

ТЕКТНИКА

А. А. ГАБРИЕЛЯН

ТЕКТНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ АНТИКАВКАЗА (МАЛЫЙ
КАВКАЗ) И ПОЛОЖЕНИЕ ЕГО В СИСТЕМЕ АЛЬПИЙСКОГО
ОРОГЕНА ЮГА СССР И СОПРЕДЕЛЬНЫХ СТРАН*

Горное сооружение Антикавказа охватывает южную часть Закавказья, расположенную между Рионо-Куринской депрессией на северо — северо-востоке и бассейном среднего течения р. Аракс на юге.

Антикавказ по своему геологическому строению и истории развития значительно отличается от складчатой зоны Большого Кавказа. В противоположность Большому Кавказу, имеющему более или менее моноклитное строение и представляющему крупный мегантиклинорий, Антикавказ имеет более сложное строение. Он состоит из нескольких крупных структурных единиц, отличающихся друг от друга историей колебательных движений, интрузивным и эффузивным вулканизмом, формациями горных пород, возрастом складчатости и типами пликативных структур.

Указанное различие, по-видимому, обусловлено тем, что Антикавказ расположен во внутренней части альпийской геосинклинальной области, в противоположность Крымско-Кавказской зоне, охватывающей северную краевую часть последней.

В связи с этим становится не подходящим употребление укоренившегося в геологической литературе термина «Малый Кавказ». И действительно, территория, расположенная между Рионо-Куринской депрессией и бассейном среднего течения р. Аракс, по своим геологическим, да и геоморфологическим признакам не является Кавказом меньшего размера, а противопоставляется ему. Поэтому мы считаем более подходящим это горное сооружение называть Антикавказом, т. е. термином, часто употребляемым в работах Л. А. Варданянца и некоторых других исследователей.

Как известно, существуют критерии, на основании которых производится геотектоническое районирование отдельных частей земной поверхности, а именно: региональные разрывные нарушения, резкая смена фаций, проявления магматизма, морфогенетические типы пликативных структур и др., среди которых, однако, наиболее важным является принцип выделения структурных единиц по возрасту складчатости.

* Доклад прочитан на объединенной научной сессии АН СССР, Академий наук Армянской ССР, Грузинской ССР и Азербайджанской ССР, Ереван, 1960 г.

При этом под названием «возраста складчатости» понимается главная эпоха тектогенических (или складкообразовательных) движений, эпоха инверсии в развитии геосинклинальных прогибов, когда процессы прогибания, осадконакопления и подводного вулканизма сменяются поднятием, складчатостью, регрессией и мощным развитием наземного вулканизма.

Таким образом, возраст складчатости для тех или иных регионов определяется теми импульсами тектонических движений, которые вызывают качественные изменения в плане развития важнейших структурных элементов и обуславливают, в общих чертах, формирование современной тектонической структуры данной области.

С главными эпохами складчатости связаны внедрение крупных массивов гранитоидных интрузий и эндогенная минерализация.

Для структурного расчленения наложенных впадин и прогибов важным признаком является время их заложения и возраст складчатого основания.

По этому принципу территория Антикавказа нами делится на три разновозрастные складчатые комплексы:

I. Область нижнеальпийской (киммерийской) складчатости (Сомхето-Кафанский тектонический комплекс)

А. Сомхето-Карабахский мегаантиклинорий.

Б. Кафанский антиклинорий.

II. Область среднеальпийской складчатости

А. Аджаро-Триалетская складчатая зона.

Б. Складчатый комплекс Центральной части Армянской ССР.

III. Область верхнеальпийской складчатости

(Приараксинская зона — северный край Анатолийско-Иранского межгорного прогиба).

Основными фазами складчатости, обусловившими формирование главнейших пикативных структур и интрузивных комплексов являются:

В области киммерийской складчатости:

- а) среднеюрская и предверхнеюрская (подготовительная фаза),
- б) неокомская (главная фаза) и в) предпалеогеновая (завершающая).

В области среднеальпийской складчатости:

- а) предверхнеэоценовая (предварительная), б) преолигоценная (главная) и в) предсреднеэоценовая (завершающая).



СХЕМА ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЙОНИРОВАНИЯ АНТИКАВКАЗА

ОБЪЯСНЕНИЕ ЗНАКОВ В ЛЕГЕНДЕ

СТРУКТУРНЫЕ ЯРУСЫ (ОБОБЩЕННЫЕ)

1. Докембрийско-нижнепалеозойский (выступы каледонских фрагментов в ядрах альпийских антиклинальных структур). 2. Герцинский (выступы герцинского основания в ядрах альпийских антиклинальных структур). 3. Нижне-среднеюрский. 4. Верхнеюрско-меловой. 5. Верхнемеловой—эоценовый+олигоцен—неогеновый (вулканогенно-осадочные фации). 6. Верхнемеловой—эоценовый+олигоцен—ниогеновый (преимущественно осадочные фации). 7. Олигоцен-антропогенный. 8. Контуры распространения новейших лавовых покровов, маскирующих тектонические структуры. 9. Границы тектонических комплексов. 10. Контуры антиклинорий, синклинорий и тектонических впадин. 11. Изопахиты в наложенных мульдах и впадинах. 12. Региональные разрывные нарушения. 13. Зона транскавказского меридионального поднятия.

ОБЪЯСНЕНИЕ ЦИФР НА КАРТЕ

ОБЛАСТЬ РАННЕАЛЬПИЙСКОЙ (КИММЕРИЙСКОЙ) СКЛАДЧАТОСТИ (СОМХЕТО-КАФАНСКИЙ ТЕКТОНИЧЕСКИЙ КОМПЛЕКС)

Антиклинории: 1. Сомхетская глыба, 2. Храмский массив, 3. Локский массив, 4. Алавердский, 5. Шамхорский, 6. Гекгельский, 7. Мровдагский, 8. Агдамский, 9. Карабахский, 10. Лачинский, 11. Замзурский, 12. Старотагский, 13. Кафанский.

Синклинории: 14. Болнисский, 15. Лалварский, 16. Иджеванский, 17. Дашкесанский, 18. Акджакендский, 19. Тоурагачайский, 20. Степанакертский (Мартунинский), 21. Сарыбабинский, 22. Хузабиртекий, 23. Гочасский.

ОБЛАСТЬ СРЕДНЕАЛЬПИЙСКОЙ СКЛАДЧАТОСТИ

А. Аджаро-Триалетская складчатая зона—24, Б. Складчатый комплекс Центральной части Армянской ССР.

Синклинории: 25. Севано-Ширакский; 26. Кельбаджарский; 27. Айоцзорский; 28. Ордубадский.

Антиклинории: 29. Апарано-Араканский массив; 30. Гегамский; 31. Южно-Сюникский.

ОБЛАСТЬ ВЕРХНЕАЛЬПИЙСКОЙ СКЛАДЧАТОСТИ (СЕВЕРНЫЙ КРАЙ АНАТОЛИЙСКО-ИРАНСКОГО МЕЖГОРНОГО ПРОГИБА)

Синклинории: 32. Еревано-Ведикский; 33. Ахеринский.

Наложение впадин: а) на Каледонском основании: 34. Ереванский соленосный бассейн; 35. Нижнеахурянский (Октемберянский) прогиб; 36. Ширакская впадина; 37. Севано-Разданская впадина; б) на Герцинском основании: 38. Нахичеванский соленосный бассейн; 39. Садаракская мульда.

Антиклинории: 40. Джульфинский; 41. Урцско-Айоцзорский; 42. Поднятие Герцинского субстрата в районе Волчьих ворот; 43. Паракар-Енгиджинское погребенное горстное поднятие Каледонского субстрата.

СТРУКТУРЫ, ОГРАНИЧИВАЮЩИЕ МАЛЫЙ КАВКАЗ С СЕВЕРА И СЕВЕРО-ВОСТОКА

44. Рионская впадина (погребенная часть Грузинской глыбы), 45. Дзиркульский выступ Грузинской глыбы, 46. Куринская впадина.

В области верхнеальпийской складчатости:

а) предолигоценовая и предсреднемиоценовая (предварительные), б) предмэотическая (главная) и в) послепонтическая (завершающая).

Все эти фазы тектогенеза отчетливо фиксируются угловыми несогласиями, перерывами, трансгрессивными залеганиями толщ и другими структурно-фациальными отличительными признаками.

Указанные три разновозрастные складчатые зоны различаются стратиграфическими разрезами, типами пликативных структур и формаций горных пород, историей эффузивного и интрузивного вулканизма и металлогеническими особенностями.

В геологическом строении Сомхето-Кафанского тектонического комплекса главную роль играют терригенные образования лейаса, мощная кератофиристо-порфировая формация доггера, а также вулканогенно-обломочные и карбонатные формации верхней юры и нижнего и верхнего мела. Из-под терригенных образований лейаса местами (Локский массив, бас. р. Ахум и др.) выступают метаморфизованные породы эопалеозоя, что свидетельствует об отсутствии в этой зоне отложений среднего и верхнего палеозоя. Чрезвычайно ограниченным распространением пользуются образования палеогена, а отложения неогена и антропогена почти полностью отсутствуют.

В области среднеальпийской складчатости (Аджаро-Триалетская складчатая зона и складчатый комплекс Центральной части Армянской ССР) в противоположность Сомхето-Кафанской зоне мощным развитием пользуются вулканогенные и терригенные образования палеогена и карбонатные отложения верхнего мела, при региональном отсутствии или незначительном развитии отложений юры.

В разрезе Приараксинской верхнеальпийской складчатой зоны широко распространены терригенные и карбонатные отложения среднего и верхнего палеозоя и триаса, а также верхнего мела, флишевые формации даний — палеоцена, терригенные и известняковые формации эоцена и олигоцена, красцветные молассы верхнего олигоцена — нижнего миоцена, гипсо-соленосная формация среднего и верхнего миоцена, вулканогенно-обломочные и молассовые образования мэотиса-понта и озерно-речные и вулканогенные образования верхнего плиоцена и постплиоцена.

Эффузивный вулканизм сравнительно слабо развит в Среднеараксинской зоне, характеризующейся многоосинклинальным типом развития, в то время как в Аджаро-Триалетии и складчатой зоне Центральной части Армянской ССР мощные проявления вулканизма отмечаются в палеогене, частично в верхнем мелу и в антропогене, а в Сомхетско-Кафанской зоне — в юре.

С основными этапами складчатости трех главнейших тектонических зон Антикавказа генетически тесно связано развитие интрузивного вулканизма. В зоне киммерийской складчатости крупные тела гранитоидов имеют предверхнеюрский и предсеноманский (по-видимому, неокомский) возраст, а в складчатой зоне Центральной части Армянской ССР широко

развиты ультраосновные интрузии верхнемелового и предверхнеэоценового возраста (офиолитовый пояс Малого Кавказа), пластовые интрузии габбро среднеэоценового возраста, гранитоиды предверхнеэоценового возраста и щелочные интрузии, внедрившиеся перед олигоценом. Мелкие тела гранитоидов восточного Айоцдзора и Северного Сюника прорывают вулканогенную свиту олигоцена и являются, по-видимому, досреднемиоценовыми.

В приараксинской многоэосинклинальной зоне гранитоидные интрузии отсутствуют. Незначительным развитием пользуются мелкие тела основных и ультраосновных пород (басс. р. Веди), по-видимому эоценового возраста, а также экстррузии и субвулканические тела андезитов, дацитов и др. кислых пород нижнеплиоценового и верхнеплиоценового возраста.

Указанные три геотектонические комплексы в главнейших своих чертах соответствуют структурно-металлогеническим зонам, выделенным на территории Армянской ССР И. Г. Магакьяном и С. С. Мкртчяном [14].

Область киммерийской складчатости, по указанным исследователям, характеризуется, в основном, медно- и серно-колчеданным оруденением, второстепенное значение имеют скарновые железорудные месторождения и полиметаллы.

Область среднеальпийской складчатости соответствует Памбак-Сюникской (Зангезурской) металлогенической зоне, которая характеризуется широким развитием медно-молибденового оруденения с подчиненным значением полиметаллов.

Приараксинская тектоническая зона характеризуется широким развитием галогенных образований и почти полным отсутствием магматогенных месторождений.

Эти разновозрастные складчатые зоны различаются также по морфогенетическим типам пликативных структур. Так, область среднеальпийской складчатости характеризуется развитием линейных, с ундулирующими шарнирами складок, а зона киммерийской складчатости — крупных брахиструктур. В приараксинской зоне широко развиты несимметричные брахискладки купола и соляная тектоника.

Любопытная картина получается при сопоставлении схемы тектонического районирования Антикавказа с картой гравитационных зон, составленной Э. Б. Аджимамудовым. Область киммерийской складчатости соответствует зоне СВ максимума, а приараксинская зона — ЮЗ максимуму. Складчатый комплекс Центральной части Армянской ССР соответствует зоне центрального гравитационного минимума.

Таким образом, расчленение территории Антикавказа на три разновозрастных комплекса обосновывается всеми основными геологическими признаками — стратиграфическими, историко-геологическими, металлогеническими и геофизическими.

Границами выделенных трех крупных структурных комплексов в большинстве случаев служат региональные тектонические швы (глубинные разломы) — Севано-Акеринский, Анкавано-Сюникский и Приараксинский, которые контролируют формации горных пород, изменение мощностей

отложений, металлогенические особенности и сейсмическую активность, а также проявления вулканизма и минеральных источников.

Эти три тектонические комплексы или структуры первого порядка подразделяются на структурные элементы второго и третьего порядка.

Характеристика структур указанных тектонических зон приведена в ряде работ [6, 7, 10, 13, 15, 17, 19, 23, 26]. Во избежание повторения в данной статье, мы отметим только некоторые особенности их строения и истории развития, которые не затронуты или слабо освещены в прежних работах.

Область нижнеальпийской (киммерийской) складчатости состоит из двух неравных структурных единиц — Сомхето-Карабахского мегаантиклинория и Кафанского антиклинория, разделенных нижнеакеринским прогибом, возникшим в олигоцене-мiocене.

В северо-западной части Сомхето-Карабахского мегаантиклинория, западнее Локского и Храмского массивов, по линии транскавказского субмеридионального поднятия выделена Сомхетская глыба, ныне скрытая под мощными покровами плиоценовых и антропогеновых вулканогенных образований.

В работах грузинских геологов [9, 10, 12] приведены данные, характеризующие геологическое строение и историю развития этой жесткой глыбы.

На основании палеогеографических и геофизических данных можно полагать, что эта глыба сложена в основном метаморфическими и кристаллическими породами докембрия-эопалеозоя, местами перекрытыми континентальными образованиями пермо-карбона и маломощными, слабо дислоцированными отложениями юры и мела.

В эпоху альпийской складчатости Сомхетская глыба играла роль срединного массива и обусловила простирание и морфологические особенности структур, обрамляющих ее с севера и юга геосинклинальных прогибов — Аджаро-Триалетского и Севано-Ширакского.

Область среднеальпийской складчатости состоит из двух крупных структурных зон — Аджаро-Триалетской на севере и складчатой зоны Центральной части Армянской ССР на юге, которые обнаруживают большое сходство между собой по возрасту складчатости, типам формаций горных пород (флишевые, вулканогенные и терригенные формации палеогена) и по типам пликативных структур (развитие линейных, с ундулирующими шарнирами антиклиналей и синклиналей).

Заложение указанных структурных зон имело место в верхней юре — нижнем мелу, вслед за инверсией и поднятием Антикавказской киммерийской геосинклинальной зоны.

Аджаро-Триалетская складчатая система имеет широтное простирание и диагонально налегает на Абхазо-Карабахскую зону киммерийской складчатости.

П. Д. Гамкрелидзе подразделяет эту складчатую систему на три зоны — северную с опрокидыванием складок на север; центральную, характеризующуюся развитием всеобразных и сундучнообразных складок и

южную — с опрокидыванием складок на юг. Первая крупная фаза складчатости здесь имела место перед верхним эоценом (Триалетская фаза по П. Д. Гамкрелидзе), в результате чего осевая часть зоны геоантиклинально воздымается, а вдоль ее северной и южной периферии формируются боковые прогибы — Гурийский и Ахалцихский, в которых происходит осадконакопление в олигоцене и миоцене.

Полная инверсия Аджаро-Триалетского геосинклинального прогиба и превращение его в складчатую систему имеет место в конце нижнего миоцена в результате предчокракской фазы складчатости.

Складчатая зона Центральной части Армянской ССР представляет собой крупную и сложно-построенную складчатую систему, состоящую из нескольких синклиналий и антиклиналий, дисгармонично примыкающих к структурам Сомхето-Кафанского тектонического комплекса.

Выделяются две синклиналийные зоны — Севано-Ширакско-Кельбаджарская и Айоцзор-Ордубадская — разделенные Анкавано-Сюникским региональным тектоническим швом.

Эти синклиналийные зоны образовались на месте сравнительно узкого и глубокого геосинклинального рифта, возникшего в мелу на стыке двух важнейших нижнеальпийских геотектонических зон Малого Кавказа — Сомхето-Кафанской антикавказской геосинклинали и Армянской геоантиклинали. Указанные зоны мы рассматриваем как глубинные разломы в широком смысле или шовные геосинклинали, чем определяются их многие структурно-фациальные особенности — большая мощность отложений, широкое развитие эффузивного и интрузивного вулканизма, эндогенная минерализация, складчатость линейного типа, метаморфизация отложений вдоль крупных разломов и др.

В составе рассматриваемых зон выделяются четыре кулисообразно расположенных синклиналий — Севано-Ширакский, Кельбаджарский, Айоцзорский и Ордубадский, разделенных поперечными антиклинальными перемычками. Последние характеризуются уменьшенными мощностями отложений и слабым проявлением вулканизма.

К югу от Севано-Ширакского синклиналий расположен Анкаванский (Арзаканский) кристаллический массив, с выходом в сводовой части эопалеозойского метаморфического субстрата.

В юго-восточной части Антикавказа расположен Сюникский антиклиналий, в ядре которого узкой полосой, вытянутой с ЮВ на СЗ, выступают эопалеозойские метаморфические породы и несогласно их перекрывающие вулканогенно-осадочные образования девона. Этот антиклиналий вплотную примыкает к Кафанскому антиклиналию, отделяясь от него Анкавано-Сюникским глубинным разломом. По всем признакам он представляет собой типичный шовный антиклиналий [7], который, как известно, образуется преимущественно в зонах глубинных разломов.

Область верхнеальпийской складчатости охватывает Приараксинскую зону Антикавказа, являющуюся северным краем Анатолийско-Иранского межгорного прогиба. В строении этой тектонической зоны принимают участие олигоцен-миоценовые наложенные впадины и разделяющие их ан-

тиклинальные поднятия палеозойского основания. Среди этих наложенных впадин наиболее крупной является *Среднеараксинская*, выполненная песчано-глинистыми морскими отложениями датского яруса — палеоцена, эоцена, нижне-среднего олигоцена, молассовыми образованиями верхнего олигоцена — нижнего миоцена и соленосными отложениями среднего-верхнего миоцена, которые несогласно перекрыты озерно-речными и вулканогенными образованиями плиоцена и постплиоцена.

Среднеараксинская впадина в тектоническом отношении не является единой структурой, а состоит из четырех прогибов — Нижнеахурянского (Октемберянского), Ереванского, Садаракского и Нахичеванского, разделенных поперечными поднятиями эопалеозойского и герцинского субстрата. К числу последних относятся Паракар-Енгиджинское погребенное горстовое поднятие, отделяющее Нижнеахурянский прогиб от Ереванского, Араратское, расположенное между Ереванским и Садаракским прогибами, Волчьи ворота, отделяющие Садаракский прогиб от Нахичеванского.

Аналогичное строение имеет *Севанская впадина*, возникшая также в олигоцене-миоцене в южной части Севано-Ширакского синклинория вдоль Анкавано-Сюникского глубинного разлома. Большое фациальное сходство заполняющих эту впадину соленосных отложений миоцена и вулканогенных и озерных образований плиоцена и антропогена с синхронными отложениями Ереванского бассейна, не оставляет сомнения в том, что эти два бассейна в миоцене и плиоцене широко сообщались и что Севанская впадина являлась по существу северо-восточным заливом Ереванского миоценового соленосного бассейна.

К числу олигоцен-миоценовых наложенных впадин относятся также *Акеринская впадина* в юго-восточной части Антикавказа и *Ширакская*, расположенная в его юго-западной части.

С северо-востока Среднеараксинская впадина ограничивается *Урцско-Айоцдзорским антиклинорием*, сложенным средне-верхнепалеозойскими отложениями, которые на крыльях антиклинальных складок трансгрессивно и несогласно перекрываются верхнемеловыми и палеогеновыми отложениями.

Сходное с Урцско-Айоцдзорским антиклинорием строение имеет *Джультинское* антиклинальное поднятие, ограничивающее Нахичеванскую соленосную мульду с юго-востока.

* * *

Характерные особенности строения и истории развития Антикавказа — брахиформность геосинклинальных прогибов и геоантиклинальных поднятий, глыбовой характер этих первичных глубинных структур, интенсивное проявление вулканизма, кулисообразное расположение главнейших структурных элементов (антиклинориев и синклинориев), наличие региональных зон поперечных поднятий и прогибов и др., отмечены в нашей предыдущей работе [7]. К ним можно прибавить еще одну особенность, заключающуюся в следующем.

История геотектонического развития Антикавказа показывает, что

процесс развития отдельных структурных зон, их заложение и дальнейшее развитие, имеет волнообразный характер. Зоной наиболее древней альпийской (киммерийской) складчатости является Сомхето-Кафанский тектонический комплекс. Складчатость и поднятие этой зоны, имевшие место в верхней юре и неокоме, сопровождались образованием по ее северному и южному краям Аджаро-Триалетского и Севано-Ширакско-Ордубадского геосинклинальных прогибов. В результате складчатости и поднятия последних в верхнем палеогене и нижнем миоцене неосинклинальные прогибы еще более мигрируют к северу и югу — Рионо-Куринская и Среднеараксинская впадины.

Таким образом, процессы заложения новых геосинклинальных прогибов, с одной стороны, и складчатостей и поднятий, т. е. инверсия древних зон — с другой, неразрывно друг с другом связаны и представляют разные стороны единого процесса развития.

Внедрение крупных гранитоидных интрузий происходит в эпохи инверсии геотектонических зон, когда одни геосинклинальные зоны вовлекаются в складчатость и поднятие, а в соседстве с ними имеет место заложение новых прогибов.

Как уже указывалось, на Антикавказе выделяются три такие эпохи структурообразования — нижнеальпийская или киммерийская (Сомхето-Кафанская зона), среднеальпийская (образование Аджаро-Триалетской и Севано-Ширакско-Ордубадской складчатых зон) и верхнеальпийская, обусловившая возникновение наложенных впадин и мульд. Им же соответствуют гранитоиды верхнеюрского — неокомского возраста Сомхето-Кафанского тектонического комплекса, гранитоидные и щелочные интрузии верхнепалеогенового-нижнемиоценового возраста Севано-Ширакско-Ордубадской и Аджаро-Триалетской складчатых зон и лакколиты, интрузивные залежи и субвулканы нижнеплиоценового возраста верхнеальпийской складчатости Приараксинской зоны.

* * *

Антикавказ с севера ограничивается Рионо-Куринской депрессией, которая отделяет его от складчатой зоны Большого Кавказа.

Рионо-Куринская (или Закавказская) низменность, согласно новым данным, в тектоническом отношении представляет срединный массив, который был консолидирован еще в каледонское время, а в герцинском и нижнеальпийском этапах служил геоантиклиналью. Исследование грузинских геологов, а также данные буровых скважин, заложенных в районе Колхидской низменности, показали, что мезозойские и палеогеновые отложения Рионской низменности по мощностям, фациальным особенностям и типам пликативных структур (покровные складки) резко отличаются от синхронных отложений геосинклинальных зон Большого Кавказа и Антикавказа и вместе с тем обнаруживают большое сходство с отложениями платформенных областей. Кроме того, установлено, что границы Рионской низменности с соседними складчатыми зонами выражаются разрыв-

ными нарушениями с опрокидыванием и надвиганием складок на Рионскую низменность.

На этом основании А. И. Джанелидзе, П. Д. Гамкрелидзе и др. грузинские геологи называют ее «платформой» или «глыбой».

Субстрат указанной глыбы обнажается в районе Сурамского перевала — Дзирульский кристаллический массив, а к востоку и западу от последнего он глубоко погружается.

По В. Е. Ханну [24] Закавказский срединный массив до палеогена включительно имел геоантиклинальный характер развития и начиная с миоцена, т. е. с эпохи наиболее интенсивного поднятия соседних геосинклинальных зон — Аджаро-Триалетской и южного склона Большого Кавказа — он интенсивно прогибается, превращаясь в межгорную впадину — Рионскую на западе (Грузинская глыба) и Куринскую на востоке. Последние выполнены мощными толщами озерно-континентальных молассовых образований и морских отложений миоцена, плиоцена и антропогена.

В западном направлении Грузинская глыба прослеживается через бассейн Черного моря в районе Валахской и Мизийской низменностей — *Понтическая глыба* по Е. С. Бончеву [5].

Согласно указанному исследователю, Понтическая глыба, являющаяся основной структурной единицей черноморского бассейна, имеет герцинский фундамент, эпиконтинентальный чехол мезо-кайнозойского возраста и в Альпийской геосинклинальной области играла роль форланда. Черноморская впадина с запада ограничивается *Мизийской* (Северо-Болгарской) глыбой, отделяющей ее от расположенного к западу *Гетского* или *Валахского* прогиба. По Е. С. Бончеву, Мизийская глыба составляет часть огромного поднятия — *диагонального вала* — в восточной части Балканского полуострова, которое прослеживается на СВ в области Тарханкутских поднятий, а на ЮЗ, охватывая несколько кулисообразно расположенных антиклинальных туморов (воздыманий) упирается в западную часть *Родопской* глыбы.

По В. Е. Ханну [25], указанный диагональный вал расположен на зоне крупнейшего поперечного поднятия, прослеживающегося от восточной части Балканского полуострова через Добруджинское поднятие, Украинский и Белорусский массивы к Балтийскому щиту. Эта зона поднятия, по указанному исследователю, отделяет Крымско-Кавказскую складчатую дугу от Карпатско-Балканской.

К юго-востоку от Дзирульского массива расположена восточная часть Закавказского срединного массива — *Куринская впадина*. О наличии здесь древнего, погребенного поднятия, свидетельствуют кроме геологических и палеогеографических данных также и геофизические данные.

В районе Кура-Араксинской низменности установлен крупный гравитационный максимум — *Кюрдамирский вал* по М. С. Абакелия или *Талышско-Вандамский максимум* В. В. Федынского.

По Л. К. Татевосян [21], мощность гранитного слоя в районе Талышско-Вандамского максимума очень незначительная, а базальтовый слой

залегает на глубине 4,5—5 км. По Р. М. Гаджиеву [8], резкое уменьшение гранитного слоя и приближение к поверхности раздела Мохоровичича наблюдается также в южной части впадины Каспийского моря. К такому же выводу о глубинном строении Куринской депрессии пришел М. С. Абакелия на основании данных о плотностях горных пород, гравитационных аномалий, результатов геолого-съемочных работ и опорно-разведочного бурения [1].

По его мнению, фундамент Куринской депрессии имеет ступенчатое строение, при этом приподнятые участки его — Дзирульский массив, Кюрдамирский «мост» отвечают зонам поперечных антикавказских поднятий.

Далее к востоку Куринская впадина через впадину южного Каспия переходит в Закаспийскую (Западнотуркменскую) впадину.

По данным И. А. Резанова [18], в центральной части Закаспийской низменности наблюдается широкое поле гравитационного максимума, которое прослеживается на запад в Южнокаспийскую впадину. Хотя мезокайнозойские отложения Закаспийской впадины имеют значительную мощность (7—8 км), они дислоцированы очень слабо и соответствуют структурам платформенного типа.

Таким образом, складчатая система Антикавказа с севера граничит с зоной Каледонско-Герцинской консолидации, прослеживающейся от Закаспийской низменности на востоке и до Валахской низменности на западе.

Среди тектонических зон Антикавказа наиболее древней является Сомхето-Кафанский мегаантиклинорий. Он прослеживается от Кафанского района и Карабахского нагорья на юго-востоке до Локского и Храмского массива на северо-западе. Дальше к западу эта структурная зона смыкается с Ахалкалакским вулканическим нагорьем. На основании регионально-геологических, палеогеографических и геофизических данных, допускается, что в районе Ахалкалакского вулканического нагорья древний консолидированный субстрат находится на небольшой глубине, а юрские и более молодые образования или отсутствуют, или же очень маломощные [7].

Выше было отмечено, что мощное развитие неогенового и антропогенового вулканизма, характерное для Армянского тектонического комплекса, приурочено к районам растущих геоантиклинальных поднятий, в которых эопалеозойский метаморфический субстрат или обнажается или же находится ближе к земной поверхности. Кроме того, Ахалкалакское вулканическое нагорье, расположенное в зоне транскавказского меридионального поднятия, характеризуется отрицательной аномалией силы тяжести, что свойственно Арзаканскому кристаллическому массиву и Гегамскому нагорью, в которых Каледонский субстрат выступает на поверхность.

Учитывая эти данные, мы присоединяемся к мнению Л. А. Варданянца и считаем, что антикавказская юрская геосинклинальная зона северного склона Антикавказа в северо-западном направлении прослеживает-

ся в Абхазии и составляет вместе с последней единую *Абхазо-Кафанскую* антикавказскую тектоническую зону, получившую свое структурное оформление, в основном, в нижнем мелу. С альба она начинает расчленяться путем наложения на нее новых поперечных к ней геосинклинальных прогибов — *Аджаро-Триалетского* и *Севано-Ширакско-Кельбаджарского*.

Северо-западное продолжение *Абхазо-Кафанской* зоны следует искать, по-видимому, южнее горного Крыма, ныне погребенного под котловиной Черного моря.

Гораздо более труднее установить юго-восточное продолжение рассматриваемой тектонической зоны.

Наибольшее сходство она обнаруживает с центральной частью *Эльбурс-Аладагского мегаантиклинория*, где юрские вулканогенно-осадочные образования несогласно лежат на метаморфических породах палеозоя. По И. А. Резанову [18] рассматриваемая часть *Эльбурс-Аладагского* складчатого сооружения, как и *Абхазо-Кафанская* зона, вовлекалась в крупное прогибание в нижнеальпийскую эпоху (юра-неоком) и получила свое структурное оформление в начале нижнего и в конце верхнего мела. Здесь также тектонические движения, происходившие в нижнем мелу, обусловили внедрение интрузий гранитоидов [28].

К северу от *Абхазо-Кафанской* зоны расположена *Аджаро-Триалетская* складчатая зона (северное звено складчатой области Антикавказа), а к югу от нее — *Севано-Ширакско-Ордубадское* складчатое сооружение. Обе эти складчатые зоны, по возрасту являются среднеальпийскими и обнаруживают большое сходство по геологическому строению и истории развития.

Пликативные структуры *Аджаро-Триалетской* зоны, имеющие близширотное простирание, в районе Черного моря (*Гурийско-Аджарский хребет*) меняют свое направление на юго-запад и переходят в складчатую систему Северной Анатолии — *Понтиды*. Поворот пликативных структур *Аджаро-Триалетской* системы у Черного моря, вероятно, следует поставить в прямую связь с наличием на дне Черного моря жесткой массы — *Понтической* глыбы, вокруг которой складки Альпийского возраста огибаются.

Такой же поворот антиклинальных и синклинальных складок наблюдается и в западной части *Севано-Ширакского* синклинория, где пликативные структуры близширотного простирания принимают юго-западное направление и прослеживаются далее до соединения с *Понтидами*.

Все эти данные позволяют считать, что *Понтиды* и указанные зоны Антикавказа составляют единую складчатую систему, расположенную во внутренней части Альпийской геосинклинальной области юга Евразии. Вдоль южного подножья *Понтид* развита система крупных разломов, протягивающаяся от *Саросского залива* на западе и до *Эрзерума* и *Эринджа* на востоке, на протяжении около 1400 км. Этот крупный разлом (*Северо-Анатолийский сброс* по *Фюруну*), согласно данным Е. С. Бончева [5], прослеживается на запад к *Балканскому хребту* и на северной ок-

ранне Родопского массива упирается в южное окончание вышеуказанного диагонального вала.

Восточным продолжением Северо-Анатолийского разлома на Антикавказе следует считать парные глубинные разломы, ограничивающие Севано-Ширакско-Ордубадскую складчатую зону с северо — северо-востока (Севано-Акеринский разлом) и с юго—юго-запада (Анкавано-Сюнникский разлом).

Как в Понтидах, так и на Антикавказе эти разломы продолжают действовать и в современную геологическую эпоху, что доказывается геоморфологическими данными, приуроченностью к ним очагов землетрясений и выходов минеральных источников. С ними же связана офиолитовая зона верхнемелового и эоценового возраста.

Понтиды далее к западу переходят в Карпатско-Балканскую складчатую зону, которая обнаруживает значительное сходство с Понтидами по времени формирования структур. В обоих сравниваемых складчатых зонах главные фазы складчатости имели место на границе нижнего и верхнего мела, верхнего мела и палеогена, перед верхним эоценом и перед олигоценом.

Вместе с тем обнаруживается и значительное различие между ними. Понтиды и Антикавказ отличаются от Карпатско-Балканской складчатой системы гораздо более мощным развитием эффузивного и интрузивного вулканизма и большей амплитудой новейших тектонических движений. Это различие быть может обусловлено тем, что Карпатско-Балканская зона была отделена от Понто-Кавказской складчатой системы глубинным разломом, проходящим в субмеридиональном направлении, примерно по стыку Понтид и Балканид [25]. По мнению В. Е. Хаина, возможно, что этот разлом является северным продолжением системы меридиональных разломов Африкано-Аравийской платформы.

Более сложным является вопрос восточного продолжения описываемых тектонических зон Антикавказа. По П. Д. Гамкрелидзе [9, 10], М. М. Рубинштейну [20] и В. П. Ренгартену [19], Аджаро-Триалетская складчатая зона затухает восточнее Тбилиси, а К. Н. Паффенгольц [17], В. Е. Хайн [23] и другие считают, что она восточнее Тбилиси погружается под молодые образования Куринской депрессии и далее к юго-востоку переходит в складчатое сооружение Талыша.

Согласно Л. А. Варданянцу восточным продолжением Аджаро-Триалетской зоны является складчатая система Ширакской возвышенности и на этом основании делает вывод «об отражении дислокации Аджаро-Триалетской системы в пределах Кавказской системы» [6].

Отсутствие данных, касающихся фациальных и структурных особенностей верхнемеловых и палеогеновых отложений Куринской депрессии затрудняет решение вопроса тектонической связи горных сооружений Аджаро-Триалети и Талыша.

На востоке антиклинорий Талыша, по-видимому, переходит в северное крыло Эльбрусского мегаантиклинория, которое, как и Талыш, сло-

жено мощными толщами вулканогенно-осадочных образований верхнего мела и палеогена [18].

В таком случае Севано-Ширакско-Ордубадский складчатый комплекс Антикавказа может соответствовать южному складчатому крылу Эльбурсского мегаантиклинория — *Антиэльбурсскому антиклинорию*, сложенному вулканогенно-осадочными образованиями верхнего мела и мощной (3000 м) зеленой туфогенной свитой эоцена.

Таким образом, мегаантиклинорий Эльбурса в целом является восточным—юго-восточным продолжением складчатого сооружения Антикавказа (не считая Приараксинскую зону последнего) и подобно ему имеет сложное строение (состоит из нескольких разнофациальных и разновозрастных структурных зон).

Самым южным геотектоническим элементом Антикавказа является Приараксинская зона верхнеальпийской складчатости, отличающаяся слабым развитием интрузивного и эффузивного вулканизма, мощным развитием молассовых и соленосных формаций неогена и брахиформной складчатостью.

По своему геологическому строению и истории развития эта зона напоминает герцинские массивы центральной Анатолии и Ирана.

По Р. Фюрону [27], центральная Анатолия представляет собой зону возвышенных плато, протягивающуюся с запада на восток и состоит из двух массивов — Эгейского на западе и Галатского на востоке, сложенных метаморфическими породами палеозоя, интродуцированными телами гранитоидов.

Эти два палеозойских массива, перекрытые слабо дислоцированным мезо-кайнозойским чехлом, разделены складчатым поясом меридионального простирания. По мнению Р. Фюрона, указанные срединные массивы, расположенные между складчатыми сооружениями Понтид на севере и Таврид на юге, определили конфигурацию альпийских горных цепей и обусловили крупный изгиб Тавра и Писидии [27].

Южнее и юго-восточнее Приараксинской зоны расположено центральное плато Ирана, представляющее в структурном отношении срединный массив, разделяющий складчатую зону Эльбурса и Туркмено-Хорасанских гор от складчатой системы южного Ирана — *антиклинория Загроса*. Герцинский массив центрального Ирана, сложенный сильно дислоцированным и метаморфизованным палеозоем в альпийском этапе развития характеризовался преобладанием восходящих движений и только во время крупных трансгрессий отдельные его части покрывались морем. Этот массив, также как и Приараксинская зона Антикавказа и Анатолиды, расчленен на отдельные, сравнительно мелкие глыбы, между которыми развиты неогеновые наложенные впадины, выполненные соленосными и молассовыми образованиями. Основными фазами складчатости, обусловившими формирование куполовидных и брахиаксиальных пликативных структур центрально-Иранского массива, по данным А. Гансера [11], были досреднедевонская, доюрская, досреднемеловая (предальб-сенманская), донижне-среднеюрская, донижнеэоценовая, досреднеэоцено-

вая, средне-верхнемиоценовая, доплиоценовая, позднеплиоценовая, плейстоценовая, современная. Любопытно отметить отсутствие герцинских фаз складчатостей даже в районах наиболее интенсивного проявления диастрофизма.

Таким образом, в центральной части Альпийского орогена Малой Азии и Ирана располагается зона палеозойских срединных массивов, которая в заключительную стадию Альпийского тектонического этапа (олигоцен-антропоген) превратилась в систему обширных межгорных впадин — *Анатолийско-Иранская система впадин*. Эта зона впадин, протягиваясь от района Эгейского моря на западе и до Хорасанских и Кайенских гор на востоке, разделяет две крупные складчатые системы — *Понто-Антикавказско-Эльбурсскую* на севере и *Тавро-Загросскую* на юге. В период альпийской складчатости и формирования структур Анатолийско-Иранская зона срединных массивов играла большую роль. Ею обусловлены извилистые контуры, изгибы и виргации складчатых структур указанных двух горных систем.

Институт геологических наук

АН Армянской ССР

Поступила 6.11. 1961.

Ա. Հ. ԳԱՐՐԻԵԼՅԱՆ

ԱՆՏԻԿՈՎԿԱՍԻ ՏԵԿՏՈՆԱԿԱՆ ՇՐՋԱՆԱՑՈՒՄԸ ԵՎ ՆՐԱ ԴԻՐՔԸ ՍՍՌՄ-Ի ՀԱՐԱՎԻ ԵՎ ՆՐԱՆ ԿԻՑ ԵՐԿՐՆԵՐԻ ԱԼՊԻԱԿԱՆ ՕՐՈՒԿՆ ՍԻՍՏԵՄՈՒՄ

Ա մ փ ո փ ո լ մ

Ժալքավորման հասակի հիման վրա Անտիկովկասը ստորաբաժանվում է երեք տեկտոնական կոմպլեքսների՝

ա) ստորին ալպիական (կամ կիմերեյան) ծալավոր մարզ, որն ընդգրկում է Սոմխեթո-Ղարաբաղի մեզանտիկլինորիումը և Ղափանի անտիկլինորիումը.

բ) միջին ալպիական ծալավոր մարզ, որի մեջ մտնում են Աջարո-Թրիաֆեթի և կենտրոնական Հայաստանի ծալքավոր գոտաները,

գ) վերին ալպիական ծալավոր մարզ, որն ընդգրկում է Անդրկովկասի մերձարարսի հատվածը:

Տեկտոնական շարժումների գլխավոր ֆազերը, որոնցով պայմանավորված են կիմերեյան ծալքավոր մարզի հիմնական ստրուկտուրաների ձևավորումը, ինտրուզիաների ներդրումը և էնդոգեն հանքայնացումները, տեղի են ունեցել վերին յուրաշից առաջ (նախնական ֆազա), նեոկումում (գլխավոր ֆազա) և պալեոգենից առաջ: Միջին ալպիական ծալքավոր մարզի համար գլխավոր տեկտոնական ֆազերն են համարվում այն տեկտոնական շարժումները, որոնք տեղի են ունեցել վերին էոգենից առաջ (նախնական ֆազա), օլիգոգենից առաջ (գլխավոր ֆազա) և միջին միոգենից առաջ:

Վերին ալպիական ծալքավոր մարզում գլխավոր տեկտոնական շարժում-
ները տեղի են ունեցել օլիգոցենից առաջ, մեոտիսից առաջ (գլխավոր ֆազա)
և պոնտից հետո:

Նշված բոլոր տեկտոնական ֆազերը ցայտուն կերպով դրսևորվում են
անկյունային աններդաշնակություններով, ընդմիջումներով, տրանսդրեսիվ
տեղադրումներով և այլ ստրուկտուրային ու ֆազիալ առանձնահատկություն-
ներով:

Այդ տարրեր հասակի ծալքավոր զոնաները միմյանցից տարբերվում են
ստրատիգրաֆիական կտրվածքներով, ստրուկտուրաների ու ֆորմացիաների տի-
պերով, ինտրուզիվ և էֆուզիվ հրաբխականության պատմությամբ և մետալոգե-
նիական առանձնահատկություններով:

Անտիկլիկալսը հյուսիսից սահմանափակվում է Ռիոն-Քոի դեպրեսիայով,
որը անջատում է նրան Մեծ կովկասի ծալքավոր զոնայից:

Ռիոն-Քոի հարթավայրը տեկտոնական տեսակետից իրենից ներկայացնում
է միջանկյալ զանգված, որը կոնսոլիդացվել է դեռ կալեդոնյան և հերցինյան
էտապներում, իսկ ստորին ալպիական էտապում ծառայել է որպես գեոսինկլի-
նալ: Սուրամի անտիկլինալային բարձրացումով, նշված դեպրեսիան բաժան-
վում է երկու մասերի՝ Ռիոնի և Քոի դեպրեսիաների:

Արևմտյան ուղղությամբ Ռիոնի դեպրեսիան կամ վրացական բեկորը Սև
ծովի ավազանով ձգվում է մինչև Վալախիայի ցածրությունը (պոնտական բե-
կոր ըստ է. Ս. Բոնչեվի): Քոի դեպրեսիան դեպի արևելք տարածվում է Կաս-
պից ծովի հարավային մասով դեպի Անդրկասպիական (Արևմտա-թուրքմե-
նական) ցածրությունը:

Կիմերեյան ծալքավոր մարզը (Սոմխեթ-Ղարաբաղի զոնան) հյուսիս-
արևմտյան ուղղությամբ տարածվում է մինչև Աբխազիա, և վերջինիս հետ միա-
սին կազմում է Աբխազո-Ղափանի տեկտոնական զոնան: Նրա հարավ-արևել-
յան շարունակությունն է կազմում էլբուրսի անտիկլինորիումի հյուսիսային
թևը:

Միջին ալպիական ծալքավոր մարզը դեպի արևմուտք միանում է պոնտա-
կան ծալքավոր զոնայի հետ (որը սահմանափակվում է պոնտական բեկորը հա-
րավից), իսկ նրա հարավ-արևելյան շարունակությունն է՝ կազմում էլբուրսի
անտիկլինորիումի հյուսիսային և հարավային թևերը:

Վերին ալպիական (Արաքսի) ծալքավոր զոնան կազմում է Իրան-Անատո-
լիական միջլեռնային իջվածքի հյուսիսային մասը: Այդ իջվածքը դնվում է
երկու խոշոր ծալքավոր սիստեմների (Պոնտ — Անտիկլիկաս — էլբրուսի և Թավ-
րո-Ջազրոսի) միջև կազմված է մի շարք պալեոդոյան հիմք ունեցող զանգված-
ներից ու նրանց միջև գտնվող վերին ալպիական էտապում առաջացած իջ-
վածքներից:

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Абакелия М. С. Гравитационные аномалии и геологическое строение Куринской де-
прессии. Сборник трудов Геол. института АН ГрузССР, 1959.
2. Аджимамудов Э. Б. О связи гравитационного поля с тектонической зональностью
Малого Кавказа. ДАН АрмССР, т. XXIV, № 4, 1957.
3. Азизбеков Ш. А. Тектоника Нахичеванской АССР по новым данным. «Тр. совещ.
по тект. Альп. геос. обл. юга СССР». Изд. АН АзССР, 1956.

4. Асланян А. Т. Региональная геология Армении. Изд. Айпетрат, 1958.
5. Бончев Е. С. Некоторые вопросы тектоники восточной части Балканского полуострова в связи с тектонической проблемой Причерноморья. БМОИП, отд. геол., т. XXXII, (6), 1957.
6. Варданянц Л. А. Тектоническая карта Кавказа в масштабе 1 : 1 000 000. «Тр. ВСЕГЕИ», нов. серия, т. X, 1955.
7. Габриелян А. А. Основные вопросы тектоники Армении. Изд. АН АрмССР, 1959.
8. Гаджиев Р. М. Опыт геотектонического истолкования аномалии силы тяжести восточного Азербайджана. Автореферат канд. диссертации, 1958.
9. Гамкрелидзе П. Д. Геологическое строение Аджаро-Триалетской складчатой системы. Изд. АН ГрузССР, 1949.
10. Гамкрелидзе П. Д. Основные черты тектонического строения Грузии. «Тр. геол. ин-та АН ГрузССР», т. X (XV), 1957.
11. Гансер А. Новые данные о геологии центрального Ирана. «Тр. IV межд. нефт. конгресса», т. I. Геология нефтяных и газовых месторождений, 1956.
12. Джанелидзе А. И. К вопросу о геотектоническом расчленении Грузии. «Вопросы петрографии и минералогии», т. I, Изд. АН СССР, 1953.
13. Леонтьев Л. Н. «Тектоническое строение и история геотектонического развития Малого Кавказа». БМОИП, отд. геол., т. XII, № 4, 1949.
14. Магакьян И. Г., Мкртчян С. С. Взаимосвязь структуры, магматизма и металлогении на примере Малого Кавказа. Изд. АН АрмССР, сер. геол. и геогр., № 4, 1957.
15. Милановский Е. Е. Некоторые основные вопросы истории тектонического развития Малого Кавказа. «Тр. совещ. по тект. альп. геос. обл. юга СССР». Изд. АН АзССР, 1956.
16. Муратов М. В. Тектоническая структура и история развития северной окраины Крымско-Кавказской геосинклинальной области. «Тр. совещ. по тект. альп. обл. юга СССР». Изд. АН АзССР, 1956.
17. Паффенгольц К. Н. Сейсмотектоника Армении и прилежащих частей Малого Кавказа. Изд. АН АрмССР, 1946.
18. Резанов И. А. Тектоническая карта Туркмено-Хорасанских гор. Изв. АН СССР, сер. геол., № 3, 1958.
19. Ренгартен В. П. Общий очерк тектоники Кавказа. Тр. XVII сессии Межд. геол. конгр., т. II, 1939.
20. Рубинштейн М. М. К проблеме геотектонического расчленения Грузии. Сб. трудов геол. ин-та ГрузССР, 1951.
21. Татевосян Л. К. Глубинное строение земной коры Закавказья по данным гравиметрии. Автореферат канд. диссертации, 1958.
22. Тектоническая карта Азербайджанской ССР масштаба 1 : 500 000, 1956.
23. Хаин В. Е. Главнейшие черты тектонического строения Кавказа. «Советская геология», сб. 39, 1949.
24. Хаин В. Е. Закавказский срединный массив и концепция Грузинской глыбы. «Сборник трудов геол. ин-та АН ГрузССР», 1959.
25. Хаин В. Е. Сравнительный обзор тектоники Кавказа, Карпат и Балкан. Автореферат доклада. БМОИП, отд. геол., № 3, 1959.
26. Шихалибейли Э. Ш. Тектоническое строение восточной части Малого Кавказа. «Сов. геол.», № 11, 1959.
27. Фюрон Р. Введение в геологию и гидрогеологию Турции. Изд. ИЛ, 1955.
28. Bonnard E. Contribution a' la connaissance geologique du Nord-Est del' Iran. Ecl. geol. Helv. Vol. 32, № 2, 1944.
29. Paresas Ed. La tectonique transversale de la Turquie. Publ. In-st. geol. de l'Univ. d'I-tambul, 8, 1940.
30. Schöeder V. W. Essai sur la structure de l'Iran. Ecl. geol. Helv., v. 32, 1, 1944.
31. Furon R. Geologie du plateau Iranien. Mem. mus. Hist. Nat., N. S., 7, 1941.