклинальных и геоантиклинальных структур в мезозое и палеогене, повсюду контролируясь зонами глубинных разломов.

Касаясь возраста интрузивов мафит-ультрамафитовых пород, являющихся важной составной частью указанных офиолитовых поясов, следует отметить, что различная геологическая позиция этих пород и приуроченность их к участкам с весьма сложным геологическим строением, часто приводит к разногласию при определении возраста этих пород.

Р. Тромп [Tromp, 50] в Альпах в Пенинской зоне возраст ультрамафитов определяет как раннемеловой, а Э. Лебесс [Labesse, 1963]—в Лигурийской зоне как позднеюрский.

С. Ренц [Renz, 48], Ж. Обуэн [16] и Ж. Мерсье [Mercier, 43] относят ультрамафиты офиолитовых поясов Балканского полуострова к позднеюрскому времени, а Л. Кобер [Kober, 40]—к триасу-юре. Другая точка зрения по этому вопросу высказана Э. Бешичем [Besic, 27], который относит ультрамафиты к верхнему мелу.

Г. Хисслайтнер [Hissleitner, 34] приурочивает внедрение ультрамафитов Балкан и Анатолии к промежутку времени между средним и верхним палеозоем или к верхнему палеозою. Он считает, что интрузивы ультрамафитов сопровождаются первичными контактовыми изменениями только в палеозойских породах, а с мезозойскими и палеогеновыми породами они имеют тектонические контакты. Эта точка зрения разде-

ляется А. Циссарцем [Cissars, 29] для большинства ультрамафитов Югославии. Ван дер Кааден [Van der Kaaden, 38] ультрамафиты юго-восточной Турции относит к палеозойскому или раннемеловому возрасту, а А. Хельке [Helke, 33], исходя из предположения о катазональных условиях формирования ультрамафитов, считает их докембрийскими.

В. Е. Петрашек [Petrashek, 46], выделяя в Малой Азии интрузии перидотитов и эффузивные ультрамафиты, отмечает их связь с вулканогенно-осадочными образованиями геосинклинальных трогов верхнемелового возраста. А. Калафачиоглу [Kalafatcioglu, 39] в пределах Малой Азии выделяет наряду с верхнемеловыми ультрамафитами также палеозойские, а Г. Хольцер и Г. Колин [Holzer, Colin, 35] считают, что внедрение ультрамафитов Малой Азии происходило в промежутке между верхней юрой и верхним мелом.

Р. Фюрон большую часть офиолитов относит к верхнему мелу. И. Алтынлы [Altinli, 25] считает, что ультрамафиты района Эрзерума имеют два возраста—мезозойский и верхнемеловой—палеоценовый. А. Филиппсон [Philippson, 47] относит ультрамафиты Кипра и Тавра к постэоценовому времени. П. Арни возраст офиолитов Тавра в районе озера Бейшехир определяет как триасовый—нижнеюрский. По данным Г. Борхерта [Borchert, 28], Л. Дюбертре [Dubertret, 30] и Кетина, ультрамафиты Тавра относятся к верхнему мелу (турону-сенону) и палеоцену (по Кетину), причем Дюбертре считает, что офиолитовая серия, в том числе ультрамафиты и мафиты, являются эффузивно-осадочными образованиями, а Борхерт, в соответствии с данными Г. Штилле [24], рассматривает офиолиты как составные части инициального магматизма геосинклиналей, знаменующих собой начало геосинклинального цикла.

В. Грей [Gray, 32] указывает, что в Загросе офиолиты повсеместно перекрываются отложениями маастрихта. По данным Б. Мостофи и Е. Фрея [Mostofi, Gray, 45] в районе оз. Урмия, в полосе Хой Маку—Баязет мафит-ультрамафитовые интрузивные породы прорывают фаунистически охарактеризованные отложения среднего эоцена. Дж. Штеклин [23] считает, что внедрения офиолитовых интрузивов предшествовали или сопровождали самые ранние движения по линии надвига Загроса, происходившие в позднем мелу—палеоцене.

В Севано-Акеринском офиолитовом поясе А. Л. Книппер и Ю. Л. Костанян [11] считают, что возраст магматического происхождения ультрамафитов досеноманский, а их холодное внедрение («протрузии») относят к позднемеловому и палеогеновому времени. Л. С. Меликян и др. [14] возраст мафитов и ультрамафитов определяют как верхняя юра—низы верхнего мела, а их наличие среди отложений сенона и эоцена объясняют тектонической перемещенностью. Р. С. Малютин [13] ультрамафиты относит к верхнесенонскому (докампанскому) возрасту. А. Т. Асланян и М. А. Сатнан [4] полагают, что возраст пород офиолитовой ассоциации необходимо рассматривать в аспекте неоднократно раскрытия линзаментов и становления офиолитовых трогов. Первая начальная стадия охватывает конец поздней юры и ранний неоком и

проявляется фрагментарно, тогда как основная стадия формирования офиолитовых депрессий относится к альбу—нижнему сенону. С. Б. Абоян [1] выделяет три этапа внедрения мафит-ультрамафитовых пород: досеноманский, нижнесенонский-докампианский и эоценовый.

Приведенные выше данные позволяют объединить офиолиты и сопутствующие им мафит-ультрамафитовые интрузивные породы рассмотренных областей Средиземноморской геосинклинали в следующие возрастные группы: 1) домезозойские (нижнепалеозойские или докембрийские); 2) мезозойские, охватывающие интервал между триасом и ранним мелом; 3) позднемеловые (коньяк-сантон) и 4) палеоцен-эоценовые. Для палеозойских мафитов и ультрамафитов отмечается возрастная и генетическая самостоятельность мезозойского и палеогенового вулканизма (Хисслайтнер, Хельке), а для остальных возрастных групп—тесная связь с вулканогенно-осадочными толщами офиолитов.

По вопросу о возрасте офиолитов, в том числе и массивов мафит-ультрамафитовых пород, мы исходили из основного положения, установленного впервые Г. Штейнманом [49] и в дальнейшем разработанного Г. Штилле [24], Ю. А. Билибиным [7] и Борхертом, что офиолиты по времени возникновения приурочены к периоду заложения и становления геосинклинальных прогибов. С этой точки зрения в обширной альпийской зоне, охватывающей Альпы, Апеннины, Динариды, Малую Азию, Кавказ и Иран, заложение и развитие отдельных геосинклинальных прогибов происходило разновременно и охватывает палеозой и период от триаса до палеогена.

Так, Э. Лан [42], ставивший развитие офиолитовых поясов в связь с орогеническими движениями, считает, что последние в Турции начались в течение среднего мела: во внутренней (осевой) зоне Анатолии и постепенно прогрессировали оттуда по направлению к внешним (краевым) зонам. Исходя из этого он допускает офиолиты различного возраста в различных частях Анатолии: древние—во внутренних (осевых) зонах и более молодые (меловые)—во внешних (краевых) зонах.

Низкотемпературный контактовый метаморфизм мафит-ультрамафитовых массивов, часто полное его отсутствие, наличие галек указанных пород в отложениях более древних чем породы массивов, послужили основанием для появления представлений об их протрузиях и тектонических перемещениях. Так, А. Л. Книппер [12] предложил, что офиолитовые пояса рассматриваемого участка Гавро-Кавказской геосинклинали представляют собой аллохтонные пластины—шарьяжи серпентинитового меланжа, возникшие в результате пододвигания Африкано-Аравийской платформы под породы кристаллического основания северного побережья Тетиса. Многочисленные данные по мафит-ультрамафитовым комплексам Малого Кавказа, характеризующимся всеми признаками магматического становления (многофазное внедрение,

¹ Существование более древних—герцинских офиолитов, не уничтоженных в течение альпийского орогенеза, Э. Ланом не отрицается.

зональное строение, явления кристаллизационной дифференциации), а вмещающие их вулканогенно-осадочные породы—нормальным геологическим строением, не свидетельствует в пользу присутствия серпентинитового меланжа. Рассланцованные, брекчированные, реже превращенные в мукоподобный агрегат серпентиниты, встречающиеся среди ультрамафитовых пород, обычно приурочены к крутопадающим тектонически нарушенным зонам, часто продолжающимся и за пределами массивов, и имеют весьма подчиненное развитие, по сравнению с ненарушенными участками. Аллохтонному происхождению (шарьяжи пластин серпентинитов) офиолитовых поясов противоречат также геофизические данные сейсмостанции «Земля», показывающие, что разрез земной коры в рассматриваемых поясах Малого Кавказа представлен на всю ее 40—50 км мощность почти полностью офиолитовыми массивами, идущими на глубину на связь с верхней мантией [3].

По поводу отсутствия контактового метаморфизма мафит-ультрамафитовых массивов следует отметить, что они совместно с вмещающими их раннегеосинклинальными вулканогенно-осадочными толщами офиолитовой ассоциации принимали участие в последующих складкообразовательных движениях уже как твердые консолидированные тела. Вследствие этого часто развиваются многочисленные тектонические нарушения вдоль контактов массивов с вмещающими толщами, которые и стирают первичные контактовые взаимоотношения. Геологические наблюдения показывают, что эти нарушения незначительной амплитуды и противоречат утверждению о «тектоническом» становлении мафит-ультрамафитовых массивов.

Три главные разновидности пород характеризуют состав офиолитовых поясов: вулканогенно-осадочные толщи, состоящие из эффузивных пород основного состава (различных диабазовых порфиритов, спилитов), кремнистых пород (радиоляритов, кремнистых сланцев) и тесно ассоциирующих с ними мафит-ультрамафитовых интрузивных пород. Это «тройственное единство» пород (мафит-ультрамафиты, спилиты, радиоляриты) впервые было отмечено Г. Штейнманом, который установил понятие «офиолитовой серии» и отнес их образование к начальным циклам развития геосинклинали.

Во всех рассмотренных выше офиолитовых поясах вулканогенно-осадочные породы присутствуют примерно в одинаковых количествах и лишь местами наблюдаются вариации в количественных соотношениях между вулканогенными и осадочными породами. Так, в большинстве случаев в описанных поясах отмечается преобладание эффузивных пород, что указывает на эвгеосинклинальный характер их развития. Однако, в ряде случаев—в Загросе и местами в Тавридах наблюдается приуроченность поясов к зонам с типичным миеосинклинальным развитием, в которых преобладают осадочные породы. Некоторые вариации наблюдаются и в количественных соотношениях интрузивных пород—ультрамафитов и мафитов, в одних местах преобладают ультрамафиты, в других—мафиты.

М. Ильич, С. Карамата, В. Князевич [36] указывают, что в Сербии в области Грена Трейва, Майденек и Тикин-Сип-Стюбик преобладают ультрамафиты, а мафиты имеют подчиненное распространение, а в областях Дели Йован и Заглевик, наоборот, резко преобладают мафиты. По данным Ван дер Каадена, Хольцера и Колина, ультрамафиты в юго-восточной Турции в провинции Мугла резко преобладают над мафитами, а в провинции Малатья—преобладают мафиты при незначительном распространении ультрамафитов.

Мафиты в своем пространственном развитии приурочены к участкам распространения ультрамафитов и находятся с ними в различных взаимоотношениях. Отмечается несколько более позднее внедрение мафитов по отношению к ультрамафитам. Они образуют резкие контакты с ультрамафитами и часто включают ксенолиты последних [33, 34, 35]. Наряду с такими более поздними мафитами, наблюдаются одновременные с ультрамафитами мафиты, связанные друг с другом постепенными переходами через полевошпатовые перидотиты, троктолиты и оливиновые габбро. Такие взаимоотношения описаны для ультрамафитов и мафитов северо-западной Сирии, турецких областей Хетай (Кызыл-даг, Днабей Муса) [30] и Гулеман [33], острова Кипр [44], а также Югославии в массивах Дели Йован и Дакоты [37].

С офиолитовыми поясами Турции, Малого Кавказа и Ирана связан ряд месторождений полезных ископаемых, среди которых наиболее важное значение имеют месторождения хромита. Концентрации платины, никеля, титаномагнетита, магнезита и асбеста незначительны и не имеют промышленного значения. Следует отметить, что массивы ультрамафитов северного—Понтического пояса в пределах Турции, Армении, Азербайджана и Ирана содержат сравнительно мелкие месторождения хромитов с запасами руд, не превышающих 40—50 тыс. т. Главные запасы хромитовых руд Тавро-Кавказской геосинклинальной области (17—18 млн. т.) сосредоточены в пределах южного—Таврского пояса, самый богатый участок которого расположен в Турции к ЮВ от Кершихирского массива (Гулеман).

Из приведенных выше данных по Турции, Малому Кавказу и Ирану можно отметить следующие основные положения:

1) Различные тектонические зоны Турции, Малого Кавказа и Ирана отграничиваются друг от друга региональными глубинными разломами, вдоль которых развиты офиолитовые пояса с ультрамафитами и мафитами: северный—Понтический—Севано-Акеринский—Эльбурсский пояса; центральный—Анатолийский пояс—выходы ультрамафитов Апаранского и Арзаканского массивов в Мисхано-Зангезурской зоне Армении—полоса ультрамафитов в районе г. Найна и восточного ограничения глыбы Лут в Иране; южный—Таврский—Вединский—Загросский пояса; юго-восточный—пояс острова Кипр—Восточно-Таврский пояс—Загросский пояс.

2) Для всей описываемой геосинклинальной области характерно парное расположение разновозрастных офиолитовых поясов (рис. 2).

часто наблюдаемое во многих регионах земного шара [21]: варисцийского возраста: Анатолийский пояс, ультрамафиты Апаранского и Арзаканского массивов (Армения), полоса ультрамафитов района г. Найна и восточного ограничения глыбы Лут (Иран)—пояс Большого Кавказа; альпийского возраста: Понтический, Севано-Акеринский, Эльбурский—Таврские, Вединский, Загросский пояса.

3) Среди указанных поясов выделяются мафит-ультрамафиты палеозойского или докембрийского, триас-раннемелового, позднемелового и палеоцен-эоценового возрастов. Разновозрастность этих пород объясняется разновременным происхождением геосинклинальных прогибов в различных участках альпийской зоны, с заложением и становлением которых связано возникновение офиолитов.

4) Мафит-ультрамафитовые породы в офиолитовых поясах развиты в различных количественных соотношениях—в одних участках преобладают ультрамафиты, в других—мафиты. Наряду с несколько более поздними по отношению к ультрамафитам мафитами, отмечаются мафиты, связанные с ультрамафитами постепенными переходами.

5) С интрузивами офиолитовых поясов генетически связаны месторождения и проявления хромита, платины, никеля, титаномagnetита, магнетита и асбеста. Из них промышленное значение имеют только месторождения хромита.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 4 V 1979

Ս. Բ. ԱՐՈՎՅԱՆ

ՓՈՔՐ ԿՈՎԿԱՍԻ ՕՖԻՈԼԻՏԱՅԻՆ ԳՈՏԻՆԵՐԻ ԴԻՐԳԸ ՏԱՎՐՈ-ԿՈՎԿԱՍՅԱՆ ԳԵՈՍԻՆԿԼԻՆԱԼԻ ԸՆԴՀԱՆՈՒՐ ԿԱՌՈՒՑՎԱԾՔՈՒՄ

Ա մ փ ո փ ու մ

Հոդվածում քննարկվում են Տավրո-Կովկասյան գեոսինկլինալի մեջ մտնող, Ռուսական և Արաբական պլատֆորմների միջև ընկած Փոքր Կովկասի՝ Սևանի և Վեդու, ինչպես նաև արևմուտքում՝ դեպի Թուրքիա, իսկ արևելքում՝ դեպի Իրան տարածվող օֆիոլիտային գոտիների հարցերը: Սևանի գոտին արևմուտքում միանում է Պոնտոսի, իսկ հարավ-արևելքում՝ էլբուրսի գոտիներին, Վեդու գոտին արևմուտքում միանում է Տավրոսի, իսկ հարավում՝ Զագրոսի գոտիներին: Ապարանի և Արզականի ելքերը արևմուտքում համապատասխանում են Անատոլիական, իսկ հարավ-արևելքում՝ Կենտրոնական Իրանի գոտիներին:

Հաստատվում է, որ միահասակ մաֆիո-ուլտրամաֆիտային ինտրուզիաներ պարունակող օֆիոլիտային գոտիներն ունեն զույգ տեղադրում և պայմանավորում են տարբեր տեկտոնական գոնաներ սահմանազատող խոր խզվածքների գոտիները: Բերվում են նաև տվյալներ օֆիոլիտային գոտիների կազմի, հասակի և նրանց հետ ծագմամբ կապված օգտակար հանածոների մասին:

ЛИТЕРАТУРА

1. Абовян С. Б., Геворкян Г. М. Некоторые вопросы геологического положения гипер-базитов Армянской ССР и перспективы их хромитонности. Докл. АН Арм. ССР, т. XLIX, № 2, 1969.
2. Асланян А. Т. Региональная геология Армении. «Айпетрат», 1958.
3. Асланян А. Т., Вегуни А. Т., Милай Т. А., Никольский Ю. И., Сироткина Т. Н. Основные черты тектоники Армянской ССР в свете новых геолого-геофизических данных. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 5, 1975.
4. Асланян А. Т., Сатиан М. А. Зангезурский офиолитовый пояс Малого Кавказа. Докл. АН Арм. ССР, т. LXV, № 4, 1977.
5. Асланян А. Т., Сатиан М. А.—К геологической характеристике офиолитовых поясов Закавказья. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, т. XXV, № 4—5, 1977.
6. Белоусов В. В. Большой Кавказ, 4, III, Тр, ЦНИГРИ, вып. 126, 1936.
7. Билибин Ю. А.—Металлогенические провинции и металлогенические эпохи. Госгеолтехиздат, 1955.
8. Габриелян А. А., Татевосян Л. К. Схема геолого-геофизического районирования Армянской ССР и смежных частей Антикавказа. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, т. XIX, № 1—2, 1966.
9. Кашкай М. А. Основные и ультраосновные породы Азербайджана. Изд. АН Азерб. ССР, 1947.
10. Кетин И. Тектонические структуры Анатолии (Малая Азия). «Геотектоника», № 3, 1966.
11. Книппер А. Л., Костанян Ю. Л. Возраст гипербазитов северо-восточного побережья озера Севан. Известия АН СССР, сер. геол., № 10, 1964.
12. Книппер А. Л. Океаническая кора в структуре Альпийской складчатой области. «Наука», 1975.
13. Малютин Р. С. Хромитонность ультраосновных массивов офиолитовой формации Азербайджана. Известия АН СССР, сер. геол., № 3, 1967.
14. Меликян Л. С., Паланджян С. А., Чибухчян З. О., Вартазарян Ж. С. К вопросу о геологической позиции офиолитовой серии Ширако-Севано-Акеринской зоны Малого Кавказа. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 1—2, 1967.
16. Обуэн Ж. Геосинклинали (проблемы происхождения и развития). «Мир», 1967.
17. Паффенгольц К. Н. Очерк магматизма и металлогении Кавказа. Изд. АН Арм. ССР, 1970.
18. Фюрон Р. Введение в геологию и гидрогеологию Турции. Изд. ИЛ, 1945.
19. Хаин В. Е. Основные черты структуры Альпийского пояса Евразии в пределах Ближнего и Среднего Востока. Вестник МГУ, Геология, № 4, 1968.
20. Хаин В. Е. Условия заложения и основные этапы развития Средиземноморского геосинклинального пояса. Вестник МГУ, Геология, 2, 1970.
21. Хесс Г. Г. Серпентиниты, орогенез и эпейрогенез. Сб. «Земная кора», Изд. ИЛ, 1957.
22. Шихалибейли Э. Ш. Геологическое строение и история тектонического развития северо-восточной части Малого Кавказа. Часть 2. Изд. АН Азерб. ССР, 1966.
23. Штеклин Дж. Тектоника Ирана. «Геотектоника», № 1, 1966.
24. Штилле Г. Введение в строение Америки. «Мир», 1964.
25. Altinli I. E. Geology of Eastern and Southeastern Anatolia. Bull. Min. Res. Expl. Inst. Turkey, № 66, 1966.
26. Arnl P. Tektonische Grundzüge Ostanatoliens und benachbarten Gebiete. "Melea" veroff. Inst. Lagerstätten Forschungen der Türkei, Serie B. № 4, Ankara.
27. Besic Z. Das Problem der Fartenvertretung in den Dinariden Jugoslaviens. Congr. geol. int. C. R. 19 secc. Alger, 1952; fasc. B ed. 1954.
28. Borchert H. Der initiale Magmatismus und die zugehörigen Lagerstätten. Neues Jahrb. Mineral. Abh., 91, 1957.
29. Clissars A. Lagerstätten und Lagerstättenbildung in Jugoslavie. Belgrad, 1956.

30. *Dubertret L.* Geologie des roches vertes du Nord—ouest de la Syrie et du Hat-tay (Turquie), Paris, 1953.
31. *Egeran N., Lahn L.* Note zur la carte seismique de la Turqui. M. T. A. Ankara, 1944.
32. *Gray W. A.* Tectonic Window in South—Western Iran. Quart. J. Geol. Soc. v. CV pt. 2, 1950.
33. *Helke A.* The Metallogeny of the chromite deposits of the Guleman District Turkey. "Econ. geol.", v. 57, 1962.
34. *Hissleitner G.* Serpentin und Chromerzgeologie der Balkanhalbinsel und eines Teils von Kleinasien. Jahrb. d. geol. Bundesanstalt. Sonderband. I Teil, Wien, 1951—1952.
35. *Holzer H., Colin H.* Beitrage zur Ophiolitfrage in Anatolien (Turkey). Jahrb. d. Geol. Bundesanst., 100, Heft 2, 1957.
36. *Ilic M., Karamata S., Knezevic V.* Serpentinites and ultramafic rocks of east Serbia. Carpatho—Balkan Geological Association. VIII Congres. Belgrado, 1967.
37. *Ilic M., Karamata S., Popovic A., Simic J.* Фелдспат-перидотитске стене шулана (Баковички ультрамафитски масив). Голошких анала Балканског. полуостров, книга XXXIII, Београд, 1967.
38. *Kaaden van der G.* On relationship between the composition of chromites and their tectonic—magmatic position in peridotite bodies in the SW Turkey. Bull. of the mineral research and exploration Institute of Turkey, № 52, 1959.
39. *Kalafatcioglu A.* A note on the geology of the region between Tavsanli and Dugnardi and on the age of the serpentinites and Limestones. "Bull. Miner. res and explor Inst. of Turkey", 58, 1962.
40. *Kober L.* Leitlinien der Tectonic Jugoslaviens. 1952.
41. *Lebessa B.* Sur les ophiolites et les breches associees dans l'Alpenin serpentinalc Bull. Soc. Geol. Fr., t. 4, № 6, 1962.
42. *Lahn E. (Jihan).* The green rocks of Turkey: Their importance for the tectonic pattern of the eastern part of the mediterranean alpine orogenic belt. Internat Geol. Congr. XXII session, part IV, proceeding of section A, 1964.
43. *Mercler J.* Sur l'Age des ophiolites de la Macedonie Centrale (Grece). C. R. Somm Soc. Geol. Fr. fase. 10, 1961.
44. *Moors E. M., Vine F. J.* The Troodes massif, Cyprus and other ophiolites as oceanic crust: evolution and implication. Philos. Trans. Roy. Soc. London, A. 208 № 1192, 1971.
45. *Mostofi B., Frey E.* Geological map of Iran. 1:250000 with exploratory notes compiled by the geological staff of Iran oil company, 1959.
46. *Petrachek W. E.* Intrusiver und extrusiver Peridotit—magmatismus in appinitipen Berich. "Geol. Rundschau", band 48, 1959.
47. *Philippson A.* "Kleinasien" in "Handbuch der Regionalen Geologie", 1918.
48. *Renz C.* Stratigraphie Griechenlands (Die verneogene stratigraphie der normal sedimentierten Formationen Griechenlands). Athens. Inst. for geol. und subsurface research, 1955.
49. *Steinman G.* Die ophiolitischen zonen in der mediterranen Kettengebirge. G. R. 14 Congress Geol. Intern. Madrid, 2, 1926.
50. *Trumphy R.* Paleotectonic evolution of the central and western Alps. Bull. Geol Soc. Amer., v. 76, № 6, 1960.
51. *Wijkerslooth P. de.* Die Chromerzprovinz der Turkei und des Balkans und ihr Verhalten zur Grosstektonik dieser Lahander. M. T. A., 7, 1942.