

А. Т. АСЛАНЯН

ИСТОРИЯ
ТЕКТОНИЧЕСКОГО
РАЗВИТИЯ
ТАВРО-КАВКАЗСКОЙ
ОБЛАСТИ



ЕРЕВАН

4305

Асланян А.Т.

История тектонического развития Тавро-Кавказской области.

Ереван, 1984.

Ір.30к

253 9/11/85

17 12/1/88

Гриф

Посвящается памяти КОНСТАНТИ-
НА НИКОЛАЕВИЧА ПАФФЕН-
ГОЛЬЦА (1893—1983)—неутомимого
исследователя природы Кавказа, аз-
тора фундаментальных работ по гео-
логии Армении.



ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՀ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԱԿԱԴԵՄԻԱ,
ԵՐԿՐԱԲԱՆԱԿԱՆ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԻՆՍՏԻՏՈՒՏ

Ա. Տ. ԱՍԼԱՆՅԱՆ

**ՏԱՎՐԱ-ԿՈՎԿԱՍՅԱՆ ՄԱՐԶԻ
ՏԵԿՏՈՆԱԿԱՆ ԶԱՐԳԱՅՄԱՆ
ՊԱՏՄՈՒԹՅՈՒՆԸ**

Համառոտ ակնարկ և բնագրատական վերլուծություն

ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՀ ԳԱ ՀՐԱՏԱՐԱԿԶՈՒԹՅՈՒՆ
ԵՐԵՎԱՆ 1984

АКАДЕМИЯ НАУК АРМЯНСКОЙ ССР
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАУК

А. Т. АСЛАНЯН

ИСТОРИЯ ТЕКТОНИЧЕСКОГО
РАЗВИТИЯ ТАВРО-
КАВКАЗСКОЙ ОБЛАСТИ

Краткий очерк и критический анализ

4305



ИЗДАТЕЛЬСТВО АН АРМЯНСКОЙ ССР
ЕРЕВАН 1984

ББК 26.3

А 904

*Печатается по решению ученого совета
Института геологических наук
АН Армянской ССР*

*Ответственный редактор
д-р геол.-мин. наук А. Т. ВЕГУНИ*

*Книгу рекомендовали к печати рецензенты:
академик АН Армянской ССР И. Г. МАГАКБЯН,
д-р геол.-мин. наук М. А. САТИАН*

Асланян А. Т.

А 904 История тектонического развития Тавро-Кавказской области: Краткий очерк и критический анализ /Отв. ред. А. Т. Вегуни.— Ер.: Изд-во АН Арм. ССР, 1984.— 161 с.

Работа представляет собой краткий обзор и критическое изложение основных вопросов строения литосферы, морфо-тектонического районирования и тектоно-магматической эволюции Тавро-Кавказской области. Основное внимание уделено спорным вопросам тектоники Горного Закавказья.

Предназначена для широкого круга специалистов, занимающихся геолого-географическими аспектами региональной геологии Кавказа и смежных областей.

1904030000

А ————— 42—84

703(02)—84

ББК 26.3

© Издательство АН Армянской ССР. 1984.

ПРЕДИСЛОВИЕ

В 1980 г. автору настоящих строк было предложено выполнить краткий критический обзор и составить очерк по истории тектонического развития Тавро-Кавказской области. Трудности, с которыми встречался автор, хорошо известны и особенно наглядны сегодня. Первое—это лавинообразно быстрый рост геолого-геофизической информации, особенно в связи с интенсификацией и комплексированием геолого-геофизических работ, проводимых при геологических съемках и поисках и разведке месторождений полезных ископаемых; на сегодня по Тавро-Кавказской области количество публикаций по интересующему нас кругу вопросов превысило 10.000 названий журнальных статей и монографий при большом разбросе точек зрения по дискуссионным вопросам и при обилии самих этих дискуссионных вопросов. Выработка единого взгляда и общей концепции, в этих условиях представляется делом довольно сложным или преждевременным. Второе обстоятельство—это резкие изменения, которые произошли в геологии и геофизике после того, как наряду с традиционной фиксистской геологией (тектоникой) вышла на широкую дорогу теория плитовой тектоники или неомобилистическая геология. Как известно, каждая из этих теорий имеет свою аксиоматику, свои вехи и свои методы исследований; в мобилистических конструкциях мало используются историко-геологические данные и данные о составе и эволюции вещественного состава и внутренней структуры литосферы; в фиксистских построениях, наоборот, явно недооцениваются кинематические аспекты истории становления земной коры и изменение состава земных недр.

Автор пытался изложить вопросы по существу в двух моделях—относительно подробно с фиксистских позиций (имея в виду обилие материалов для данной модели) и в самых общих чертах с мобилистических позиций. В настоящее время для Тавро-Кавказской области пред-

ложено более десяти плитовотектонических кинематических моделей, причем, как кажется, в некоторых случаях возможно прийти к согласованным выводам на спорные вопросы с позиции обеих этих теорий (например, по вопросу происхождения складчатости осадочного чехла одновременно с накоплением осадков, при инверсии геосинклинальных прогибов и при столкновении литосферных плит).

Понятие Тавро-Кавказского орогена как целостного тектонического комплекса было введено В. В. Белосусовым (1962) и подразумевает тот сегмент Средиземноморского пояса, который занимает Кавказ к югу от Русской платформы (с прилегающими к нему районами со стороны котловин Черного и Каспийского морей) и Переднюю Азию к северу от Аравийской платформы. Превосходный анализ с фиксированных позиций и общий обзор структуры значительной части Средиземноморского пояса от Карпат и Балкан на западе до Памира и Кашмира на востоке, включая Тавро-Кавказский сегмент, содержится в трех объемистых статьях В. Е. Хаина, опубликованных в «Вестнике Московского университета» в 1968—1970 гг. Из-за ограниченности объема данного очерка мы приводим ниже описание интересующего нас Тавро-Кавказского сегмента в схематизированном виде и отсылаем интересующихся за более обстоятельной информацией к указанным выше работам В. Е. Хаина (1968, 1969, 1970), а также Р. Н. Абдуллаева (1972), Ш. А. Адамия (1968, 1977, 1980), Г. Д. Аджирея (1976), Ш. А. Азизбекова (1961), А. А. Ализаде (1972), А. Т. Асланяна (1958), А. А. Белова (1979, 1980), Г. И. Баранова (1976, 1980), М. Берберяна (1976), Е. Бончева (1974), Р. Бринкмана (1968, 1971), Ж. Брюнна (1967), А. Т. Вегуни (1979), А. А. Габриеляна (1959), П. Д. Гамкрелидзе (1966), И. П. Гамкрелидзе (1979), Е. Демирдашли (1979), Е. Илхана (1967), И. Р. Кахадзе (1947), М. А. Кашкая (1947), И. Кетина (1966), А. Г. Лалиева (1964), Г. М. Ломизе (1980), Ш. Ф. Мехтиева (1972), Е. Е. Милановского (1968), М. В. Муратова (1960, 1969, 1978), К. Н. Паффенгольца (1959, 1971), В. П. Ренгартена (1930, 1939), О. С. Саркисяна (1974), М. А. Сатиана (1979), В. И. Славина (1964), Ж. Стампли (1978), Р. Фалкона (1968), Р. Фюрона (1955), Э. Ш. Шихалибейли (1980), В. Н.

Шолпо (1980), Е. Шредера (1974) и к ряду новейших публикаций, указанных в списке литературы. Основной материал по геологии Кавказа содержится в соответствующих томах серии «Геология СССР» (т. X, Грузинская ССР, 1964; т. XLIII, Армянская ССР, 1970; т. XLVII, Азербайджанская ССР, 1972), отражен на геологических и тектонических картах к ним, а также на новой геологической карте Кавказа масштаба 1 : 500 000, изданной Министерством геологии СССР в 1979 г.

В составлении очерка автору оказали ценную помощь в сборе материалов В. А. Агамалян, Г. П. Багдасарян, А. Т. Вегуни, А. С. Караханян, М. А. Сатян; в оформлении текста и графики—С. М. Григорян, А. С. Папоян, Э. И. Ростомоза, К. В. Миленькая и Н. А. Бабаян. Всем им автор выражает искреннюю благодарность.

1. ГЛАВНЕЙШИЕ MORFOCTPYKTYPHЫE ЭЛЕМЕНТЫ ТАВРО-КАВКАЗСКОЙ ОБЛАСТИ

В составе Тавро-Кавказского сегмента Средиземноморского орогена с севера на юг выделяются следующие морфоструктурные единицы (рис. 1): 1. Валахско-Скифская плита. 2. Пояс мегантиклинориев Крыма, Большого Кавказа, Копетдага. 3. Черноморско-Южнокаспийский пояс межгорных впадин, срединных массивов и субокеанических структур. 4. Понтийско-Малокавказско-Эльбурский пояс мегантиклинориев. 5. Анатолийско-Иранский пояс межгорных впадин и срединных массивов. 6. Тавро-Загросский пояс мегантиклинориев и покровных структур¹.

¹ В данной работе основные геотектонические термины используются нами в следующем смысле: 1) платформа—протяженный изометрически-угловатый плитообразный блок литосферы с полого залегающим, осадочным (осадочно-вулканогенным) чехлом; 2) плита—протяженный изометрически-угловатый блок литосферы существенно платформенного характера—термин общего свободного пользования; 3) микроконтинент—срединный массив типа платформенной глыбы; 4) геосинклиналь—высокоподвижный пояс концентрации изгибно-разрывных деформаций коры с большими градиентами мощности, располагается между платформенными блоками литосферы и характеризуется на первом тафрогенном этапе развития тенденцией общего дифференцированного погружения, офиолитового магматизма, флишевого, вулканогенного и кремнисто-карбонатного осадконакопления, а во втором орогенном этапе общим дифференцированным поднятием (с частной инверсией или без нее), дислокационной складчатостью, гранитоидным и риолит-андезитовым магматизмом, накоплением моласс и иногда эвапоритов; 4-а) эвгеосинклиналь (симатическая геосинклиналь)—геосинклиналь, расположенная на границе между континентальной и океанической платформами, в заполнении преобладают основные вулканы инициального типа, часты офиолиты, кремнисто-карбонатные и флишевые образования; 4-б) многогеосинклиналь (сиаличе-

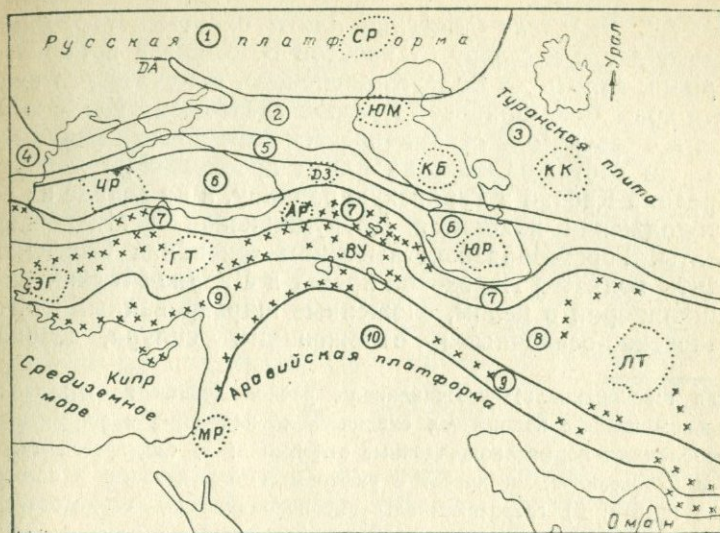


Рис. 1. Схема расположения основных тектонических элементов Тавро-Кавказской области.

- 1) Русская платформа; 2) Скифская плита; 3) Туранская плита;
 - 4) Валахская плита; 5) Мегантиклинорий Большого Кавказа—Копетдага; 6) Черноморско-Южнокаспийская межгорная впадина;
 - 7) Понтийско-Малокавказско-Эльбурсский пояс мегантиклинориев;
 - 8) Анатолийско-Иранская межгорная впадина; 9) Тавро-Загросский горно-складчатый пояс; 10) Аравийская платформа.
- Некоторые частные обозначения: ДА—Донецкий авлакоген; ЮМ—Южномангышлакский герцинский массив; КБ—Қарабогазгельский герцинский массив; КҚ—Қаракорумский герцинский массив; ЭГ—Эгейский каледонско-герцинский массив; ГТ—Галатский каледонско-герцинский массив; ВУ—Ванско-Урмийский эпибайкальский массив; АР—Ардаганский эпибайкальский массив; ДЗ—Дзирульский эпибайкальский массив; ЛТ—Лутско-Табасский эпибайкальский массив. Безграничные области коры: ЧР—Центрально-Черноморская; ЮР—Южнокаспийская; СК—Северокаспийская; МР—Мертвого моря; АР—Адананская. Крестиками обозначены выходы офиолитовых комплексов верхнемелового возраста.

1.1. Валахско-Скифская плита охватывает равнинные области к северу от хребтов Б. Кавказа и Горного Крыма, вплоть до Вала Карпинского, отмечающего южный край докембрийской Русской платформы. Как с юга, так и с севера она ограничивается глубинными разломами. На востоке Скифская плита прослеживается через Средний Каспий в Туранскую равнину, а на западе на ее продолжении находятся Добруджинская и Мизийская плиты. Горстообразным выступом основания Скифской плиты является Передовой хребет и Лабино-Малкинский синклинорий в целом, сложенные шарьированными вулканогенно-осадочными отложениями силура, девона,

ская геосинклиналь) — геосинклиналь, расположенная на континентальном шельфе подвижных сиалических платформ, в заполнении преобладают нормально-осадочные отложения; 5) георифтогеналь — срединноокеанический хребет с рифтовыми структурами в осевой зоне хребта; 6) геодантиклиналь — высокоподвижный, сводообразно изогнутый и осложненный разрывами протяженный пояс литосферы, проявляющийся длительное время как зона размыва и сноса обломочного материала; по морфологическим признакам и с точки зрения механики сопоставима с георифтогеналью; 7) квазиплатформа — геосинклинальная система (вместе со срединными массивами), вступившая после орогенеза в режим платформенного развития, но не утратившая тенденции к большим поднятиям и погружениям отдельных своих областей; 8) парагеосинклиналь и параплатформа — системы бассейнов и микроконтинентов, обнаруживающих признаки промежуточного режима развития между геосинклинальным и платформенным режимами с преобладанием геосинклинальных тенденций в первом случае, платформенных тенденций — во втором; 8) тектоген — депрессия (рифт, трог, грабен), на месте которой после накопления определенного комплекса пород формируется горноскладчатая структура; 9) островная дуга — геодантиклинальная структура внутри краевой зоны океанических бассейнов, отделенная от континентальной коры окраинно-морским безграничным бассейном; 10) ороклин-альпийнотипная горно-складчатая дугообразная зона; 11) авлакоген — континентальный рифт; 12) рифт — прогалина в коре, которая ограничена с обеих сторон крутыми стенами и возникла из клиновидной щелевой системы трещин путем дивергентного расхождения коры; 13) грабен — опущенная полоса коры, которая ограничена с обеих сторон продольными разломами.

нижнего карбона и перекрытые континентальными отложениями верхнего палеозоя-триаса. Основанием плиты являются на Северном Кавказе метаморфический комплекс байкалит и сложно дислоцированный мощный (3—4 км) вулканогенно-осадочный комплекс девона и карбона (в авлакогенах), прорванный гранитоидами и отчасти основными интрузивами. Нижний этаж осадочного чехла плиты сложен полого залегающими отложениями перми, триаса и юры, а верхний этаж—отложениями мела, палеогена и неогена, причем имеется целый ряд грабенообразных впадин, в которых мезокайнозойские отложения достигают значительной мощности (8—10 км). В основании верхнегерцинского комплекса отмечены сильно метаморфизованные породы и гранито-гнейсы, относимые к докембрию (Баранов, 1980). Возраст их в Добрудже порядка 700—1000 млн. лет (Хаин, 1970, 1971).

Марухский покров Передового хребта (возможно, его аналог-Лаштракский покров на Главном хребте) рассматривается как реликт океанической коры раннего палеозоя, а Передовой хребет в силуре, девоне и раннем карбоне, как островная дуга, отделенная от Русской платформы окраинным морем (см. Баранов, Греков, Нетреба, 1980). Общая мощность гранитного слоя и фанерозойского чехла Скифской плиты составляет в среднем 20 км, мощность базальтового слоя—15 км.

1.2. Пояс мегантиклинорий Крыма, Большого Кавказа, Копетдага—сложнопостроенное сооружение, в составе которого участвуют метаморфические комплексы нижнего палеозоя и докембрия (в ядре Главного хребта), осадочные и отчасти вулканические образования среднего и верхнего палеозоя, среднего и верхнего мезозоя, в краевых и предгорных частях зоны—палеогена и отчасти неогена. В строении области определенное место занимают гранитоидные интрузии палеозоя и средней юры, малые основные и средние интрузии нерасчлененного мезозойского возраста, субщелочные интрузии миоплиоцена и вулканы плиоплейстоцена. Кроме того, выделяются два офиолитовых пояса: первый—вдоль северного склона, вероятно, байкальского, точнее доверхнесилурийского возраста (более 500 млн. лет) и прослеживающийся с перерывами в Копетдаг, Паропамиз, Гин-

дукуш, Бадахшан и Северный Памир), второй—герцинский, прослеживающийся в направлении от центральной части южного склона Большого Кавказа на северный склон СЗ части хребта (бассейн р. Лабы).

В структуре Большого Кавказа резко выделяются три тектонических этажа—нижний байкальский (биотитовые гнейсы и амфиболиты под герцинским комплексом, средний герцинский (S, D, C—в зоне Главного хребта), раннекиммерийский (S, D, C, P, T—Сванетская зона ранних киммерид) и позднекиммерийско-альпийский (J, K, N), В последнем в лейасе и доггере отчетливо обособливается зона южного склона, выполненная мощной толщей (до 10 км) терригенных образований, преобладающих в аспидных сланцы. В батском веке отмечаются инверсия Центральной зоны геосинклинали Большого Кавказа, формирование Сванетского антиклинория и внедрение гранитоидов. Южнее, в зоне перехода между Закавказским (Черноморско-Дзирульско-Южнокаспийским) срединным массивом и аспидной зоной южного склона протягивается Гатринско-Вандамская зона, выполненная в основном вулканогенными образованиями байоса, верхнего альба-сеномана (на востоке), известняками мальма и неокома (в ургонской фации), сенона (на востоке), а в низах разреза—маломощными образованиями лейаса. Складчатость в этой переходной зоне германотипная.

Большой Кавказ по Владикавказскому пережиму делится на Западный и Восточный сегменты, которые в пределах новокиммерийско-альпийского этапа развития обнаруживают значительное сходство, однако весьма заметным являются отсутствие в ядре Восточного сегмента выходов доальпийского фундамента, широкое развитие на севере Восточного сегмента карбонатных отложений верхней юры, мела и палеогена, широкое развитие на юге Восточного сегмента верхнеюрского-нижнемелового флиша, надвинутого в южном направлении на восточное продолжение Гатринско-Вандамского (Кахетинско-Вандамского) поднятия с амплитудой перемещения 20—25 км.

По гравиметрическим данным мощность земной коры в разрезе Б. Кавказа (без учета периклиналей) на протяжении 1000 км колеблется в пределах 40—55 км.

Суммарная мощность гранитного и осадочного слоев 25—28 км. Южная часть фундамента по сравнению с северной крутая, фундамент в продольном направлении имеет флексурно-ступенчатое строение. В ложном склоне мегантиклинория Б. Кавказа, где широко развиты породы юры и мела и отчасти среднего палеозоя, триаса и палеогена, складчатость чрезвычайно интенсивная, зачастую изоклинальная, структура осложнена многочисленными надвигами и шарьяжами. Вдоль северного склона Б. Кавказа располагаются Индоло-Кубанский, Терско-Каспийский и Восточно-Кубанский прогибы, выполненные кайнозойскими молассами. Аналогом этих прогибов является Ломский молассовый прогиб правобережья Нижнего Дуная (амплитуда прогиба 12 км), расположенный на границе Старой Планины и Валахского массива.

1.3 Черноморско-Южнокаспийский пояс межгорных впадин, срединных массивов и субкинетических структур объединяет котловины Черного моря, Южного Каспия, межгорные депрессии в бассейнах рек Риони и Куры. Согласно геофизическим данным, кора в первых двух котловинах имеет субокеанический (безгранитный) тип строения, мантия под ними приподнята (в виде диапиров?), а сами поднятия окаймлены прогибами, заполненными молассами. Максимальные мощности осадочного чехла в котловине Черного моря 12—14 км, мощность коры в целом 30 км, в котловине Южного Каспия—соответственно 20—22 км и 40 км. Между океанической корой и мезозойским чехлом Южного Каспия залегает консолидированный герцинский комплекс (см. Сироткина, 1979).

Из указанного фанерозойского комплекса отложенный около 2—3 км мощности приходится на нижний плиоцен, 4—5 км на средний плиоцен (продуктивная или балаханская толща Апшеронского п-ова), 1—2 км на антропоген. По данным сейсмических исследований в глубоководной части Южного Каспия гранитный слой выклинивается и к подошве базальтового слоя приближаются массы, характеризующиеся скоростями продольных волн 8,5—8,6 км/сек, а севернее, в районе Красноводска—8,1—8,2 км/сек. Подобное же поднятие мантийных масс намечается в районах гордов Кюрдамир и Сатлы, где мощность кайнозойской осадочной покрывки оценивается в 2—4 км. Резкое поднятие мантийных масс

отмечается новейшими исследованиями также в Рионской депрессии между гор. Цулукидзе и сел. Годогани, где пластовая скорость продольных волн на глубине 44—46 км достигает 8,7—9,2 км/сек, возрастает от 5,5 до 7,5 км/сек на глубинах 36—37 км и затем уменьшается у границы Мохоровичича от 7,5 до 6,3 км/сек (Диасамидзе и др., 1980).

Центрально-Черноморская котловина к востоку продолжается во внутреннюю центриклинальную зону Рионской депрессии, где мощность мезокайнозоя достигает 8—9 км, а в западном направлении—в Бургасскую центриклинальную впадину. Куринская межгорная впадина через Южно-Куринскую впадину соединяется с котловиной Южного Каспия, которая далее переходит в депрессию Западного Туркестана. Мощность мезокайнозойских отложений в Куринской низменности достигает 13—14 км. В пределах Рионской и Куринской депрессий между океанической корой и мезокайнозойским чехлом располагается сиалический метаморфический фундамент, выходящий на поверхность в Центральной Абхазии и в Дзирульском массиве. В строении последнего в верхах разреза обнажаются фаунистически охарактеризованные нижнекембрийские сланцы, мраморы и филлиты, абсолютный возраст которых 517 млн. лет. Вверх по разрезу в филлитах обнаруживаются спорово-пыльцевые комплексы, указывающие на силур и нижний девон (мощность всей филлитовой толщи 700 м) /Гамкрелидзе, 1980/. На размытой поверхности толщи филлитов залегают вулканиты среднего палеозоя и осадочные отложения лейаса. Рионская и Куринская депрессии граничат с Б. Кавказом и М. Кавказом посредством разломов и флексур глубокого заложения и в объединенном виде образуют Закавказский срединный массив².

² В этой связи обращает на себя внимание тот факт, что кайнозойские складчатые сооружения окаймляют Черноморскую и Южно-Каспийскую впадины во многих местах конформно таким же образом, как и континентальные срединные массивы (например, Лутский, Урмийский, Эгейский (Мендересский), Галатский (Киршехирский), Венгерский массивы и др.). Очевидно, с точки зрения механики больших деформаций разницы между океаническим и континентальным срединными массивами нет.

Севернее, между дугой Эльбурса и чашей Южного Каспия, располагается цепь выступов эпибайкальского фундамента, представленного комплексом разнообразных метаморфических пород (возраст их у гор. Горган 1200 млн. лет). Это крупные выходы древних сланцев в районах городов Мешхед, Горган, Амол, Чалуз, Шахсавар, Решт, Энзели, Астара, причем в районе Решт-Энзели и северо-восточнее Талыша (Предталышское симпатическое поднятие) выступ фундамента отмечен довольно крупной положительной гравияномалией (в изостатической редукции и в редукции Буге).

На всем указанном протяжении Предэльбурсское поднятие транспрессивно перекрывается различными горизонтами верхнеюрских, меловых и палеогеновых отложений, выраженных в мелководной фации и в резко сокращенных мощностях. Следует, в частности, указать, что эоцен, представленный в Талыше сложно дислоцированной вулканогенной толщей, мощностью порядка 2—3 км, в Предэльбурской зоне поднятий выражен полого залегающей свитой нуммулитовых известняков мощностью всего в несколько десятков метров. Обращает на себя внимание также большое сходство фаций низов верхнего мела (вулканогенные породы и зоогенные известняки турона-сантона), верхней юры и неокома (известняки ургонской фации) в пределах Сомхето-Карабахской и Кафанской тектонических зон Малого Кавказа и Предэльбурского поднятия³.

Е. Е. Милановский и позднее В. Е. Хаин (1970) склонялись к мысли объединить в одну зону Предэльбурские выходы древних сланцев с древними сланцами Иранского Карадага и южного Зангезура, где они располагаются в стратиграфическом разрезе значительно ниже фаунистически охарактеризованных отложений верхнего девона и перми, а также свиты аспидных сланцев, доломитов и кварцитов, относимых условно к силуру. В этой связи следует заметить, что указанные отложения силура, девона и перми скорее соответствуют таковым центральной и северо-восточной части СЗ Эльбурса (район Зенджан-Ардебиль-Решт), а недавно закартированный

³ На этом поднятии была пробурена скважина глубиной 5000 м, которая вскрыла в низах разреза вулканогенные породы юры.

здесь пояс офиолитов соответствует офиолитовому поясу Центрального Зангезура. Кроме того, мощные свиты вулканогенного эоцена Талыша соответствуют таковым СВ побережья оз. Севан и верховьев р. Акера, а складчатые структуры Нагорного Карабаха, как отмечает В. Е. Хаин, прослеживаются в Советский Талыш, причем последний граничит с Предэльбурской зоной древних сланцев посредством серии разломов, имеющих южнее Ленкорани близмеридиональное простираание, а севернее—ЗСЗ простираание.

Указанные соотношения приводят к выводу, что цепь Предэльбурских поднятий эпибайкальского фундамента, отмеченная местами значительными положительными аномалиями силы тяжести, является частью эпибайкальского фундамента Кура-Араксинской низменности и окаймляется продолжением цепи срединных массивов Закавказской плиты (Ардаганский, Храмский, Дзирульский массивы). Возраст наиболее древних пород этого фундамента—метаморфических сланцев Горгана на востоке, по последним данным, 1200 млн. лет. Представляется возможным также рассмотреть в едином плане цепь гравитационных максимумов Кюрдамира, Саатлы, Равнинного Талыша и Решта, считая их отражением поднятий мантии. Следует также указать на наложенный миоценовый молассовый прогиб, разделяющий зону Предэльбурских древних поднятий между меридианами Горгана и Шахсавара на две части.

Согласно новейшим геофизическим данным (А. П. Мревлишвили, 1980), в пределах самой Куринской депрессии кора расчленена на ряд блоков довольно крупными разломами, прослеживаемыми вдоль линий: Мингечаур—Геокчай и Мингечаур—Удабно на севере, параллельно Куре на юге, Кюров-даг—Нафтечала на востоке, Шеки—Евлах на западе.

В рассматриваемой зоне впадин известен ряд внутренних продольных и поперечных линейментов. Особое место среди них занимает меридиональный линеймент Шатского—крупный уступ фундамента, протягивающийся в направлении Арарат—Эльбурс и Талышско-Вандамский меридиональный разлом, который ограничивает распространение вулканогенных фаций мезокайнозоя от Малого Кавказа и его предгорий на восток к Каспию.

Мощность коры в разрезе Рионской и Куринской низменностей порядка 40 км, южнее, в области Малого Кавказа, 42 – 52 км. В профиле, проведенном вкрест простирания Большого и Малого Кавказа, подошва коры Рионско-Куринского срединного массива располагается выше первых.

По мнению Г. Штилле (1928), Ю. Вильзера (1928), Е. Бончева (1974), Черноморско-Рионско-Куринский пояс вместе с Мизийской плитой представляет единую платформу (понтическую по Штилле, эвксинскую по Вильзеру), а по мнению Е. Бончева, фон Гертнера, Б. Кавказ и Горный Крым представляют авлакоген между Эвксинской и Скифской плитами (типа Пиренейского авлакогена).

1.4. Понтийско-Малокавказско-Эльбурсский пояс мегантиклинорий объединяет кулисообразно сочлененные складчатые системы Восточных Понтидов, Аджаро-Триалетии, М. Кавказа, Талыша, Карадага и Эльбурса, которые, подобно цепи мегантиклинорий Загроса, Армянского (Восточного) Тавра и Киликийского (Западного) Тавра, заходя друг за друга, выстраиваются вдоль СВ края Анатолийско-Иранского субконтинента.

В восточных Понтидах основанием осадочно-вулканогенного комплекса палеозоя, мезозоя и кайнозоя является метаморфический комплекс континентальной коры. Наиболее полный разрез палеозоя имеется в западных Понтидах (ордовик и силур, средний-верхний угленосный палеозой зонгулдагского типа).

В Понтидах мезозойские отложения начинаются свитой конгломератов, желтых известняков, красных песчаников, доломитизированных известняков и сланцев с Halobia (средний-верхний триас) в халлштаттской фации. Они развиты на большой площади между меридианами Стамбула и Коджаели и восточнее, на Синопском полуострове. В этих районах нижний триас с угловым несогласием и с базальными конгломератами залегает на отложениях девона и силура. За триасовыми отложениями следуют довольно мощные комплексы песчаников, кварцитов, известняков и сланцев (местами с прослоями углей) нижней-средней юры. В Восточных Понтидах, в районах Синопа, Амасии, Байбурта этот комплекс переслаивается вулканитами (диабазы и спилиты, в Ама-

сии, андезитами в Байбурте). Мощность вулканогенно-осадочной толщи нижней-средней юры 1500 м. В восточном направлении данный вулканический пояс прослеживается в Сомхето-Карабахскую зону Малого Кавказа, а на западе ему соответствуют ареалы юрского вулканизма Болгарии.

Верхняя юра и нижний мел представлены в Понтидах в виде более или менее единого комплекса, в котором преобладают, как и на Малом Кавказе, в Крыму и в Гагри-Джавской зоне, мелководные органогенные известняки. Как и на Малом Кавказе, в Крыму, на Балканах и в Понтидах на рубеже средней и верхней юры довольно сильно проявились складчатые движения (мезокиммерийская фаза) и гранитоидный магматизм (интрузивы к северу от Байбурта и Кастамону). В середине мела отчетливо выражается австрийская юрофаза (Blumenthal, 1948; Ketin, 1959); конгломераты верхнего альба-сеномана на больших пространствах резко несогласно кроют отложения верхней юры и неокома и уходят в северном направлении под верхнемеловой флиш, который западнее Стамбула переслаивается щелочно-земельными вулканитами, сопоставляемыми с таковыми болгарского Среднегорья. Встречающиеся в Понтидах диориты и гранодиориты относят обычно к олигоцен-овому времени (см. Boccaletti et al., 1974).

По линии Самсун-Нискар-Ардануч-Ахалкалаки Восточные Понтиды делятся на две зоны—северную эвгеосинклинальную, сложенную в основном вулканическими породами нижней, средней и верхней юры, нижнего и верхнего мела и палеогена (прорванными гранитоидами и тешенитами и включающими в палеогеновой части разреза ряд горизонтов щелочных лав) и южную (значительно южнее Ардагана) многоэосинклинальную, выполненную преимущественно осадочными образованиями. Возраст крупной Харшитской гранодиоритовой интрузии в северной зоне 94 млн. лет (см. Gedikoglu, Pelin, Ozsayer, 1979).

В восточных Понтидах со стороны Черного моря вырисовывается узкая зона, выполненная палеогеновыми отложениями, в том числе флишевыми накоплениями, сходными с флишем Триалетского хребта; расположенные рядом складчатые структуры Аджарии по геофизи-

ческим данным направляются в акваторию Черного моря—параллельно указанной флишевой зоне.

На крайнем ЮВ Триалетской системе соответствует система Предгорного Талыша. Обе они обнаруживают исключительное сходство по истории геологического развития, характеру фаций, магматизму, стилю тектоники, своему отношению к субокеаническим областям Черного моря и Южного Каспия. По-видимому, как в Талыше, так и в Триалетии, в отличие от собственно М. Кавказа, отсутствуют корни гор, распространены щелочные лавы и щелочные интрузии тешенитового типа. На этом основании выделяется Триалетско-Талышская узкая складчатая зона палеогена, окаймляющая Антикавказскую эвгеоантиклинальную зону с внешней ее стороны и ограничивающая ее от Закавказского (Рионско-Куринского) срединного массива.

К южному склону восточных Понтид примыкают внешние цепи Малого Кавказа. Последние в западном направлении, погружаясь, расщепляются и вырождаются. На юго-востоке М. Кавказ переходит через Зангезурскую зону в Иранский Карадаг, структуры которого в правобережной части ущелья р. Аракс круто поворачивают на ВСВ и соединяются с Горным Талышем. Последний в свою очередь поворачивает на ЮЮВ и прослеживается в районе гор. Ардебиль. Здесь внутри коленообразного изгиба хребта располагается северо-восточного простирания мнотуплослоевая мульда (грабен?), которая отделяет систему Горного Талыша от системы Эльбурса.

В рассматриваемой цепи мегантиклинорий по многим признакам коррелируют между собой метаморфические комплексы кембрия-докембрия Болу и Дадай со стороны южных Понтид, Ардаганского, Артвинского, Храмского, Локского, Арзаканского, Ахумского, Асрикского, Мегринского массивов в М. Кавказе, метаморфические комплексы в Карадаге и в СЗ Эльбурсе в профиле Зенджан-Решт. Далее коррелируют между собой неокомские филлитонидные сланцы и известняки Гогаранского и Базумского хребтов, бассейна р. Акера, Центрального Зангезура (багабердская свита) и южного склона Эльбурса, а также офиолиты СЗ Эльбурса (между городами Решт и Зенджан), центрального Зангезура (шов Татев-Багаберд-Шишкерт-Агбенд) и Севано-Аке-

ринской зоны, прослеживающейся в западном направлении через Катнахбюр и Амасию-Гукасян в район Ерзнка и в центральную Анатолию, ближе к южному краю Понтид. Равным образом в указанных системах имеются сравнимые между собой интрузивные комплексы основного и кислого состава, принадлежащие к киммерийскому и альпийскому циклам, мощные вулканические комплексы и карбонатные отложения юрского, мелового, палеогенового возраста, а также вулканиды средне-верхне-палеозойского возраста (выходы в районе гор. Ерзнка, на Храмском массиве и в районе к ЮЗ от гор. Решт). Можно указать также на наличие осадочных комплексов раннего палеозоя, девона, карбона и местами ордовика, силура, перми и триаса в системе Понтид, Зангезура, Карадага и Эльбурса, а также на явления герцинского метаморфизма и герцинского гранитоидного магматизма в указанных выше районах выходов метаморфического фундамента (Храмы, Локи, Арзакан, Карадаг, Зенджан и др.).

В дугообразном мегантиклинории М. Кавказа протяженностью 360 км и шириною 180 км выделяются три пояса: а) внешний—*Антикавказский пояс*—сложен в основном вулканогенными и осадочными образованиями юры, мела, частично палеогена и неогена, суммарной мощностью 5—6 км, гранитоидными интрузивами юры, нижнего мела, частично палеогена, субвулканическими образованиями нижнего сенона и палеогена; б) центральный—*Севанский пояс*—сложен в основном интенсивно дислоцированными вулканогенно-осадочными образованиями палеогена, сенона, несома, отчасти юры и триаса (последний в верховьях реки Акера; у сел. Алякчи); в Цахкундской части пояса выступают метаморфические сланцы эопалеозоя, прорванные докембрийскими серпентинитами и габбро, герцинскими гранитоидами, меловыми габбро-норитами, габбро-анортозитами, габбро-пегматитами, в Зангезурской части—метаморфические сланцы эопалеозоя, доломиты, мраморы и аповулканиды кембрия-силура (?), эпиметаморфические породы верхнего девона, перми и возможно триаса. Весь комплекс в Зангезуре прорван палеогеновыми, нижнемеловыми и частично меловыми гранитоидами, диорит-порфиридами, нефелиновыми сиенитами, альбитофирами.

В этом поясе размещены верхнемеловые ультрамафиты Главного Малокавказского офиолитового пояса. В рассматриваемом Севанском оротектоническом поясе выделяется *Кафанская моноклираль*, которая сложена полого залегающими вулканитами и известняками юры и неокома, ограничена со всех сторон офиолитовыми швами и рисуется в виде жесткой плиты или глыбы; южнее располагается *Среднеараксинский пояс*, который сложен эпиметаморфизованными отложениями нижнего палеозоя (филлитовидные графитоносные известковистые сланцы мощностью 1500 м, вскрытые буровой скважиной у сел. Садарак под отложениями эйфельского яруса), среднего и верхнего девона, нижнего карбона, перми и триаса (суммарная мощность 4 км), маломощными отложениями юры, мела, палеогена, а также мощными (до 3 км) эвапоритами и вулканогенно-осадочными образованиями миоцена, распространяющимися отсюда частично в Севанский пояс (миоценовые отложения Севано-Разданского прабена). Первые два пояса образуют эвгеосинклинальную область Закавказья, а третий пояс — многоэосинклинальную область, которая может рассматриваться в составе Анатолийско-Иранского субконтинента. В последнем поясе размещен Приараксинский офиолитовый пояс, формировавшийся в нижнесенонское время.

В верхнем плиоплейстоценовом структурном этаже М. Кавказа довольно широкое развитие имеют андезитовые, андезито-дацитовые и риолитовые лавы и туфобрекчии (средний плиоцен), долеритовые и андезито-базальтовые лавы и липариты (верхний плиоцен), разнообразные андезито-базальты, дациты, перлиты и туфы (антропоген).

Как уже указывалось, Горный Талыш и Карадаг являются соединительным звеном между системой Эльбурса и Севанским поясом (в составе Севано-Акеринской, Кафанской и Цахкунк-Зангезурской зон, включающих офиолиты нижнего сенона и филлитовидные сланцы неокома). Региональный комплекс Эльбурса, как известно со времен Ф. Шталя (1914), представляет громадный набор палеозойских, мезозойских и отчасти палеогеновых-неогеновых геосинклинальных осадочных и вулка-

ногенных отложений, залегающих на докембрийских метаморфических породах.

В интересующей нас СЗ части Эльбурса, по новым данным (Davis, Jones, Hamzepour, Clark, 1972), фундаментом для нижнепалеозойских отложений являются обычные зеленые и хлорит-актинолитовые сланцы, отчасти гнейсы и сланцеватые серпентиниты. Нижний палеозой мощностью около 1000 м сложен снизу вверх разнообразными филлитами, черными известняками, аргиллитами, основными вулканитами и далее в верхах разреза вулканитами базальтово-спилитового типа, черными шламовыми сланцами с прослоями коричневых, серых и красных известняков, включающих кораллы, ортоконы и конодонты нижнесилурийского (поздний валент и ранний уэнлок) возраста. Представляется вероятным, что мощные (более 1700 м) филлитовидные графитоносные сланцы (с неопределимыми остатками фауны в известковистых пропластках), вскрытые в скважине под эйфельскими отложениями долины Среднего Аракса (на границе между Араратской и Нахичеванской котловинами, у сел. Садарак), принадлежат к этой возрастной группе. Повсеместное отсутствие в рассматриваемых районах Ирана и Анатолии нижнедевонских отложений делает маловероятной принадлежность этих отложений бассейна Среднего Аракса к нижнему девону.

За нижнепалеозойским комплексом следует мощная (порядка 3—3,5 км) толща средне-верхнепалеозойских известняков (верхний девон, карбон, пермь) и отчасти вулканитов, филлитов, кварцитов и конгломератов. Эквиваленты этих отложений (с характерной брахиоподовой фауной) широко развиты в бассейне Среднего Аракса и в Центральном Зангезуре, а также на СВ склоне Иранского Карадага (с сел. Варданабад, или Винек, против устья р. Вохчи). В них в Зангезуре, так же, как и в Иране, обнаружены брахиоподы франского яруса и фузулинееллы верхнепермского возраста. Выше по разрезу условно выделяется триас, представленный серыми кварцитами, туфами и известковистыми сланцами. За этой свитой следует формация Шемшак, сложенная черными сланцами, коричневыми песчаниками, местами туфогенными и конгломератами, включающими растительные

остатки (местами угли), двустворчатые и аммониты лейаса, а в самых верхах также аммониты байоса. Определенное сходство с этой свитой имеют лейасовые песчано-сланцевые отложения Малого Кавказа в бассейнах рек Локи, Ахум и Асрикчай, а также в Анатолии.

Как и на Малом Кавказе, в Эльбурсе после лейаса следует карбонатная или карбонатно-вулканогенная толща байоса-бата (с преобладанием вулканитов), мальма, неокома. Известняки неокома на юге Малого Кавказа имеют ЮВ простирание (зона Горис-Кафан-Минджеван), но, переходя в правобережье р. Аракс, круто поворачивают на ВСВ и через Карадаг и Горный Талыш прослеживаются в СЗ Эльбурс—в район Ардебильского неогенового прогиба. В СЗ Эльбурса за неокомом следует верхнемеловая вулканогенно-осадочная толща с характерной фауной турона и сенона. При этом, как и на Малом Кавказе, в этом комплексе имеются мелководные зоогенные известняки и вулканические породы, аналоги которых широко распространены в туроне-сантоне. Эти мелководные фации развиты также в зоне северного склона Центрального Эльбурса, где они перекрываются мало мощной свитой нуммулитовых известняков эоцена, тяготеющих к Каспийскому побережью (район гор. Чалуз). Суммарная мощность юры и мела 2,5—3 км.

Как уже указывалось, в Советском Талыше над верхнемеловыми отложениями располагаются мощные вулканогенно-осадочные отложения эоцена, которые к югу через СЗ Эльбурс переходят в западные его предгорья. Восточнее Малого Кавказа они вскрыты в междуречье Куры и Аракса в глубокой буровой скважине у гор. Саатлы. По-видимому, комплекс верхних вулканитов Саатлы может рассматриваться как связующее звено между Талышской и Триалетской зонами, а комплекс нижних вулканитов относится уже к мелу и юре.

Сомхето-Карабахская зона Малого Кавказа на юго-востоке переходит в Талышское правобережье Аракса. Эоценовые вулканиты Талыша, вероятно, в прошлом огибали ЮВ периклиналь Сомхето-Карабахской зоны с обеих сторон и по долине р. Акера шли на соединение с мощными вулканитами эоцена Дали-дага и Севана. На ЮЮВ Талышская вулканогенная толща не продолжается; она отсутствует полностью между Эльбурсом и

Южным Каспием, где развиты лишь указанные выше известняки эоцена. По данным М. Берберяна (1976), между СЗ Эльбурсом и краем Южно-Каспийской котловины, в районе гор. Решт и гор. Ленкорань проходит система разрывных нарушений близмеридионального направления.

1.5. Анатолийско-Иранский пояс межгорных впадин и срединных массивов охватывает Внутреннюю Анатолию, Армянское нагорье, Внутренний Иран, прослеживается далее в Южный Афганистан и Пакистан, представляя в общем сочетание ряда срединных массивов, молодых впадин, грабенов и горст. При этом значительные складчатые дислокации и флексурные деформации обнаруживают слоистые породы, участвующие в строении срединных массивов, а породы обрамления последних обнаруживают заметный метаморфизм (преобразование палеозойских известняков в мраморы, а кварцевых песчаников в массивные кварциты). Для всего пояса наиболее адекватным определением можно считать параплатформу.

Выступы фундамента представлены комплексами разнообразных, местами глубоко метаморфизованных осадочных и магматических пород (гнейсы, амфиболиты, кварцево-сланцевые сланцы, филлиты и др., прорванные гранитоидами и другими интрузивными породами). На этом фундаменте, относимом к байкалидам, на огромных пространствах располагаются отложения венда (со строматолитами), кембрия, ордовика, силура, девона, карбона, перми, триаса, юры, мела и палеогена. Особенно широко развиты отложения перми, трансгрессивно перекрывающие различные горизонты докембрия, нижнего и среднего палеозоя, включая докембрийские комплексы Армянского Тавра, Урмийского массива, Ванских гор и др. Верхний структурный этаж в нижней своей части представлен миоценовыми и нижнеплиоценовыми лагунно-континентальными отложениями и частично вулканическими породами. Палеозойский и триасовый комплекс пород образовался, по нашему мнению, не в платформенном, а в миогеосинклинальном режиме, на что указывает значительная их смятость и дислоцированность (вплоть до опрокидывания пластов), метаморфизованность (галшки мраморизованных пород девона,

карбона и перми, иногда с фауной, встречаются в немегаморфизованных конгломератах юры, мела и палеогена), а в ряде случаев в наличии в полях их развития довольно крупных гранитоидных интрузий, связываемых обычно с орогеническими этапами развития геосинклинальных областей.

Анатолийско-Иранский пояс можно представить в мезокайнозойском этапе развития как более или менее единый субконтинент, имеющий сложное мозаично-глыбовое строение с многочисленными срединными массивами (Эгейский, Галатский, Северованский, Урмийский, Лутский и др.), а также овальными прогибами и грабенами, заполненными мощными толщами разнообразных отложений (в том числе угленосными отложениями, относимыми к лейасу и частично доггеру). Заметное место в нем занимают также меловые офиолитовые пояса, включающие пелагические радиолариты, микритовые известняки, спилиты и др. Исключительно широкое развитие в иранской части субконтинента имеют довольно сильно дислоцированные вулканиты андезитового состава, датированные эоценом (свита Карадж) и прорывающие их гипабиссальные гранитоиды. От восточных окраин Лутского срединного массива (вблизи границ с Пакистаном) они прослеживаются по всему Внутреннему Ирану в Армянское нагорье, причем обнаруживают удивительное сходство как по внешним признакам, так и по петрографическому составу, с вулканитами и гранитоидами эоцена Восточных Понтидов и Малого Кавказа (особенно Севанского пояса, где мощность вулканитов достигает 4—5 км). Согласно новым исследованиям Ж. Стампли, на крайнем ССВ Ирана в низах палеогенового разреза залегает красноцветная толща (с прослоями андезитов) палеоэоцена (свита Фаян мощностью до 1500 м); выше песчано-глинистая известковая толща нижнего и частично среднего эоцена с нуммулитами (свита Зиарат, мощностью до 1100 м), а над последней вулканогенная толща, относимая им к верхнему эоцену-нижнему олигоцену (свита Карадж мощностью 3200 м). В Центральном Иране некоторые грабены, заложённые на фоне эоценовой вулканогенной толщи в СЗ-ЮВ направлении, выполнены песчано-глинисто-кар-

богатными отложениями, обладающими промышленной нефтеносностью (формации Асмари и Кум).

По своим масштабам с указанным вулканическим поясом эоцена сравним миоплиоценовый андезитовый (андезито-дацитовый) пояс, прослеживающийся с перерывами на 5000 км от Эгейского моря в Центральную Анатолию (район Анкары и др.) и далее на север Армянского нагорья (бассейн р. Аракс) и на ЮВ в район оз. Урмия и в Белуджистан (абсолютный возраст 5—10 млн. лет).

На границе между системой Эльбурса и Внутренним Ираном установлено наличие согласно (?) пластуемой мощной серии отложений венда, палеозоя, мезозоя и палеогена (Штоклин, 1979). Здесь же складчатый комплекс Эльбурса в южном направлении надвинут на олигоцен-миоценовые молассы краевой зоны Внутреннего Ирана.

Согласно постулатам новой глобальной тектоники, лавы андезитового пояса Понтиды-Малый Кавказ-Внутренний Иран-Белуджистан рассматриваются как продукт переплавления корового материала, оказавшегося в горячей мантии ввиду субдукции соседних с юга и юго-запада литосферных плит. В частности, в этом плане рассматривается появление вулканитов в верхнем мелу и палеогене в Понтидах в новой работе Д. Эджина и Д. Хирста (1979), которые севернее Главного анатолийского разлома (структурная линия Новака-Тромпа) выделяют Понтическую, или Южноукраинскую, плиту (сушу), а на юге-Анатолийскую плиту (сушу), погружающуюся под первую. Генерацию магматических расплавов, давших гамму основных, средних и кислых лав Восточных Понтид, они связывают с переплавлением метаморфических пород (амфиболитов) и дальнейшей дифференциацией соответствующих литогенно-палингенных расплавов. Как уже указывалось, в Анатолийско-Иранском поясе имеется ряд крупных зональных выходов пород офиолитовой ассоциации. Наиболее примечательными являются верхнемеловые офиолиты, окаймляющие с перерывами Лутский срединный массив на востоке и Урмийский на северо-западе Ирана, Галатский (Киршехирский) срединный массив в Центральной Анатолии, синтаксис офиолитовых швов в районе Ерзика-Эрзерум и многочисленные выхо-

ды ультрамафитов и спилитов, образующих своеобразный траверс от Малокавказского офиолитового пояса к Загросскому офиолитовому поясу—через внутреннюю часть Армянского нагорья (районы озер Ван, Урмия и др.).

Мощность земной коры в Анатолийско-Иранском поясе, по данным поверхностных волн, составляет 30—35 км. Основными районами развития миоплиоценового вулканизма в Анатолии являются районы Сиваса (Сваза), Зонгулдака, Эрзерума, оз. Ван, а вулканизма плиоплейстоценового времени—внешние дуги Армянского Тавра, районы Каппадокии (Кайсери и др.), Тигранакерта (Диярбекира), Стамбула, зоны Немруд-Сипан-Тондурек-М. Арарат, Карсское плато. К этим районам примыкают с северо-востока вулканические поля неогена-антропогена Горного Закавказья. Новейший плиоплейстоценовый вулканизм Ирана тяготеет к районам Иранского Азербайджана с многочисленными выходами древних эопалеозойских пород (крупные вулканы Савалан, Саханд и ряд мелких вулканов ближе к Арарату и в районе гор. Бияр), а также в Центральном Эльбурсе (вулкан Демавенд—возраст последних излияний 38500 лет), Иранского Курдистана (ряд мелких вулканов в области оз. Урмия), Центрального Ирана (ЮВ гор. Язд) и Белуджистана (крупные вулканы Базман и Тафтан). Протяженность Иранской части пояса порядка 1500 км.

1.6. Тавро-Загросский пояс мегантиклинорий и покровных структур окаймляет выгнутый к северу выступ Аравийской эпибайкальской платформы и уходит в северном направлении под шарьированные комплексы кайнозоя-мезозоя (нижние покровы) и палеозоя (верхние покровы). Мощность платформенного чехла южнее Таврских шарьяжей составляет 10—12 км. На западе—на продолжении Армянского (Восточного) Тавра, отделяясь от него Эджемишским близмеридиональным разломом и Адананским прогибом, располагается Киликийский (Западный) Тавр и далее на западе следуют Эллиныды и Динариды. Загросская система причленяется к Восточнотаврской системе кулисообразно (смещается крупным линеamentом), а на ЮВ, минуя Оманский залив через цепи Макрана, Южного Белуджистана, Кир-

тара и Сулейманы, примыкает по разлому к северо-западным Гималаям. На востоке Ирана, огибая с обеих сторон Лутский срединный массив, проходит зона меридионального Урало-Оманского разлома Р. Фюрона.

В тыловой части Тавро-Загросской дуги располагается Месопотамско-Оманская зона пологих краевых складок, сложенных в основном третичными отложениями.

В системе Загроса, по Дж. Штеклину (1966), выделяются с ЮЗ на СВ следующие зоны: а) юго-западная миогеосинклинальная зона, сложенная мощной, довольно полной серией карбонатных отложений от инфракембрия до неогена, образующих длинные параллельные асимметричные складки, возникшие в основном в неогене; б) узкая зона Загросского чешуйчатого надвига, состоящая из офиолитов и аллохтонных карбонатных пород; в) Сирджан-Санандаджская зона, состоящая в основном из метаморфических пород, ассоциирующих с ними кислых и основных интрузивных пород, а также офиолитов и пелагических радиоларитов верхнемелового возраста, перекрытых третичными отложениями; СВ край зоны отмечен известным Бафрк-Наинским офиолитовым швом, а центральная полоса — указанными кислыми и основными интрузивами, которые образуют дугообразный вал, надвинутый на ЮЗ. Далее на СВ располагается пояс эоценовых вулканитов (свита Карадж) и цепь третичных гранитоидов Внутреннего Ирана.

Некоторые исследователи радиолариты Загросской цепи коррелируют с верхним акустическим слоем океанической коры, а диабаз-спилитовую формацию (переслаиваемую с пелагическими осадками) с зоной перехода от этого слоя ко второму акустическому слою. В метаморфическом комплексе Сирджан-Санандаджской зоны кали-аргоновым методом выделены три возрастные группы пород: девонские 362—404 млн. лет, юрские 138—170 млн. лет, верхнемеловые 80—104 млн. лет (см. Берберян, 1976; Такин, 1972). Среди гранитоидов магматического вала этой же зоны выделены юрские (152—164 млн. лет), нижнемеловые (118 млн. лет) и палеогеновые (послеэоценовые) интрузивы.

Таврский пояс имеет много общего с Загросским. В ядре пояса выступают древние метаморфические ком-

плексы, окаймленные мощной толщей каледонского (ордовик-силур-флишевые толщи мощностью 1000 м) и герцинского возраста (средний-верхний палеозой вместе с триасом), далее к ССВ следуют юра и мел, мощный флишеидный палеоген, молассы миоцена. Завершающая складчатость относится к миоплиоцену. Расчленение пояса на зоны начинается в раннем палеозое и усиливается в триасе. В центральном Тавре (в направлении Силифке-Анамур) выделяются три узкие зоны: в южной зоне морские отложения перми переходят постепенно в триасовые, представленные довольно полным разрезом; в средней зоне пермь имеет малую мощность или отсутствует, а триас выражен в континентальной фации; в северной зоне триасовые отложения отсутствуют и пермские отложения перекрываются юрскими и меловыми карбонатными отложениями. В Армянском Тавре региональное несогласие установлено между юрскими известняками и отложениями нижнего триаса, а местами триас полностью выпадает из-под юрских отложений. Верхнемеловые отложения Тавра ассоциируют с офиолитами, спилитами и радиоляритами. На последние с южной стороны пояса надвинуты мезозойские образования, на которые в свою очередь надвинуты палеозойские отложения. Большой интерес для палеогеографии Мезотетиса представляет триас в Западном Тавре. Здесь в анизийском и норийском веках с юга на север выделяются:

а) внешняя карбонатная платформа с горстовыми поднятиями, снабжавшими терригенным материалом верхнетриасовые и верхнеанизийское моря ближайших с СЗ районов (над триасом этой платформы залегает мощная серия известняков юры, мела, палеогена);

б) пелагический трог, в котором накапливались радиоляриты, известняки (с *Daonella* и *Halobia*), турбидиты, зеленые туффиты (ср. триас), щелочные базальты (верхний триас). Этот набор фаций характерен для структур типа Пиндос-Лагонегро;

в) срединная платформа, характеризующаяся наличием чехла платформенных известняков в пелагической фации *Ammonitico Rosso* и нодулярных известняков. Последние развиты в покрове Анталья и идентичны хал-

лштаттским известнякам ладинского и карнийского ярусов Восточных Альп;

г) офиолитовый или океанический район Тетиса.

Зона с пелагическими осадками Загроса прослеживается через указанный выше пелагический трог в Балканы на 5000 км. По мнению некоторых исследователей (М. Блюменталь и др.), Северный антиклинорий хр. Кирения о-ва Кипр, сложенный юрскими (по старым данным — пермскими) брекчиевидными известняками (с интрузиями офиолитов) являются вероятным продолжением южных складок коленчатого изгиба Западного (Киликийского) Тавра, уходящих в море вблизи гор. Антилиас (Анталья).

На юге Кипра располагается антиклинорий хребта Троодос, ядро которого сложено кристаллическими сланцами докембрия, офиолитовой ассоциацией пород, диабазами, радиоляритами. Южнее массива Троодос вплоть до изобаты 2000 м, где проходит разлом широтного простирания, располагается молассовый прогиб. Между меридианами городов Пафос и Лимасол на южном склоне Троодоса располагается моноклиальная свита трансгрессивно залегающих шламовых известняков верхнего сенона, которые в виде олистолитов включают офиолиты и спиралевидно закрученные и тонко гофрированные пласты сургучных радиоляритов. Между указанными двумя антиклинориями располагается срединный Месаорский синклинорий Кипра, выполненный молассами неогена, мощностью порядка 5000 м. Примечательно низкое значение граваномалий на вершине г. Олимп: 120 мгл по сравнению с окружающими участками массива Троодос, где аномалии достигают +250 мгл. Следует при этом указать, что фоновое значение граваномалий в Восточном Средиземноморье в целом на 50 мгл выше фонового значения Аравийской плиты. Гасс и Массон-Смит (1963) связывают этот дефицит масс под г. Олимп с процессами уплотнения перидотитов в результате их серпентинизации (составляющими здесь 80—100% общей массы горы), охватившими цилиндрический вертикально расположенный диапир (протрузивный массив) высотой 11 км.

По новым данным, ультрамафиты в ядре Троодоса,

безусловно, древнее верхнесенонских отложений, залегающих на эрозионной поверхности офиолитов. Офиолитовый комплекс в целом подразделяется на четыре яруса (сверху вниз): а) подушечные лавы толеитового типа (две серии); б) серия диабазовых даек близмеридионального простирания, являющихся корнями изливаний подушечных лав; в) габбро и гранофиры, включающие куммуляты мафитов и переходящие книзу в куммуляты ультрамафитов (куммуляты представлены в основном габбро-норитами, троктолитами, верлитами, пироксенитами и дунитами, рассматриваемые как продукты магматической дифференциации); г) перидотиты (в основном гарцбургиты с включениями дунитов и хромитов), рассматриваемые как древний мантийный диапир. Верхний возрастной предел комплекса определяется трансгрессивным налеганием верхнего сенона на подушечные лавы.

Массив Троодос в целом отмечен положительными аномалиями силы тяжести как в изостатической редукции, так и в редукции Буге (в пределах 100—250 мгл).

Кипрская триада структур простирается на северо-восток в дугу Восточного Тавра и, вероятно, им соответствуют там структуры (с офиолитами), расположенные к ЮЗ от гор. Газиантеп (Айнтап). Южнее дуги Армянского Тавра, на Аравийской платформе, под чехлом неогеновых моласс и эвапоритов довольно широкое развитие имеют вендские отложения континентального типа, возрастные аналоги которых в Анатолийско-Иранском поясе представлены в морской фации.

Между Восточным и Западным Тавром располагается море Леванта с заливом Адана, который с ЮВ ограничен разломом Мертвого моря, а с СЗ—разломом Эджемиш, представляющими левые сдвиги. Разлом Эджемиш служит границей Киликийского Тавра и Центрального Тавра и, по некоторым данным, имеет амплитуду по простиранию 45 км (Метц, 1956). Расположенный юго-восточнее в теле Аравийской платформы Пальмирский авлакоген (грабен?) выполнен толщей мезокайнозойских отложений мощностью 8—9 км, прослеживается на СВ на 500 км и обнаруживает признаки левого сдвига с амплитудой 100 км (см. Демирдашли, 1979). Высказывались соображения о продолжении

Пальмирской зоны разрыва в долину Нижнего Аракса и далее на Апшеронский п-ов.

Тектоническую характеристику *Восточного Тавра* мы считаем целесообразным привести в великолепном изложении В. Е. Хаина (1970): «Это четко обособленная зона ограничена Североанатолийским разломом и его Северованской ветвью на севере и зоной крупных пологих надвигов на юге; вдоль последней она шарьрована на погруженный северный выступ Африкано-Аравийской платформы. На западе Эджемишский поперечный разлом отделяет Восточный Тавр от Центрального и Западного, но участок этим разломом и более восточным—Марашским, представляющим непосредственное северное окончание Аравийской ветви Восточной-Африканской зоны разломов, имеет еще много общего с Центральным Тавром и, напротив, во многих отношениях отличается от более восточных звеньев этой системы, простирающихся до границы Ирана. На этом участке развит довольно полный разрез палеозоя (среднего и верхнего карбона) и мезозоя, многократно повторенный в сравнительно спокойных складках, которые можно наблюдать, например, к юго-востоку от Кайсери. В юго-западном направлении эта система складок исчезает под мощным морским неогеном—молассой наложенного Адананского (Сейханского) прогиба.

К востоку от Марашского разлома картина существенно меняется. Все допермские горизонты палеозоя исчезают из разреза, и пермские известняки ложатся непосредственно на кристаллическое основание. Поскольку западнее указанного разлома в той же зоне, а также северо-восточнее, в бассейне Аракса, отложения палеозоя не обнаруживают даже начального метаморфизма, весьма сомнительно, чтобы эта глубоко метаморфизованная толща могла включать образования палеозойского и даже раннемезозойского возраста (за исключением гранитоидов), как это полагают некоторые исследователи (Кетин, 1967; Алтинлы, 1966).

В строении этой наиболее восточной части Тавриды можно различить три главные подзоны. Северная из них сложена в основном мощными карбонатными и флишевыми отложениями верхнего сенона—эоцена, из-

под которых местами выступает офиолитовый комплекс, причем кое-где можно наблюдать трансгрессивное залегание верхнего сенона на этом комплексе. Степень дислоцированности слоев сенона-эоцена, как можно было видеть вдоль дороги Кайсери — Малатья, чрезвычайно высокая, а стиль деформаций очень сложный, что указывает на возможность крупных горизонтальных перемещений.

В следующей к югу подзоне на поверхность выходят значительные массы пород фундамента, особенно на востоке, в так называемом Битлисском массиве. На протяжении более 500 км, от района юго-западнее Малатии до района юго-восточнее Битлиса, эти метаморфические образования оказываются полого надвинутыми на офиолитовый комплекс («меланж»), а этот последний, составляющий третью, наиболее южную подзону Восточного Тавра, в свою очередь тектонически перекрывает заканчивающийся миоценом осадочный чехол северной погруженной окраины Аравийской плиты. В районе истоков Тигра и на востоке, в пограничном с Ираном районе, выходы метаморфических пород перекрываются, и резко расширяется поле распространения офиолитового комплекса. Эти участки следует, очевидно, трактовать как тектонические окна в покрове метаморфических образований. Восточное окно переходит на территорию Ирана и ограничивается с востока новыми выходами метаморфического комплекса с нашлапками пермских (на карте Ирана они индексированы как пермокарбоновые) известняков. Эти метаморфиты и известняки также скорее всего принадлежат тектоническому покрову — продолжению Битлисского.

Анализ геологической карты показывает, что минимальная амплитуда перемещения Битлисского покрова на востоке должна достигать 50 км. Скорее всего она значительно больше, ибо «область корней» этого покрова следует искать, видимо, в зоне Североанатолийского-Северованского разломов. Косвенным образом об этом свидетельствует непосредственное налегание в покрове перми на докембрий (?); зона полного (или почти полного) разреза палеозоя, обнаженная к западу от Марашского разлома, перекрыта Битлиским покровом.

Нижний покров Восточного Тавра—офиолитовый (его можно назвать Маденским) также претерпел весьма значительное горизонтальное перемещение. Его минимальная амплитуда оценивается в 15 км по окну миоцена автохтона к востоку от с. Маден, но миоцен здесь еще не носит характера прибрежных осадков и полная амплитуда Маденского покрова также, вероятно, значительно больше. По-видимому, слагающий его комплекс отложений мела и эоцена составляет одно целое с мел-эоценовыми образованиями северной подзоны Тавра.

Линия фронта Маденского покрова, в отличие от Битлисского, непрерывно прослеживается на огромное расстояние к ВЮВ, переходя с территории Турции на территорию Ирака (Иракского Курдистана) и затем Ирана, где ей соответствует главный надвиг Загроса. При этом в районе иракско-иранской границы линия надвига испытывает резкий изгиб к югу, что, вероятно, отражает продолжение субмеридиональной Транскавказской зоны разломов и связано со значительным увеличением глубины погружения фундамента к югу от рассматриваемого надвига в Туркмено-Иранском сегменте.

Перемещения по шарьяжам Восточного Тавра происходили в две фазы: позднесенонскую, точнее кампанскую, и миоценовую. При этом в обе фазы наблюдалось сползание фронтальных частей шарьяжей в окаймлявшие Таврскую зону поднятий морские бассейны и их захоронение в виде олистостромов. В этом отношении вырисовывается значительная аналогия с Марокко и Сицилией, где вдоль южного края альпийского пояса, на границе с передовыми прогибами, установлены вполне тождественные явления (но лишь в миоцене). В соответствии с подобными данными о строении фронтальных частей восточно-таврских шарьяжей Риго де Риги, Кортесини считают их имеющими чисто гравитационное происхождение; Е. Ильхан (1967) указывает, в частности, на проявления дислокационного метаморфизма и на однонаправленный характер смещения масс в прилегающей с юга зоне так называемых передовых складок, свидетельствующие о региональном сжатии.

Зона передовых складок, сопровождающая с юга

дугообразную систему восточнотаврских надвигов, представляет собой погруженный северный край Африкано-Аравийской платформы и одновременно западное, периклинальное окончание Месопотамского передового прогиба, располагающегося в основном уже в следующем к востоку сегменте. Мощность осадочного чехла в этой зоне составляет 5—6 км, из которых на кайнозой приходится 1—1,5 км. Обособление зоны передовых складок от остальной области перикратонных опусканий Африкано-Аравийской платформы началось в кампане, одновременно с крупными поднятиями в системе Тавра и началом образования шарьяжей. В это время в данной зоне стали отлагаться относительно глубоководные темные глины и мергели, в отличие от мелководных известняков, накапливающихся южнее, начиная с Мардинского поднятия (Е. Илхан, 1967). Однако в зоне передовых складок по существу лишь отложения верхнего сенона и миоцена могут считаться достаточно типичными для передовых прогибов (морская «тонкая» моласса), промежуточные же образования представлены в основном карбонатными отложениями шельфового типа.

Слагающие зону передовых складок слои смяты в серию резко выраженных брахиантиклинальных складок, простирающихся в общем параллельно фронту Тавра и разделенных более широкими и пологими синклиналями. Число, амплитуда и правильность расположения этих складок возрастают к востоку. Для большинства из них характерна асимметрия, выражающаяся в большей крутизне южных крыльев, нередко осложненных к тому же взбросо-надвигами, направленными к югу. В этом же направлении снижается интенсивность складчато-разрывных деформаций. Эти черты строения зоны явно свидетельствуют о формировании складок под влиянием тангенциального сжатия с севера. Вместе с тем признаки конседиментационного развития складок, начиная с середины мела, участия в деформациях пород фундамента, отдельные примеры обратного смещения масс к северу указывают на то, что складчатость рассматриваемой зоны первоначально зародилась независимо от движений в Таврской системе, как отраженная от блоковых подвижек фундамента, и лишь затем

была перестроена под действием тангенциальных напряжений со стороны Тавра; примерно такова же точка зрения Ильхана. «На юге зона передовых складок ограничивается крупным Мардинским (Диярбекирским) поднятием, в ядре которого выступают породы вендасилура, резко несогласно перекрытые мелом-палеогеном. Это несогласие отражает, очевидно, эффект герцинских и, вероятно, также киммерийских движений. Мардинское поднятие находится на самой вершине Аравийского выступа Африкано-Аравийской платформы, составляя как бы его форпост; непосредственно к западу от него располагается крупное поле молодых базальтовых излияний Караджа-дага, возможно связанное с поперечным разломом».

1.7. *Региональные разломы и линеаменты.* Остановимся вкратце на характеристике сети разломов Тавро-Кавказской области. По данным геологического картирования и результатам дешифрирования аэровысотных снимков, здесь выделяются разломы и линеаменты двух систем: близширотные, близмеридиональные и регматоидные разности. На рис. 2 изображена схема расположения главнейших линеаментов Тавро-Кавказской области, наложенная на схему тектонического районирования, изображенную на рис. 1. Линеаменты на этой схеме отображены на основе результатов комплексного дешифрирования обзорных космических снимков, полученных с искусственных спутников Земли (ИСЗ) «Зонд» и «ATS» в масштабе 1:50.000.000, «Метеор», «НОАА», «Nimbus» в масштабе 1:10.000.000 и анализа топокарт тех же масштабов. Ниже дана их краткая характеристика (по материалам А. С. Карahanяна).

1. 7. 1. *Разломы и линеаменты близширотного (альпийского или общекавказского) простирания*

В разломной тектонике рассматриваемой области отчетливо выделяются продольные разломы (так называемые разломы общекавказского простирания), следующие параллельно горно-складчатым цепям Кавказа, Ирана и Анатолии, поперечные разломы, расположен-

ные вкрест простирания продольных разломов (разломы антикавказского или уральского простирания).

Из серии продольных разломов наиболее крупными являются: близширотные разломы, ограничивающие с севера и юга Скифскую плиту, Закавказскую плиту и мегантиклинорий Б. Кавказа (с шарьированием складчатых структур Б. Кавказа на юг с амплитудой от 15—20 до 40—50 км), ряд межзональных разломов в системе дуг Малого Кавказа и Эльбурса, Главный Севере-

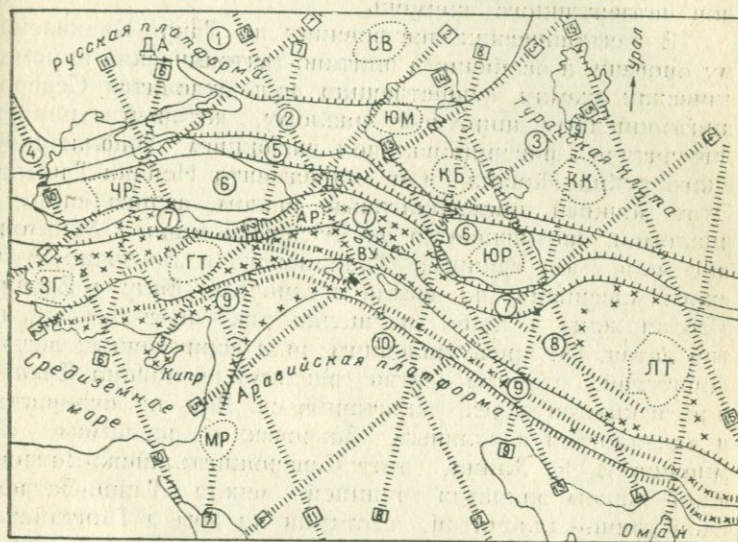


Рис. 2. Схема расположения панрегиональных линейментов в Тавро-Кавказской области коры.

Линейменты близширотного простирания совпадают в основном с границами крупных оротектонических единиц, выделяемых на схеме рис. 1—1. Цифры в квадратах обозначают панрегиональные линейменты близмеридионального и диагональных (регматондных) направлений (по А. С. Караханяну): 1—Дарданелло-Азовский; 2—Керме-Астраханский; 3—Месрин-Мангышлакский; 4—Луксор-Ашхабадский; 5—Пальмиро-Аншеронский; 6—Анталья-Зонгулдакский; 7—Акаба-Волжский; 8—Багдад-Бакинский; 9—Абадан-Бендершахский; 10—Суэц-Бандырмасский; 11—Халеб-Синопский; 12—Насирия-Ставропольский (суперлинеament); 13—Бушир-Дербентский; 14—Бендераббас—Красноводский; 15—Урало-Оманский (суперлинеament).

роанатолийский (Северо-Анатолийско-Иранский) разлом, Периаравийский разлом, отмеченный системой надвигов и покровов на границе между Тавро-Загросской горной цепью и Месопотамско-Оманской системой краевых складок. Кроме того, с продольным разломом связываются цепи выходов офиолитов и гранитоидных интрузивов, вулканические пояса палеозоя, мезозоя, палеогена, нижнего и среднего неогена и ряд цепей вулканов четвертичного времени.

В тектонических построениях по Тавро-Кавказскому орогену, и особенно в плитово-тектонических кинематических схемах, существенная роль отводится Северо-анатолийскому широтному разлому, который в ранней литературе фигурировал под названием Пафлагонийского рубца Новака или линеамента Новака-Тромпа. Этот мощный правосдвиговой разлом, вернее система разломов, протягивается из Эгейского моря в Мраморное море (по границе Тракийского и Восточно-Эгейского массивов) на восток к городам Болу и Ерзнка (Эрзинджан) и далее расщепляется, по-видимому, на три ветви. По представлениям ряда современных исследователей, главная ветвь разлома из района Ерзнка протягивается через акваторию оз. Ван на юго-восток и соединяется с главным Загросским разломом. По мнению В. Е. Хаина, этот Североанатолийско-Загросский разлом является границей между Тавро-Загросской горно-складчатой системой на юге и Понтийско-Малокавказско-Эльбурской на севере. Другая крупная ветвь Североанатолийского разлома протягивается из района гор. Ерзнка в главный Севанский (Севано-Амасийский, или Севано-Акеринский) офиолитовый пояс и отчетливо дешифрируется по спутниковым снимкам. Вторая с севера ветвь разлома имеет своим продолжением Ереванский глубинный разлом, который по внутренней тыловой дуге Малого Кавказа прослежен нами на 300 км и обнаруживает к югу от гор. Еревана контраст в мощностях сопоставляемых свит верхнего мела, палеогена и миоцена на 5500 м (сильно опущено северное крыло разлома). На западе он может быть прослежен в район Эрзерума, а на ВЮВ в район между Джульфой и Ордубадам—по зоне известных Дарыдагских (Кагабских) дислокаций в Нахичеванской

АССР. Некоторые турецкие геологи одну из ветвей Североанатолийского разлома прослеживают из района Ерзнка в район, лежащий между г. Арарат на севере и оз. Ван на юге. Это сейсмоактивная зона, которая на юго-востоке прослеживается в район гор. Казвин (Иран).

*1. 7. 2. Разломы и линеаменты поперечные
(антикавказского или уральского простираний)*

Линеаменты СВВ—ЮЗЗ простираний

1. 7. 2. 1. *Дарданелло—Азовский линеамент* дешифрируется в виде вытянутой зоны: пролив Дарданеллы—пролив Босфор—акватория Черного моря (изобата—2000 м)—пролив Керчинский—восточное побережье Азовского моря. По простиранию включает ряд разрывных нарушений.

1. 7. 2. 2. *Керме—Астраханский линеамент* хорошо дешифрируется от залива Керме в направлении озер Бурдур и Эгридир и далее на гор. Амасия. Здесь он срезается Североанатолийским линеаментом и, по-видимому, протягивается далее на СВ по северному подножию Понтийских гор, пересекая Кавказский хребет в районе г. Шхара и далее проходя вдоль СЗ побережья Каспийского моря на гор. Астрахань.

1. 7. 2. 3. *Месрин—Мангышлакский линеамент* прослеживается от Месринского залива по северным отрогам Центрального Тавра во Внутренний Тавр и в район гор. Ерзнка (Эрзинджан) и далее в долину р. Чорох. Пересекает Кавказский хребет в районе г. Казбек, протягиваясь на Аграханский п-ов и через акваторию Каспийского моря на п-ов Мангышлак. Линеаментная зона совпадает по простиранию с региональными разломами и контролирует большое число выходов ультраосновных пород.

1. 7. 2. 4. *Луксор—Ашхабадский линеамент* дешифрируется по зоне гор. Луксор—пустыня Бол. Нефуд—гор. Хилла—гор. Керманшах—гор. Тегеран—гор. Ашхабад—пески Каракум. В пределах Аравийской платформы хорошо отбивается по изогипсам поверхности фундамента.

1. 7. 2. 5. *Пальмиро—Апишеронский линеамент.* Хо-

рошо известная зона, протягивающаяся от поднятия Пальмирид до Апшеронского п-ова. На юго-западе этот линеамент, видимо, соединяется через ряд промежуточных структур с зоной Камерун в Западной Африке, а на северо-востоке продолжается в пределах Туранской плиты в виде рассеянной зоны разрывов. Недостаточно четко дешифрируется средняя (иранская) часть линеамента.

Линеаменты ССВ—ЮЮЗ простираний

1. 7. 2. 6. *Анталья — Зонгулдакский линеамент* очень хорошо дешифрируется в направлении от гор. Анталья, через оз. Эгридир на гор. Зонгулдак, к северу пересекает акваторию Черного моря и продолжается на Крымском полуострове. Критерии дешифрирования указывают на возможные смещения сдвигового характера по трассе линеамента.

1. 7. 2. 7. *Акаба — Волжский линеамент*. Протяженная зона с чрезвычайно четкими дешифровочными признаками и критериями. Отчетливо опознается от залива Акаба Восточного Средиземноморья и далее по линии Мертвое море—гор. Амман—гор. Мескена—оз. Гельджук—район гор. Ерзика (Эрзинджан)—гор. Байбурт—акватория Черного моря—гор. Кодори—г. Эльбрус—междуречье Большого и Малого Зеленчука—р. Калаус—в направлении реки Волги (от Волгограда до Казани) и по Приволжской возвышенности. По-видимому, эта зона относится к системе рифтов Красного моря и по характеру дешифрирования и ряду других признаков она может быть отнесена к рангу суперлинеаментов. Указанный выше Адлерский разлом на западе Б. Кавказа, по-видимому, тяготеет к этому линеаменту.

1. 7. 2. 8. *Багдад — Бакинский линеамент*. Трасса линеамента четко дешифрируется по линии гор. Багдад—устье р. Диела—гор. Мираншах—гор. Ардебиль—гор. Сальяны—гор. Баку и далее, пересекая Каспийское море, продолжается на п-ов Мангышлак.

1. 7. 2. 9. *Абадан — Бендершахский линеамент* параллелен предыдущему и дешифрируется по линии гор. Абадан—гор. Месир—гор. Голпайеган—оз. Дерячейе—Намак—гор. Бендершах и далее на Аральское море.

Линеаменты СЗ—ЮВ простираний

1. 7. 2. 10. *Суэц—Бандырмаский линеамент* отчетливо дешифрируется в направлении от Красного моря через Суэцкий залив по акватории Средиземного моря на мыс Гелидонья и далее на гор. Денизли и гор. Бандырма, пересекает Мраморное море и, видимо, ограничивает отроги Восточных Карпат.

1. 7. 2. 11. *Халеб—Синопский линеамент* проводится по направлению гор. Халеб—гор. Марали—гор. Амасия—гор. Синоп. На севере продолжается до Крыма, а на юге уходит в Аравийскую платформу.

1. 7. 2. 12. *Насирия—Ставропольский суперлинеамент*. Дешифрируется очень уверенно, особенно на среднем отрезке трассы. Проходит от гор. Эн-Насирия к гор. Сулеймания и далее через Урмийско-Ванский массив на оз. Чилдыр, пересекает Кавказский хребет у г. Эльбурс и продолжается в район гор. Ставрополя. Характер дешифровочных критериев позволяет отнести эту структуру к рангу суперлинеаментов. В районе между озерами Ван и Урмия заметно поперечное смещение этим суперлинеаментом Загросской дуги.

1. 7. 2. 13. *Бушир—Дербентский линеамент*. Трасса линеамента проходит от гор. Бушир в направлении на гор. Эрак и далее на города Астара—Сальяны—Дербент. Талышско-Вандамский разлом, выделяемый по геологическим признакам и критериям, тяготеет, по-видимому, к этому линеаменту.

1. 7. 2. 14. *Бендераббас—Красноводский линеамент* трассируется зоной гор. Бендер-Аббас—гор. Кехрамабад—гор. Бендершах—п-ов Челекен—гор. Красноводск—восточное побережье Каспийского моря. Бендер-Аббас—Красноводский и Бушир—Дербентский линеаменты служат как бы краевыми ограничениями акватории Каспийского моря, обуславливая, по-видимому, субмеридиональную ориентацию его береговых линий.

Все перечисленные здесь линеаменты ССЗ—ЮЮВ простираения параллельны описываемому ниже Урало-Оманскому суперлинеаменту и, видимо, относятся к его системе.

1. 7. 2. 15. *Урало-Оманский суперлинеамент*—одна из крупнейших глобальных структур рассматриваемой системы.

территории, выделенная впервые Р. Фюроном. Он образован широкой зоной расколов, столь характерной для Восточного Ирана. Менее уверенно такая группа расколов дешифрируется в южной части Туранской плиты, к югу от Аральского моря. На акватории Аральского моря линеамент прослеживается по геофизическим данным и сопровождается параллельными ему разрывами в Восточном Приуралье. Далее к северу он переходит в структуры Уральской складчатой системы.

Урло-Оманский суперлинеамент как бы рассекает Альпийский складчатый пояс на две части—западную и восточную. В западной части хорошо выражены линеаментные структуры СЗ простирания, а в восточной более четко представлены линеаменты СВ простирания.

Следует указать, что на обзорных космических снимках общая структура линеаментов общекавказского простирания—«линейно-петельчатая», характерная для складчатых систем альпийского пояса, но в то же время по характеру она резко отличается от остальных ортогональных и диагональных линеаментов, дешифрируемых на аэровысотных снимках. Это отличие, возможно, обусловлено различным происхождением дешифрируемых линейных объектов. Если простирание первых конформно простиранию складчатых систем альпийского пояса, то по отношению ко вторым, видимо, необходимо признать справедливость мнения о наличии регматической системы глубинных разломов, существующей независимо от складчатой структуры, возникавшей зачастую позднее. Возникновение этих структур, вероятно, связано с планетарной системой глубинных разломов, появившихся в результате ротационной и контракционной неустойчивости литосферы. Во многих случаях это глубинные разломы, в целом поперечные к простиранию общей складчатой системы. Именно в пределах этих узких линейных зон наиболее долго и на разных уровнях литосферы сохранялась тектоническая активность.

В заключение следует еще раз указать на ряд условий, которые пока не позволяют вполне уверенно идентифицировать выделенные выше линеаменты с разломами тектоносферы. Укажем также на складывающееся в настоящее время мнение о том, что многие ли-

неаменты, возможно, являются скрытыми зонами растяжения верхней мантии, и в этом смысле происхождение их может рассматриваться в плане варианта контракционной теории Дарвина-Девисона-Джеффриса.

* * *

Касаясь вновь тектонической природы Анатолийско-Закавказско-Иранской квазиплатформенной области, следует подчеркнуть, что общий стиль ее тектоники является германотипным (множество узких вытянутых горст-антиклиналей, грабенов, наложенных тафрогеосинклиналей), осадочная покрывка и обрамление выступающих здесь срединных массивов довольно сильно дислоцированы, нередко смяты и метаморфизованы, в ряде зон имеются гранитоидные интрузивы анорогенного типа (предверхнеюрские, преднеокомские, поздненеокомские, среднетретичные), крупные пояса и поля андезитовых лав, не свойственных платформенным областям (андезитовые лавы в палеозое, триасе, юре, мелу, палеогене, неогене), гидротермальные руды свинца и цинка, золота, меди, молибдена, вольфрама.

Выше неоднократно отмечался платформенный характер указанной области на значительных площадях в Центральной Анатолии, Армянском нагорье (район Ван—Урмия) и Центральном Иране, в течение палеозоя, а в ряде районов также перми, триаса, юры, нижнего мела и тем не менее все эти области в новокиммерийское и новоальпийское время испытали значительные деформации—дислокации, смятия, разрывы и были пронизаны как офиолитами, так и гранитоидами. Значительная активизация, регенерация и омоложение отмечены также в ядрах срединных массивов, включающих каледонские и герцинские гранитоиды. Во время геологического симпозиума 1967 г. участники экскурсии (Ш. А. Азизбеков, А. Т. Асланян, А. А. Богданов, П. Д. Гамкрелидзе, А. В. Пейве, В. Е. Хаин, Дж. Штёклин, Г. Р. фон Гертнер, Ж. Брюнн, Ж. Дебелмаз, М. Токай, Дж. Эрентоз, А. Ф. Лапаран, Х. Тараз и др.) убедились в том, что срединные массивы не обязательно яв-

ляются тектонически пассивными образованиями коры (Лутский, Галатский, Эгейский массивы и др.).

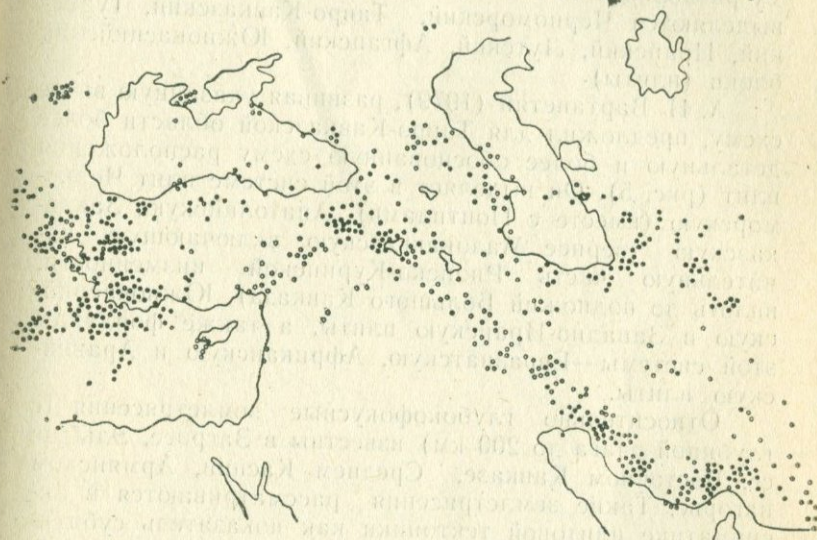
Все сказанное касается в первую очередь Центрального Ирана, который обычно относится к категории платформенных структур. По этому поводу Дж. Штеклин (1966) замечает, что Центральный Иран, несмотря на преобладание платформенного режима развития в доорогеническое время, в мезозойское время был охвачен складчатостью и частично метаморфизован, а в позднемеловое-третичное время прошел почти через все фазы сильной альпийской орогении. Очевидно, Анатолийско-Иранская область в указанном смысле занимает промежуточное положение между типично геосинклинальной и типично платформенной (квазиплатформенной) областями. В согласии с представлениями некоторых современных авторов можно было бы говорить в этом случае о тектоно-магматической активизации герцинско-раннекиммерийской квазиплатформы Анатолии, Ирана и Горного Закавказья в новокиммерийское и новоальпийское время.

В литературе неоднократно указывалось на то, что наиболее полное объяснение всему комплексу явлений тектоно-магматической активности в Тавро-Кавказской области дает механизм сближения Русской и Аравийской платформ (см. Асланян, 1958, 1977). Д. Маккензи (1972), Дж. Дьюи с соавторами (1973), А. Новрузи (1971, 1972), Ш. А. Адамия с соавторами (1977), Ж. Стампли (1978), И. П. Гамкрелидзе (1976, 1980), Л. П. Зоненшайн с соавторами (1979), А. Н. Вартапетян (1979) сделали ряд попыток изобразить литосферу в этой области в виде системы блоков-плит, отделенных друг от друга разломами и способных взаимно перемещаться в ходе сближения главных форландов системы—Евразийской платформы на севере и Афро-Аравийской на юге.

Для новейшего времени ограничение плит внутри системы проводится по данным распределения очагов землетрясений, маркирующих границы активных блоков-плит и зон субдукции, с которыми, кроме землетрясений, связываются также определенные типы эффузивной и интрузивной магматической активности.

Выше были отмечены важнейшие региональные и

панрегиональные разломы Тавро-Кавказской области, а также важнейшие линеаменты, которые с большей или меньшей достоверностью дешифрируются как зоны разломов. Сейсмическая активность области связана с этими разломами и линеаментами. На рис. 3 показаны эпицентры сильных землетрясений 1961—1973 гг., зафиксированных десятью или более сейсмостанциями мира высшего класса. На этом рисунке отчетливо выделяются Периаравийский, Мангышлакско-Кипрский, Североанатолийский, Западнокаспийский (Талышско-Вандамский), Крымско-Кавказско-Копетдагский, Эльбурсский, Транскавказский сейсмические пояса и ряд



• Эпицентры землетрясений. Данные приведены по (National Oceanic and Atmospheric Administration (USA) and U.S. Geological Survey) за период с 1961 по 1973 гг. Показаны только те эпицентры, которые зафиксированы 10 или более сейсмостанциями

Рис. 3. Схема расположения эпицентров сильных землетрясений Тавро-Кавказской области, зарегистрированных свыше 10 сейсмостанциями (из работы National Oceanic and Atmospheric Administration USA and U. S. Geological Survey) за период с 1961 по 1973 гг.

сопряженных с ними относительно небольших сейсмогенных зон. Большой разброс в распределении очагов при значительной густоте эпицентров наблюдается в области Эгеид, Армянского нагорья (районы озер Ван, Урмия, г. Арарат и др.). В то же время не фиксируются очаги сильных землетрясений на таких площадях, как безграничные области Черного и Каспийского морей, равнинные площади в Центральной межгорной области юго-восточного Ирана, Лутско-Табасский и Галатский массивы и значительная часть Куринской депрессии.

На основе этих данных А. Новрузи предложил схему расположения плит на Среднем Востоке (рис. 4). Им выделяются Черноморский, Тавро-Кавказский, Турецкий, Иранский, Лутский, Афганский, Южнокаспийский блоки (плиты).

А. Н. Вартапетян (1979), развивая указанную выше схему, предложил для Тавро-Кавказской области более детальную и более обоснованную схему расположения плит (рис. 5). Он выделяет в этой системе плит Черноморскую (вместе с Понтидами), Анатолийскую, Закавказскую (вернее Малокавказскую, включающую значительную часть Рионско-Куринской низменности, вплоть до подножий Большого Кавказа), Южнокаспийскую и Западно-Иранскую плиты, а также форланды этой системы—Евразийскую, Африканскую и Аравийскую плиты.

Относительно глубокофокусные землетрясения (с глубиной очага до 200 км) известны в Загросе, Эльбурсе, Восточном Кавказе, Среднем Каспии, Армянском нагорье. Такие землетрясения рассматриваются в аксиоматике плитовой тектоники как показатель субдукции литосферных плит. На этом основании полагают, что Закавказская плита (северная равнинная часть Малокавказской плиты) погружается на север под Б. Кавказ (под углом 45°), Анатолийская плита—на север под Черноморскую плиту, Аравийская—под Анатолийско-Иранские плиты и т. д. Граница между Куринской депрессией и Горным Закавказьем отмечена узкой зоной положительных гравияномалий Буге и сейсмических очагов вдоль линии Ахалкалаки—Дманиси—Садахло—Актафа—Шамхор—Кировабад—Саатлы—Решт. Мощные сейсмоактивные зоны ответвляются от



Рис. 4. Схема расположения литосферных плит и разломов Кавказа и Среднего Востока (по А. Новрузи, 1972).

Прямым заглавным шрифтом обозначены крупные литосферные плиты. Жирные сплошные линии—границы плит (луночковые участки—предполагаемые граничные разломы). Двойные линии в океанических областях—рифтовые зоны, вмещающие их короткие жирные линии—трансформные разломы. Пилообразные граничные линии—фронтальные зоны надвигов. Черные треугольники—отдельные выдающиеся вулканы плиоплейстоценового времени. Жирные длинные стрелки—направление движения литосферных блоков вдоль сдвиговых разломов.

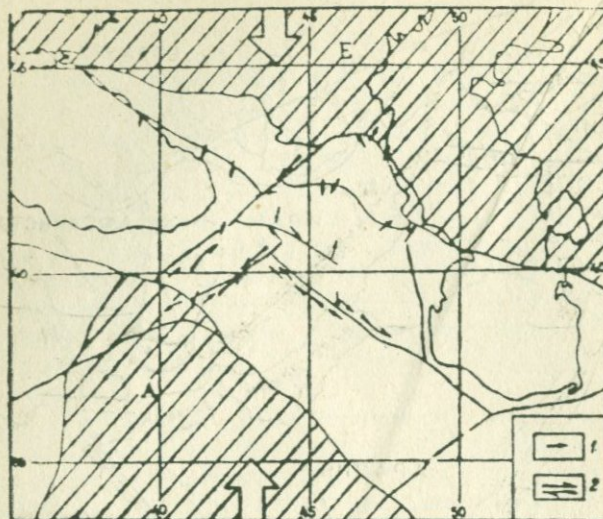


Рис. 5. Схема современных относительных движений по разломам и границам плит и микролит Тавро-Кавказского региона (по А. Н. Вардапетяну, 1975).

1—ориентировка векторов смещений; 2—направление относительного движения по разломам. Заштрихованы Аравийская и Евразийская плиты. Толстые стрелки показывают направление относительного движения Аравийской и Евразийской плит.

границы Анатолийской и Черноморской плит у Эрзинджанского синтексиса и направляется одна на Ереван и далее в Джульфу и Тебриз, а вторая—на вулкан Тондурек севернее оз. Ван и далее на гор. Казвин. По данным А. Н. Вартапетяна, анализ фокального механизма Тавро-Кавказских землетрясений показывает, что для границы Б. Кавказа и Закавказской плиты отмечаются надвиги с севера на юг, действуют близмеридиональные силы сжатия, а скорость их сближения равняется 2,1 см/год (при глубине сейсмофокальной зоны 150 км и угле падения 45°). Граница между Малокавказской и Черноморской плитами проводится по полосе Казбек—Цхинвали—Ахалкалаки, обнаруживающей признаки зоны трансформных разломов. Как для

Цхинвальского разлома, так и для Транскавказского пояса А. Н. Вартапетяном отмечается наличие раздвиговой компоненты, причем трансформный характер Цхинвальского разлома допускает возможность объединения Черноморской и Закавказской плит в более крупную плиту, как это делали в своих реконструкциях Вильзер, Штилде, Бончев.

Ускоренное схождение плит в кайнозой Тавро-Кавказской области намечается за последние 10 млн. лет (плиоцен и плейстоцен) на уровне 4 см/год и 54—35 млн. лет (эоцен-олигоцен) на уровне 5—6 см/год, а в промежуточный период—1,4 см/год. Глубоководные впадины Черного моря и южного Каспия А. Н. Вардапетян считает реликтами Мезотетиса. На рис. 5 показана схема современных относительных движений по разломам и границам плит Тавро-Кавказской области (по А. Н. Вардапетяну, 1979).

Для начала собственно альпийского тектонического цикла (середина мелового времени) границы плит в рассматриваемой области могут маркироваться офиолитовыми поясами, которые, как показывают полевые наблюдения, довольно четко оконтуривают все жесткие блоки коры рассматриваемой области.

2. ОБЗОР СЕЙСМО-ГРАВИТАЦИОННЫХ ДАННЫХ. ХАРАКТЕРИЗУЮЩИХ СТРОЕНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ ТАВРО-КАВКАЗСКОЙ ОБЛАСТИ

Фоновое гравитационное поле в Тавро-Кавказском орогене существенно отрицательное и имеет довольно сложную структуру. В пределах Кавказа на этом фоне выделяются обширные минимумы в центральной (Эльбрусской) и восточной (Дагестанской) областях Б. Кавказа, во внутренней дуге М. Кавказа (Ленинаканский и Фонтанский минимумы), в Рионско-Куринской низменности; гравитационное поле приподнято во внешней (Сомхето-Карабахской и Прикуринской) дуге М. Кавказа, в Горном Крыму, в меридиональной Вандамо-Талышской зоне, Реште, Саатлы и Кюрдамире.

Б. К. Балавадзе, Г. Ш. Шенгелая, П. Ш. Миндели (1979) провели трансформацию гравитационного поля Кавказа и смежных областей Малой Азии для высот

5, 10, 20, 30, 50, 75 и 150 км, с целью минимизации гравитационных эффектов от неоднородностей коры и оценки относительного вклада в этот эффект мантии и нижней коры. Выяснилось, что на высоте 150 км в области Ереван—Тбилиси локализован центр крупного общекавказского минимума силы тяжести с интенсивностью 40 мгл, причем на фоне этого регионального минимума остаточные аномалии крупного Апшеронского минимума и крупного Талышского максимума сохраняются; нулевой изоаномал, оконтуривающий Кавказский минимум, прослеживается через глубоководную часть Черного моря, Керченский пролив, Ростов-на-Дону, Астрахань, форт Шевченко, Карабогазский залив и замыкается в северных районах Ирана и Анатолии.

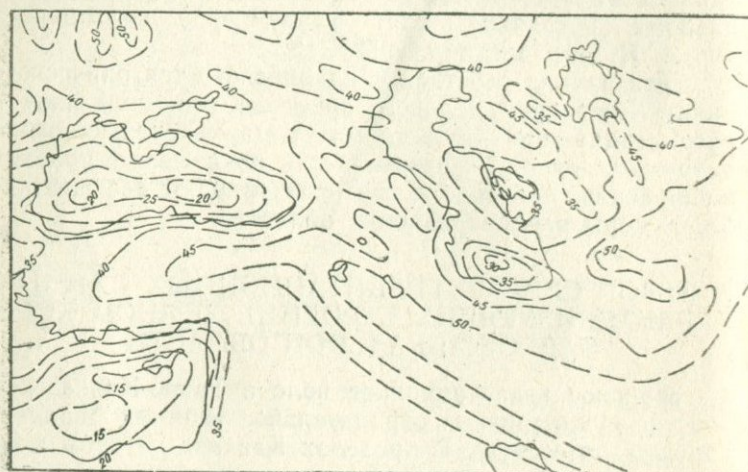


Рис. 6. Схема рельефа поверхности Мохоровичича (по Н. А. Беляевскому и И. С. Вольвовскому); цифры на изолиниях—глубины в км.

В пределах указанного изоаномала литосферный комплекс Тавро-Кавказского орогена глубоко прогнут и вдавлен в астеносферу и в целом находится в состоянии изостатического равновесия по принципу Эри (компенсация топографических дефектов литосферы избыточ-

ной плотностью масс и компенсация топографических излишков дефицитом плотности масс). Одной из основных причин наблюдаемых отклонений от этого состояния является, по всей вероятности, коробление литосферы под влиянием тех сил, которые создали геосинклинальные структуры и возникшие на их месте горноскладчатые сооружения (Б. Кавказа, М. Кавказа, Понтид, Эльбурса, Тавра, Загроса и др.), параллельные им линеаменты, а также поперечные к их простиранию другие крупные структуры (Транскавказское поднятие, Вандамско-Талышское поднятие и др.). Закономерное сочетание сейсмоактивных зон, разрывных нарушений, очагов новейшего вулканизма, зон больших градиентов аномалий силы тяжести и градиентов флексурных деформаций является одним из доказательств этого положения.

Нами было показано, что литосфера, независимо от действующих на нее сил, теряет устойчивость, если мощность ее превышает 70—80 км. Новейшие уточненные сейсмогравитационные оценки мощности земной коры для области Б. Кавказа составляют 40—55 км, для Малого Кавказа—42—52 км, для глубоководной части Черного моря—30 км, для Куринской низменности—40 км, для Южного Каспия—40 км, Северной Анатолии и северо-западного Ирана—35 км, для равнинных областей Передней Азии (включая область Мертвого моря)—30 км (рис. 6), причем мощность осадочного чехла меняется в пределах от 0 до 22 км (до 12—14 км на дне Черного моря, 13—14 км под Мирзаанской впадиной на границе Грузии и Азербайджана, 22 км восточнее Апшеронского полуострова, 8 км в бассейне среднего течения р. Арпа в Армении, 12 км под Северным Кавказом). Суммарная мощность гранитного слоя и осадочного чехла в разрезах Б. Кавказа и М. Кавказа достигает 28 км, Северного Кавказа—20 км, Колхидской низменности—20 км. Гранитный слой отсутствует в глубоководных районах акваторий Черного и Каспийского морей. Поверхность базальтового слоя коры располагается на глубинах 15—28 км. По данным, приведенным в работе В. К. Балавадзе, она сильнее всего приподнята под Черным морем и Талышскими горами и сильнее опущена под Индоло-Кубанской депрессией,

в центральной части Б. Кавказа, Горного Дагестана и под Малым Кавказом. Плотности основных слоев коры, по данным Балавадзе и соавторов (1979), следующие: осадочный чехол — $2,50\text{--}2,70\text{ г/см}^3$ (для М. Кавказа), гранитный слой — $2,90\text{ г/см}^3$, подкоровая часть мантии — $3,30\text{ г/см}^3$.

А. Х. Баграмян на основе спектрального анализа волн землетрясений проследил ряд регионально выдержанных разломов Закавказья на глубины, существенно превышающие мощность коры (см. Саваренский и др., 1978). Для обсуждаемой проблемы офиолитов большой интерес представляют данные Баграмяна о глубине заложения зон разломов, контролирующих два главных пояса офиолитов: Присеванский и Приараксинский. По его данным, они протягиваются по простиранию в пределах Тавро-Кавказской области на 800 км, прослеживаются на глубину 85 ± 10 км. Этой оценке не противостоят основанные на сейсмологических исследованиях представления о том, что офиолитовые пояса М. Кавказа в разрезе коры не расслаиваются и, погружаясь по вертикали ниже подошвы коры, сливаются с мантией (Егоркина, Осипова и др., 1976).

Согласно магнитотеллурическим исследованиям (данные Ц. Г. Акопяна и сотр.) в области Приараксинского пояса офиолитов на глубине 180—190 км выделяется высокопроводящий слой, который, как нам представляется, может рассматриваться как источник базальтовых расплавов, питавших плиоплейстоценовые вулканы области. С некоторой условностью с указанным проводящим слоем связываются знаменитые плиоценовые долеритовые базальты Армянского нагорья (обратно намагниченные покровы и силлы, имеющие возраст 3,5 млн. лет), протягивающиеся из верховьев Тигра и Евфрата в Аравийский щит и далее в Эфиопию. Более подробные данные по ним приведены в работах Е. Е. Милановского (1976), Н. В. Короновского, Н. И. Схиртладзе, К. Г. Шириняна (1977), А. Т. Асланяна (1977). В новое время Милановский первый обратил внимание на приуроченность некоторых проявлений молодого вулканизма Тавро-Кавказской области к системе Восточно-Африканской рифтовой системы и к ее ответвлениям. На это указал ранее Ф. Освальд

(1912), предложивший для области Армянского нагорья модель мозаично-глыбового строения земной коры.

В коллективной работе (Асланян, Вегуни, Милай, Никольский, Сироткина, 1975) региональный комплекс Армении и прилегающих районов Закавказья разделен в разрезе на три структурно-плотностных этажа, различающихся друг от друга как по тектонической структуре, так и по плотностной характеристике. Более детальный анализ позволяет выделить пять этажей.

Первый (нижний) этаж представляет основание складчатых образований послекембрийского возраста и представлен сложным комплексом различных по типу и возрасту глубоко- и среднеметаморфизованных, сложнодислоцированных сланцев, гнейсов, мигматитов, амфиболитов, мраморов, доломитов. Средняя плотность $2,80 \text{ г/см}^3$, магнитность почти нулевая. В этом этаже размещены гнейсовидные граниты, лейкократовые граниты, микроклиновые граниты, серпентиниты, медно-баритовые руды. Простираение главнейших структурных единиц в пределах Цахкункского хребта антикавказское (ССВ 10°), простираение более молодых структур в этом же районе, сложенных мезозойскими и палеогеновыми отложениями, — общекавказское (ВЮВ 100°).

Возраст гранито-гнейсов наиболее древней обнаженной части разреза в пределах Арзаканского массива (у сел. Бжни) порядка 500 млн. лет (по данным Г. П. Багдасаряна), возраст филлитовидных сланцев верхней части разреза Дзирульского массива 500 млн. лет (по данным М. М. Рубинштейна).

Второй этаж охватывает складчатые отложения среднего и верхнего палеозоя и триаса (без ретского яруса), многоэпиклиналиного комплекса бассейна р. Аракс. Средняя плотность этажа $2,65 \text{ г/см}^3$, мощность около 4 км.

Третий этаж включает умеренно дислоцированные сильно магнитные вулканические и вулканогенно-осадочные образования юры, мела и палеогена, суммарной мощностью до 8 км. Средняя плотность — $2,65 \text{ г/см}^3$.

Четвертый этаж включает умеренно дислоцированные молассы и эвапориты миоцена мощностью до 3 км и плотностью $2,3 \text{ г/см}^3$.

Пятый этаж включает пологие лавовые покровы,

потоки и экструзивные щиты, а также пирокласты плиоцена и антропогена мощностью до 1,5 км и плотностью до $2,55 \text{ г/см}^3$.

Резкие угловые несогласия отмечены между всеми указанными этажами и, кроме того, в середине мела и в середине миоцена. Плотность гранитоидных интрузий, размещенных в юрских, меловых и палеогеновых отложениях, находится в пределах $2,55\text{—}2,75 \text{ г/см}^3$.

Анализ геофизических и геологических материалов выявил по Армении следующие закономерности: а) линейные зоны относительных максимумов гравитационных аномалий и относительных минимумов магнитных аномалий характеризуют крупные антиклинальные поднятия фундамента, а относительные минимумы гравитационные и относительно положительные магнитные аномалии характеризуют прогнутые области фундамента; б) крупные интрузивы гранитоидного состава характеризуются относительными минимумами гравитационных и магнитных аномалий, а интрузивы мафитов и ультрамафитов—относительными максимумами гравитационных и магнитных аномалий.

В работе В. Б. Бурьянова, В. В. Гордиенко, Н. И. Павленковой (1979) предложена комплексная геофизическая модель земной коры для юга Европейской части СССР (включая Кавказ), в которой учитывается возможное влияние на характер гравитационных аномалий предполагаемых вариаций термодинамических условий в верхней мантии.

В предложенной ими модели для области Малого Кавказа принята следующая плотностная градация: осадочная покрывка $2,4\text{—}2,65 \text{ г/см}^3$, гранитный слой на глубине 22 км $2,825 \text{ г/см}^3$, базальтовый слой на глубине 44 км $2,95 \text{ г/см}^3$, горячая разуплотненная мантия на глубине 50 км $3,1 \text{ г/см}^3$ (для «холодной» мантии под платформенными областями коры плотность принимается $3,3 \text{ г/см}^3$). Для юга СССР они отмечают четко выраженные границы раздела Конрада (граничные скорости $5,8\text{—}6,2 \text{ км/сек}$) и Мохо (граничные скорости $7,8\text{—}8,2 \text{ км/сек}$). Между этими границами, в промежуточном слое, характеризуемом скоростью продольных волн в пределах $5,8\text{—}6,6 \text{ км/сек}$ на глубинах $25\text{—}30 \text{ км}$, а также на глубинах $8\text{—}15 \text{ км}$, выделяются

интервалы с пониженной скоростью, повышенной горизонтальной (расслоенностью, стертой вертикальной неоднородностью, малой плотностью очагов землетрясений и некоторыми другими особенностями, указывающими на возможную высокую пластичность вещества в этих интервалах и способность его к горизонтальным перемещениям.

Изменение плотности коры (в г/см³) в функции от скорости продольных сейсмических волн (в км/сек) авторы аппроксимируют эмпирической зависимостью

$$\rho = 2,7 + 0,25 (V_p - 6,0).$$

Сопоставляя области Б. Кавказа и М. Кавказа, указанные исследователи отмечают, что, несмотря на одинаковую мощность коры в разрезе этих мегантиклинорий, возникают крупные региональные неувязки между наблюдаемыми и расчетными кривыми аномалий силы тяжести (в 100 мГл), если аномалии интерпретируются как следствие температурного разуплотнения мантии, и поэтому, исключая эту возможность, предлагают альтернативу, согласно которой в этих горных районах в среднем для коры плотность выше той, которую дают сейсмические методы. Указанная нами выше другая возможность появления дефицита силы тяжести вследствие оттеснения подкоровых масс из-под корней гор или из-под прогнутых зон литосферы, поддерживаемых горизонтально действующими тектоническими силами, ими не рассматривается.

В последнее время ценные обобщения на основе анализа особенностей гравитационного поля территории СССР были сделаны в работе М. Е. Артемьева, С. С. Красовского и Н. И. Павленковой (1979). Приведем некоторые выводы этих авторов.

1. Накопленным к настоящему времени геофизическим и петрологическим данным наилучшим образом соответствует градиентно-слоистая модель коры.

2. В областях, развивающихся в геосинклинальном режиме, мантия в региональном масштабе уплотнена, а в областях с послеplatformенной активизацией тектонических движений—разуплотнена.

3. Основная часть локальных гравитационных аномалий обусловлена локальными плотностными

неоднородностями масс, расположенных на глубине до 10—15 км (неоднородные массы на больших глубинах коры считаются при такой постановке вопроса изостатически хорошо скомпенсированными). На глубинах порядка 8—15 км и 25—30 км имеет место уменьшение скоростей сейсмических волн.

4. Гравитационные аномалии в прогнутых областях земной коры не могут описываться обычной моделью строения мантия-кора. Для синеклиз характерна сокращенная мощность гранитного слоя и приподнятое (или субгоризонтальное) положение нижней коры и верхней мантии (Прикаспийская и Виллюйская синеклизы, Калтасинский авлакоген, Амударьинская, Тургайская и Тунгусская впадины и др.)¹.

Для наиболее крупных прогибов, расположенных в пределах геосинклинальных областей, характерны большие мощности осадочного комплекса (Венгерская, Черноморская, Южнокаспийская впадины). В ряде других прогибов—Венгерском, Тирренском, Эгейском и в окраинных морях Тихого океана имеет место компенсационное сокращение мощности коры, аномально низкая плотность мантии непосредственно под корой и, вероятно, более высокая плотность мантии в более глубоких горизонтах (для Черного моря мантийная компонента гравитационного аномального поля равна нулю).

5. Альпийские горные сооружения и островные дуги характеризуются значительными положительными изостатическими аномалиями, и предполагаемое увеличение мощности коры для них меньше, чем это требуется для изостатического равновесия. Среди поднятий в кайнозойских орогенных областях наибольшей плотностью обладают внутрикоровые неоднородности в Горном Крыму, на западе Б. Кавказа (зона Анапа—Новороссийск), под Талышем.

6. В области новейшей тектонической активизации от Тянь-Шаня до Забайкалья хорошая изостатическая скомпенсированность во впадинах, заполненных мощным комплексом осадочных пород обуславливается со-

¹ В ряде работ последних лет в основании осадочного чехла синеклиз рисуются структуры типа авлакогенов или грабенов.

кращением мощности коры. В целом указанные области новейшей тектонической активизации (аркогенеза и рифтогенеза) отличаются от альпийских орогенов (квази-платформ) высоким совершенством изостатического равновесия. Нарушение изостатического равновесия фиксируется как в орогенах, так и в платформенных областях лишь в районах высокой тектонической активности (Байкал, Горный Крым, Талыш и др.).

7. Плотностные модели земной коры различных тектонических зон в среднем хорошо соответствуют требованиям изостатической компенсации. Прогибам фундамента отвечает подъем раздела М, плотным блокам коры и поднятиям кровли коры—его погружение. Изостатически скомпенсированными оказываются не только топографические формы рельефа, но также крупные плотностные неоднородности в земной коре.

Говоря о возможности использования гравитационных данных для расшифровки тектонической структуры коры, следует обратить внимание на трудности, которые возникают при выборе способа редукции, с помощью которой оцениваются значения аномалий силы тяжести. В региональных геолого-геофизических анализах тектоники континентальных областей широко применяется редукция Буге, которая по идее дает довольно полное представление о характере распределения масс для корневых зон горных сооружений и прогнутых полос коры. В то же время давно известно, что нередко полосовые аномалии силы тяжести в редукции Буге круто пересекают четко выраженные тектонические структуры противоположного направления и, кроме того, обширные площади, характеризующиеся резко выраженной однозначной аномалией, включают весьма разнородные тектонические структуры. Т. Н. Сироткина (1979) сделала интересную попытку сопоставить результаты тектонической интерпретации аномалий силы тяжести по Кавказу для двух способов редукций: Буге (g_b) и Грааф-Хантера (g_{r-x}). Величины аномалий силы тяжести в этих редукциях связаны соотношением

$$g_{r-x} = g - \Delta g_{r-x} = g_b + 0,0418 \rho \bar{h}_p,$$

где ρ —плотность масс верхней коры в г/см³; $\bar{H}_p$ —отметка поверхности исследуемой точки коры относительно уровня моря (в ± км).

При стандартном значении $\rho=2,67$ г/см³, равном плотности гранитного слоя континентов, $\Delta g_{r-x} = +112 \bar{H}_p$ мгал/км—для континентов и $\Delta g_{r-x} = -69 \rho \bar{H}_p$ мгал/км—для океанов.

В своем анализе Сироткина пользуется четырех-слойной моделью коры Кавказа с плотностью: I—осадочного чехла 2,20—2,40 г/см³; II—складчатого комплекса 2,55—2,70 г/см³; III—метаморфического фундамента («гранитного» слоя) 2,65—2,85 г/см³; IV—нижней коры («базальтового» слоя) 2,9 г/см³. Плотность ниже границы раздела Мохо принимается ею на уровне 3,3 г/см³.

По данным глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ), глубина залегания нижних границ осадочного чехла (H_{oc}), метаморфического фундамента (H_f), поверхности раздела Конрада (H_k) варьирует в очень широких пределах и достигает 20 км, граница раздела Мохоровичича $H_m \geq 35$ км, высота $H_p \approx 5$ км, $\Delta g \approx 350$ мгал. Кроме того, введены два условных параметра:

$$\Phi_n = 2H_{oc} + H_f; \quad \Phi_r = \frac{1}{2} H_k + H_m, \text{ первый из которых}$$

характеризует влияние на аномалию приповерхностных масс, а второй—влияние глубинных масс. Последнее обстоятельство следует из того, что корреляция аномалии Буге g_b с Φ_r происходит на уровне $r = -0,83$, а корреляция g_b с Φ_n происходит практически на пороге значимости и имеет противоположный знак: $r = +0,30$ (рост силы тяжести по мере погружения приповерхностных границ). Вместе с этим поправка $\Delta g_{r-x} = g_b - g_{r-x}$ тесно коррелирует ($r = -0,87$) с элементами глубинного строения, отражая гравитационное влияние глубинных структур. Корреляция пары g_{r-x} , Φ_n происходит на уровне коэффициента $r = -0,86$.

Пользуясь указанными трансформациями, Н. И. Сироткина показала, что для Кавказа рисунок аномалий $g_{г-х}$ резко отличается от рисунка $g_б$. На месте последнего, отмеченного обширным минимумом, появляются зональные аномалии $g_{г-х}$, параллельные простиранию главнейших тектонических структур и имеющие знак как положительный, так и отрицательный.

Как известно, область минимума Δg включает Б. и М. Кавказ, Терско-Каспийскую и Среднекуринскую депрессии, а крупные максимумы приходятся на впадины Черного моря, Южного Каспия, Талыш, Кюрдамирский, Саатлинский и Ростовский выступы фундамента, или мантии, вал Карпинского, западное окончание Б. Кавказа. После трансформации от $g_б$ к $g_{г-х}$ оказалось, что Черноморский максимум в согласии с оценкой $\Delta g_{г-х} = -69\rho H$ мгал/км претерпевает полную инверсию, а максимумы Талыша, Донбасса, вала Карпинского, Среднего Каспия и минимум Южного Каспия остаются практически без изменения.

В целом же, как показала Т. Н. Сироткина, минимумы $g_{г-х}$ закономерно отвечают впадинам, заполненным молассами, а максимумы—горноскладчатым сооружениям и поднятиям фундамента; зоны глубинных разломов тяготеют к переходу между полосовыми зонами $g_{г-х}$ разного знака. Наиболее глубокие минимумы (шириною 100—150 км на глубине 15—20 км) приурочиваются к корням Б. и М. Кавказа, а максимум $\Delta g_{г-х}$ — к безграничной области Черного моря. Новый подход к выбору редукции силы тяжести позволил Сироткиной сформулировать по Кавказу следующие положения.

1. Геосинклинальный желоб Б. Кавказа значительно короче современного мегантиклинория Б. Кавказа; периклинальные его окончания вырождаются в направлении Крыма и Копетдага. Мегантиклинорий, вероятно, имеет по поверхности фундамента асимметричное строение с крутым южным бортом и более пологим северным.

2. Геосинклинальный желоб М. Кавказа в виде дугообразного сооружения с кулисообразным внутренним строением является, по сравнению с желобом Б. Кавказа, более цельным и жестким тектогеном. Аджаро-

Триалетская и Талышская зоны весьма сходны по заполнению, магматизму, рельефу и гравитационному полю, располагаются не в центре, а вдоль борта геосинклинального желоба М. Кавказа.

3. Закавказский срединный массив, охватывающий в основном Рионскую и Куринскую низменности и покрытый мощными, слабо уплотненными молассаами ($\rho = 2,3-2,4 \text{ г/см}^3$), граничит с разломами Б. и М. Кавказа, Рионский прогиб в западном направлении расщепляется на Восточно-Черноморскую и Южно-Черноморскую ветви—краевые прогибы, которые окаймляют Централью-Черноморский массив с корой субокеанического типа. С некоторой условностью на основании сходства аномального поля $g_{г-x}$ ставится вопрос о существовании единого Рионско-Черноморского прогиба.

С этой точки зрения представляют большой интерес результаты изучения сейсмического профиля вкрест простирания Рионского прогиба в створе сел. Цулукидзе—сел. Годагани. Здесь до глубины 12—14 км $V_p = 5,5-5,7 \text{ км/сек}$, ниже, в интервале шириною 8—10 км $V_p = 6,0-6,4 \text{ км/сек}$, для третьего интервала шириною 10—12 км $V_p = 7,0-7,5 \text{ км/сек}$, а для четвертого интервала шириною 6—8 км, расположенного непосредственно выше мантии V_p резко падает и составляет всего 6,2—6,7 км/сек. Ниже, на глубине 44—46 км, пластовая скорость $V_p = 8,7-9,2 \text{ км/сек}$. Авторы этих исследований Ш. П. Диасамидзе, М. С. Иоселлиани и М. М. Раджабов (1980) отмечают, что в целом от поверхности до глубины 36—38 км V_p растет от 5,5 км/сек до 7,5 км/сек, затем быстро падает до 6,2—6,7 км до глубины 44—46 км, ниже которой находится необычайно плотное мантийное вещество. Последнее, вероятно, может коррелировать с плотным мантийным веществом наиболее глубоководной части разреза Черноморского рифта.

4. Индоло-Кубанский и Терско-Каспийский предгорные прогибы имеют одинаковые аномальные поля $g_{г-x}$ и отличаются наибольшими мощностями осадочной покрывки. Терско-Каспийский прогиб на юге сливается с Южнокаспийской впадиной, в основании которой залегает срединный массив раннегерцинской консолидации (с корой субокеанического типа), окаймлен-

ный несколькими частными прогибами. Продолжением одного из этих прогибов в западном направлении является Южнокурильская впадина.

Анализируя приведенные выше данные Т. Н. Сироткиной о структуре акваторий Черного моря и Южного Каспия, следует подчеркнуть их сходство с акваториями окраинных морей—Берингова, Охотского, Японского и др. и их аналогов типа акваторий Альборанского, Лигурийского, Тирренского, Ионического, Лезанта и др. Всем им присущи высокое положение в их центральных частях поверхности раздела М, относительные максимумы аномалий силы тяжести, отсутствие гранитного слоя, нередко большая мощность недислоцированных осадочных отложений, наличие узких прогибов, окаймляющих центральное мантийное поднятие. По морфотектоническим признакам ядра этих поднятий имеют, вероятно, диапировую природу, а сами акватории в относительно глубоководных своих частях—природу структур растяжения. По-видимому, можно утверждать, что при отсутствии плотного диапирового ядра в центральных районах акваторий этих морей должны были наблюдаться резко выраженные отрицательные аномалии силы тяжести. Сферичность литосферы, контракционный и ротационный механизмы деформаций, большие возможности возникновения разнообразных форм потери устойчивости литосферы и образования различных структур растяжения (включая рифтовые пояса, авлакогены, грабены) позволяют объяснить возникновение глубоководных окраинных морей под углом зрения теории контракции и теории ротационной переформировки фигуры Земли.

Приведенные выше умозаключения и геофизические модельные представления, безусловно, представляют большой интерес и в ряде случаев правильно представляют основные особенности внутреннего строения и равновесия земной коры. Как указывалось выше, по мнению авторов, эти модели станут более совершенными, если будут основаны не только на данных гравиметрии и сейсмофизики, но и будут исходить из посылок о предельном изостатическом равновесии литосферы. К этим требованиям следует, конечно, добавить также требование об учете геологической предыстории разви-

тия исследуемых тектонических структур в их связи с историей смежных областей и подкорковых сфер, а также учета возможности нарушения изостазии и соответственно коробления литосферы и перетекания мантийных масс под влиянием тектонических сил, рассматривая Землю как единую напряженную систему, а мантию—как систему, обладающую конечной прочностью. Нельзя, очевидно, отвлекаться полностью от таких факторов, как плотностные неоднородности мантии, неоднородности в распределении температуры и вязкости в мантии, изначальное мозаично-глыбовое строение литосферы, влияние фазовых переходов, метаморфизма, денудации, эрозии и аккумуляции на напряженное состояние и состояние изостатического равновесия литосферы и др. Много зависит, конечно, также от того, какие механизмы и общепланетарные силы являются ведущими в тектоно-магматической эволюции планеты.

В предыдущих наших работах отмечалось, что молодые горные цепи, обнаруживающие отрицательные аномалии силы тяжести и признаки устойчивого воздымания, находятся на пути к установлению изостатического равновесия со смежными плитами, и, наоборот, прогнутые зоны коры, обнаруживающие большой дефицит силы тяжести (например, пояса Бенинг-Мейнеса) и признаки устойчивого погружения, отражают процесс коробления коры и нарушения изостатического равновесия. При этом силы горизонтального сжатия в первом случае препятствуют процессу воздымания хребта, а во втором—способствуют процессу прогибания. Дефицит силы тяжести во втором случае обусловливается в основном оттоком подкорковых масс из-под прогибов, а избыток ее в большинстве случаев отмечает приближение к срединной поверхности коры мантийных масс.

3. ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ ТАВРО-КАВКАЗСКОЙ ОБЛАСТИ

Некоторые исходные данные. Восстановление истории тектонического развития такой сложной области, какой является Тавро-Кавказский ороген, представляет в общем довольно трудную задачу, особенно для тех районов, где широко развиты покровные образования,

имеются крупные азимутальные несогласия между разновозрастными тектоническими комплексами или просто недостаточно точно и полно датировано время образования тех или иных формаций или структур. С другой стороны, выдвинутые за последние два десятилетия представления о возможных горизонтальных передвижениях литосферных блоков, основанные на учете перемещения палеомагнитных полюсов, заставляют (если действительно перемещение магнитных полюсов адекватно перемещению литосферных блоков) строить такие кинематические схемы, которые привели бы к непротиворечивым палеогеографическим реконструкциям.

К началу 1970 г. довольно обстоятельный анализ истории геологического развития всего Средиземноморского пояса был выполнен в традиционных построениях Ж. Брюнном, (1967), В. М. Муратовым (1969), В. Е. Ханним (1970). Несмотря на различные подходы к решению ряда спорных вопросов, им удалось дать в целом стройную картину строения и развития указанного пояса, особенно для мезозоя и кайнозоя, и ниже мы многое заимствовали у этих авторов. Большую ценность представляет работа Ш. А. Азизбекова и Г. С. Дзоценидзе по магматизму Кавказа, Ирана и Турции, опубликованная в 1970 г. В 1969 г. была опубликована сводка Ш. А. Адамия о доюрских образованиях Кавказа. Недавно появились диссертационные работы И. П. Гамкрелидзе по тектонике Аджаро-Триалетии, А. А. Белова по палеозойской истории и Н. В. Короновского по кайнозойскому вулканизму Средиземноморского пояса. Сравнительно недавно была опубликована сводка Э. Демирдашли по корреляции нижнепалеозойских и предпалеозойских образований Ирана, Пакистана и Анатолии (1979). В 1978 г. были изданы геологическая и тектоническая карты Европы (включая Кавказ и Переднюю Азию) в масштабе 1:2500000 и пояснительный текст к ним (редакторы В. Е. Хаин и Ю. Г. Леонов). В составлении этих материалов участвовали как советские, так и многие зарубежные исследователи.

В приведенном ниже весьма кратком очерке использованы в основном указанные выше источники и сведения, а также данные личных исследований автора.

проведенных в течение ряда лет на Кавказе и отчасти в районах развития офиолитовых поясов Ирана, Анатолии, Кипра, Балкан, Апеннин, Альп и Карпат. В ряде случаев приведенные фактические данные интерпретированы нами в плане, отличном от того, который использован указанными выше авторами.

Прежде чем перейти к характеристике основных этапов тектонического развития интересующей нас области, остановимся на вопросе о ее вертикальной структурной зональности.

Для фанерозоя Малого Кавказа нами (1958) были выделены следующие структурно-формационные этажи: эопалеозой (кембрий-докембрий), силур-нижний девон ($S-D_1$), средний девон-карбон (D_2-C), пермотриас ($P-T$), нижняя-средняя юра (J_1-J_2), верхняя юра-нижний мел (J_3-K_1), верхний мел-палеоцен (K_2-P_1), эоцен-майкоп ($P-N$), средний миоцен-нижний плиоцен ($N_2^? - N_1^?$) и плиоплейстоцен ($N_2^? - Q_1$).

В основу выделения указанных структурно-формационных этажей нами были положены следующие данные (Асланян, 1958):

а) каждый этаж охватывает комплекс отложений в объеме одного цикла осадконакопления, начинающегося трансгрессивной серией терригенных образований и завершающегося регрессивной серией отложений, причем последние, как правило, включают каустобиолиты (уголь в карбоне, верхнем триасе, в конце средней юры, в конце палеогена, в нижнем-среднем плиоцене, копал в верхах нижнего мела, горючие сланцы в майкопе и сармате);

б) каждый из этажей залегает трансгрессивно, со значительным эрозийным, угловым и местами азимутальным несогласием на более древних комплексах, причем резко выраженная дислокационная складчатость проявляется в конце цикла осадконакопления;

в) в геосинклиналях эффузивная активность, как правило, приурочивается к первым стадиям цикла осадконакопления и соответственно главная масса зеленых вулканитов размещается в нижних и средних горизонтах, выделяемых структурно-формационных этажей (девон, пермь, лейас, байос, оксфорд-кимеридж, нижний неокм, нижний сенон, эоцен, плиоплейстоцен);

во времени к этим стадиям приурочиваются также породы офиолитовой ассоциации и сопровождающие их спилиты. Гипабиссальные гранитоидные интрузивы, занимающие в обнажениях площади от первых десятков до многих сотен квадратных километров, приурочиваются во времени ко второй половине указанных циклов осадконакопления; часть гранитоидов, обнаруживающая в своем становлении некоторые признаки палингенности и метасоматичности, возникла, вероятно, в условиях тектоно-магматической активизации. Кислые эффузивы и экструзивы являются, вероятно, продуктами палингенеза сиалического слоя коры, а мафиты-ультрамафиты, базальтовые лавы, щелочные лавы и подавляющее большинство андезитовых и андезито-дацитовых лав—продуктами плавления и дифференциации мантийных масс.

Обоснование возраста древнейших формаций Тавро-Кавказской области проводится на следующих находках фауны кембрия и инфракембрия.

Северная Анатолия, массив Дадай—базальные конгломераты, ортокварциты и алевролиты с брахиоподами кембрийского облика, выше черные сланцы ордовика с граптолитами; под конгломератами располагается Чатакский массив гранитов;

Западный Тавр—формации Коджаосман и Чалтепе—известняки, доломиты, сланцы со среднекембрийскими трилобитами (*Paradoxites* и др.);

Северо-западный край Аравийской платформы, южнее Тавра, район гор. Дерик—формация «Садан-доломит» с фрагментами трилобитов; выше формация Сосина—известняки, мергели, слюдистые косослоистые песчаники и алевролиты с трилобитами среднего и верхнего кембрия, еще выше—отложения ордовика (формация Бединан), согласно пластующиеся с кембрием;

Южный склон Эльбурса—формация Лалун (район гор. Тегеран)—(кварцевые песчаники с отпечатками *Spirifer*)—залегает несогласно на метаморфических докембрийских комплексах Кахар, Баяндур, Барут и Зайгун и в Центральном Эльбурсе согласно перекрывается средне-верхнекембрийской (с трилобитами) формацией Мила. По стратиграфическому положению фор-

мация Лалун относится к нижнему кембрию. В верхах формации Мила встречается среднеордовиковская фауна;

Керманский регион—свита кварцитов, черных известняков, песчаных доломитов с ниже-среднекембрийской фауной (редлихия, оротека и др.).

Обращает на себя внимание исключительно широкое распространение и выдержанность типов пород трех названных выше формаций кембрия—«Солтание», «Лалун» и «Мила», последняя из которых прослеживается в ближайшие с Малым Кавказом районы Маку—Хой к юго-востоку от Б. Арарата, где на этой формации трансгрессивно залегает формация Джейруд (средний-верхний девон), переходящая постепенно в формацию Мубарак (известняки нижнего карбона) и далее трансгрессивно же залегающая формация Рутех (нижняя пермь), за которой следует формация Дорут (верхняя пермь). Под формацией Мила в этих районах предполагается наличие формаций Лалун и Солтание (см. Штеклин, 1966). По новым данным А. Калафатчиоглу, в этих же районах вплоть до Джульфы, Догубаязета и далее до Эльбурса из Центральной Анатолии (район г. Амасия) и из Токатского массива прослеживаются с перерывами отложения ордовика-девона в морской платформенной фации, причем в районе Джульфы в девоне отмечаются вулканиты;

Дзирульский массив на границе Б. Кавказа и Триалетского хребта, Восточная Грузия—толща метаморфических сланцев (аповулканические зеленые, слюдяные, графитовые сланцы), алевролитов, песчаников, филлитов и мраморов с нижекембрийской фауной (археоциаты). В толще филлитов выше археоциатовых мраморов выделяются (по спорово-пыльцевым комплексам) отложения ордовика, силура, девона. Здесь же на большой площади обнажается толща мигматизированных метapelитовых кристаллических сланцев (включающая пачки и прослои гнейсов, амфиболитов, мелкие тела серпентинитов), прорванная гнейсированными кварцевыми диоритами и плагиогранитами (возраст галек плагиогранитов, встречаемых в терригенных породах указанной нижекембрийской толщи по К—Аг методу достигает 517 млн. лет). По более высокой степени метаморфизма и тектонизации толща нижних кристалли-

ческих сланцев считается более ранней, чем кембрий (М. М. Рубинштейн, Ш. А. Адамия, А. А. Белов и др.);

Центральный Кавказ, северный склон хребта в районе гор. Кисловодска—валуны известняков со среднекембрийской фауной, залегающие в основании песчано-сланцевой толщи силура, перекрывающей в свою очередь метаморфический фундамент. Более древние докембрийские отложения с фауной известны из Ирана, из двух формаций, участвующих в строении древнейших толщ системы Эльбурса. Первая из них—формация «Солтание-доломит», имеющая очень широкое распространение в Северном Иране, состоит из перекристаллизованных грубослоистых доломитов с прослоями слюдистых зеленоватых сланцев и пачками тонкослоистых известняков со строматолитами. Мощность формации 1200 м. Вторая формация «Барут» располагается над предыдущей и состоит из доломитов, сланцев и черных известняков, содержащих строматолиты; кверху она постепенно переходит в песчано-сланцевую формацию «Зайгун», относимую к кембрию.

Указанные формации со строматолитами иранские геологи относят к инфракембрию, соответствующую венду советских геологов. К этому времени относят обширные покровы континентальных и красноватых моласс (с прослоями вулканитов и малыми интрузивами гранодиоритов), залегающих на эвгеосинклинальном складчато-метаморфизованном комплексе верхнего рифея Нубийско-Аравийского щита и под заведомо кембрийскими отложениями, вскрытыми в ряде районов в глубоких буровых скважинах, южнее цепи Восточного Тавра в Ираке.

На Русской платформе, в западных ее районах, в составе венды выделяют верхнюю валдайскую серию (возраст 570—600 млн. лет), состоящую из песчано-гравелисто-глинистых отложений (с остатками ламинаритов, червей, тралобитоморфных микрофито-планктона и др.) и нижнюю волынскую серию (возраст 650—690 млн. лет), включающую аркозы, гравелиты, тиллитоподобные породы, различные вулканиты. На востоке платформы, ближе к Уралу, к венде относится верхнебавлинская серия песчано-глинистых отложений. Вендская серия залегает на различных горизонтах кристал-

лического фундамента протерозоя и рифея и перекрывается согласно балтийской серией нижнего кембрия.

Опорными пунктами для разработки стратиграфической схемы венда и раннего палеозоя Тавро-Кавказского орогена послужили указанные выше палеонтологически охарактеризованные разрезы. Построенные по ним стратиграфические уровни послужили границами раздела для отграничивания докембрийских или довендских комплексов фундамента. Для возрастной характеристики немых метаморфических толщ приходится пользоваться главным образом радиологическими определениями, однако породы этих толщ довольно часто оказываются вовлеченными в позднейшие процессы тектоно-магматической переработки (нарушающие изотопные соотношения необходимых для датировки элементов—урана, свинца, стронция). При определении возраста кали-аргоновым методом, наложенный метаморфизм приводит к утечке радиогенного аргона и др., к омоложению возраста пород, и, по существу, радиометрическим способом датируется не возраст пород, а тот отрезок времени, в течение которого порода находилась на геонизотерме 300—500°C. Это обстоятельство привело к необходимости определения наряду с изохронным возрастом также реликтового возраста, т. е. возраста тех минералов, которые в процессе омолаживающей тектоно-магматической переработки породы, хотя и несколько деформировались и корродировались, но в виде тени (реликта) сохранили свои основные кристаллографические черты.

Известный к настоящему времени материал по изучению пород метаморфического фундамента и возрастные определения, основанные на методе изохрон и реликтов, позволяют выделить в Тавро-Кавказском сегменте Средиземноморского пояса три разновозрастных комплекса пород, отличающихся друг от друга по типу исходных масс, степени и характеру метаморфизма и др.

А. Дорифейский комплекс представлен в пределах орогенного пояса в основном подметаморфическими супракрустальными гнейсами, а в платформенном обрамлении—чарнокитами, кондалитами и другими породами гранулитовой фации.

Б. *Рифейский комплекс* представлен в основном метаморфическими породами в фации альмандиновых амфиболитов и характерных очковых гнейсов—мигматитов, образующих нередко куполовидные структуры. Исходное вещество этих пород относится к субплатформенным метаосадочным образованиям.

В. *Вендско-кембрийский комплекс* представлен в орогенном поясе почти исключительно филлитовидными метаморфитами (с линзами мраморов и доломитов), а в платформенном обрамлении и по краям срединных массивов—карбонатами и нередко эвапоритами.

Комплекс «А» фиксирует время от позднего архея или раннего протерозоя до конца гудзонско-карельского орогенеза, (1750—1650 млн. лет) охватившего все континенты. К этому комплексу относится часть цоколя той платформы, на которой был заложен Прототетис (Пратетис, по Г. Штилле).

Комплекс «Б» фиксирует время от позднекарельского орогенеза до конца гренвильского орогенеза, охватившего все континенты и длившегося до начала венда—690 млн. лет. Наиболее мощный гранитный магматизм приходится на готскую и собственно гренвальскую эпохи орогенеза.

Комплекс «В» охватывает венд и значительную часть кембрия и фиксирует байкальский складчатый комплекс с абсолютным возрастом складчатости 500—700 млн. лет.

Следует указать, что стратиграфическое расчленение комплексов пород, слагающих выступы метаморфического фундамента, произведено пока недостаточно четко и слабо обосновано, и в ряде случаев из этих массивов приводятся весьма противоречивые данные радиометрических определений возраста пород, особенно когда они основаны на кали-аргоновом методе. Тем не менее удастся выделять из них ряд более или менее однозначных и непротиворечивых данных и использовать их в качестве первых стратиграфических ориентиров. Ниже приводятся эти данные по отдельным массивам метаморфических пород из разных областей Кавказа, Ирана, Анатолии, Балкан.

Мизийская плита и Добруджинский массив—кристаллические сланцы из низов докембрийского фунда-

мента. Возраст (K—Ar)—1670—1850 млн. лет (данные Guisca D., Japovici V., 1967), возраст более высоких горизонтов докембрия—метаморфитов Центральной Европы (альгонкские сланцы), Армориканского массива, Иберийской Мезеты, Западных Альп, Предкарпатья, Добруджы—700—1000 млн. лет (бриовер-пентеврий).

Локский массив (СЗ часть М. Кавказа)—мусковитовый гранит, возраст 1550 ± 200 млн. лет, циркон из этих гранитов—возраст 1200 ± 100 млн. лет, возраст метаморфизма нижней серии пород, представленных в алмандин-амфиболитовой фации 1200 млн. лет, возраст метаморфизма верхней зеленосланцевой серии пород 450—500 млн. лет, возраст метаморфизма герцинского цикла активизации 350 млн. лет (по урано-свинцовому изохронному методу—данные Э. В. Собоновича, И. С. Вердзелашвили, 1978).

Метаморфические породы и гранитоиды Б. Кавказа. Кристаллический сланец из ущелья р. Урух (U—Pb)—изохронный возраст циркона 1250 ± 50 млн. лет (А. И. Тугаринов и др., 1978), пегматоидный гранит из Главного хребта, метод рубидий-стронциевый, возраст 790 млн. лет (И. М. Горохов, 1975), кали-аргоновый возраст гранито-гнейсов Нижнетебердинского массива (секущих серпентиниты)—500 млн. лет, Баденского массива (секущего те же серпентиниты)—450—470 млн. лет (Г. Д. Афанасьев, 1971), кали-аргоновый возраст гранитных галек из юрско-меловых конгломератов Горного Крыма—848—1100 млн. лет (Добровольская, Юрх и Чернов, 1978), филлитов Дзирульского массива—517 млн. лет (Рубинштейн, 1978)¹.

Малый Кавказ (центральная часть). В последнее время по результатам предварительных исследований В. А. Агамаляна, Г. П. Багдасаряна и Р. Х. Гукасяна получены довольно многочисленные определения возраста метаморфических пород центральной части Малого Кавказа в пределах Армянской ССР.

По Агамалян (письменное сообщение), восходя-

¹ В разрезе средней части силура Передового хребта Северного Кавказа известны конгломераты с обломками пород офиолитовой ассоциации (см. Белов, 1979).

щий разрез метаморфических пород докембрия-нижнего палеозоя Армении представляется в следующем виде:

**1. Среднепротерозойская группа
(полиметаморфическая)**

1. 1. Гнейсово-парасланцевая подгруппа.

- 1. 1. 1. Формация гранито-гнейсов цоколя. Видимая мощность—1500 м.
- 1. 1. 2. Формация пятнистых двуслюдяных сланцев. Мощность—500 м.
- 1. 1. 3. Формация турмалиновых мусковит-кварцитовых сланцев. Мощность—490 м.
- 1. 1. 4. Формация черных графитистых сланцев. Мощность—150 м.

1. 2. Подгруппа ортоамфиболитов.

Ортоамфиболиты с пачками парагнейсов, кварцитов и линзами серпентинитов и мраморов. Мощность—1800 м.

2. Верхнепротерозойская группа (зеленосланцевая)

- 2. 1. Формация филлитов. Мощность—500 м.
- 2. 2. Формация метавулканитов.
 - 2. 2. 1. Субформация порфиритоидов. Мощность—600 м.
 - 2. 2. 2. Субформация порфириоидов. Мощность—350 м.
- 2. 3. Карбонатная формация. Мощность—550 м.

3. Нижнепалеозойская группа (аспидная)

- 3. 1. Подгруппа доломитов и кварцитов.
 - 3. 1. 1. Формация доломитов. Мощность—90 м.
 - 3. 1. 2. Формация кварцитов. Мощность—80 м.
- 3. 2. Подгруппа темноокрашенных терригенных пород (ордовик-силур?).
Аргиллиты, полосчатые кремнистые алевролиты, филлиты. Мощность 650 м.

² Прототипом первых двух групп являются сланцы Арзаканского массива, а третьей группы—сланцы Центрального Зангезура в районе гор. Каджаран.

Рубидий-стронциевым методом из Арзаканского массива определены (предварительное сообщение): возраст турмалинового микрогнейса из низов формации I.1 у сел. Арзакан—1265 млн. лет, хлоритового диафторита (по гранат-двуслюдяному сланцу) из окрестностей сел. Бжни—844 млн. лет, метааркозовых филлитов у сел. Арзакан—828 млн. лет, 740 млн. лет и 600 млн. лет из разных горизонтов метаморфической толщи, гранит-мигматиты из участка Арзакан-Бжни—660 млн. лет, диафторизованного пироксен-кварц-полевошпатового гранулита из ортоамфиболитов Апаранского участка Арзаканского массива, пересекающихся серпентинитами—689 млн. лет. По метаморфическим сланцам разных районов Армении указанные авторы приводят также рубидий-стронциевые датировки, свидетельствующие о проявлениях процессов повторного метаморфизма этих пород в палеозое (датировки 566, 551, 493, 404, 387, 358, 344, 343, 293, 282, 275, 291, 254 млн. лет) и частично—в мезозое (195 и 178 млн. лет).

Центральный Иран—определение рубидий-стронциевым методом (в лаборатории Кроуфорда) возраста слюдяных сланцев (с гранатом, дистеном и силлиманитом) из комплекса Саркух района Биабанак-Бафк—1307 млн. лет, слюдяного сланца из комплекса Бонех-Шуроу (гнейсы, кварциты, мраморы, слюдистые сланцы)—1075 млн. лет, гранитов «Серид», прорывающих комплекс Бонех-Шуроу—681 млн. лет (Гампур, 1974). Все эти формации несогласно перекрываются отложениями инфракембрия. Далее следуют датировки: 561—565 млн. лет хлоритовые сланцы формации Ташк, 505—541 млн. лет—анатектические граниты из зоны ультраметаморфического комплекса (с мигматитами и гранито-гнейсами) Чепедони (Хушманд-заде, 1969), 595—750 млн. лет—галениты из стратиформного месторождения Кушк, между городами Керман и Саганд (Хикриде и др., 1962). В работе Ж. Стампли (1978) указывается возраст метаморфических сланцев Горганского пояса фундамента, отделяющего Восточный Эльбурс от юго-восточного Каспия, 1200 млн. лет.

Таким образом, приведенные выше датировки докембрийских образований указывают на рифейско-вендский и отчасти кембрийский возраст магматических и

метамагматических пород кристаллического фундамента Тавро-Кавказской области (от 1250—1350 млн. лет до 600—500 млн. лет), который, вероятно, располагается в основном на нижнепротерозойском кристаллическом комплексе Евро-Африканской мегаплатформы (кратона) и, возможно, отчасти на коре субокеанического или океанического типа. По мнению ряда исследователей, последний тип фундамента был унаследован рифейскими, вендскими и палеозойскими геосинклиналями северного (Кавказского) пояса Средиземноморского орогена.

Остановимся теперь вкратце на характеристике основных этапов истории тектонического развития Тавро-Кавказской области.

3. 1. *Добайкальский период.* В современной литературе, посвященной стратиграфии и тектонике древнего докембрия, довольно обоснованно и прочно укоренилось представление о том, что к началу среднего протерозоя в результате мощных и длительных орогенических движений (карельский, гудзонский, катангский циклы тектономагматической активности) произошла огромного масштаба кратонизация геосинклинальных областей. Кульминация этого события приходится к промежутку времени 1650—1750 млн. лет (возраст свиты Фарузил с водорослями *Collenia* в Сахаре и возраст полиметаморфизованных гнейсов Мизийской плиты и Добруджы), когда платформенные области континентальной коры имели максимально высокий уровень стояния. В работе В. Е. Хаина (1971) формирование Афро-Аравийской платформы, как единой планетарной структуры, относится к этому времени. На юге Русской платформы к этому среднепротерозойскому тектономагматическому циклу относятся саксаганиды и нововолыниды (возраст 2100—1700 и 1700—1500 млн. лет), перекрытые овручской серией (рифей). Целый ряд массивов глубоко метаморфизованных пород (гнейсы, амфиболиты, мраморы и др.) в Средиземноморском поясе с той или иной достоверностью также относится к добайкальскому циклу. Присутствие доверхнерифейских метаморфитов считается точно установленным для Добруджы, Памира, Афганистана, Ирана и Предкавказья. Возможно, к этому циклу относятся также ядра неко-

торых срединных массивов Анатолийско-Иранского пояса, переработанные при байкальском или герцинском орогенезе.

Одной из возможных моделей реконструкций коры в рассматриваемой области для доверхнерифейского (догренивильского) периода в свете указанных данных о распространенности древних гранитоидов и амфиболитов является более или менее сплошная континентальная мегаплатформа, объединяющая Восточно-Европейскую и Афро-Аравийскую платформы и систему древних внутренних микроплатформ (микроконтинентов) Средиземноморской геосинклинали. Последняя возникла частично на этой платформе после завершения гренивильского орогенеза, наиболее мощные проявления которого, судя по гранитному магматизму, имели место примерно 930—1010 млн. лет тому назад.

Океаническая модель первоосновы Средиземноморской геосинклинали была предложена М. В. Муратовым (1967). Она воспроизводится с определенными изменениями М. Такином (1972), который считает, что Афро-Аравийская платформа в течение мезозоя постепенно перемещалась на север к Евроазиатской платформе, и вследствие этого Тетис оказался существенно суженным. Промежуточную модель защищают другие авторы, которые считают, что первооснова Средиземноморской геосинклинали (Прототетис) представляла собой чередование разнородных коровых структур—микроконтинентов, океанских впадин и плит, окраинных морей, островных дуг и др. Мы придерживаемся последней (третьей) модели, называемой геосинклинально-океанической (А. Моссаковский, А. Белов и др.). Наша точка зрения основана на теоретической посылке о том, что геосинклинальные пояса как зоны концентрации напряжений и больших деформаций должны приурочиваться к областям перехода от континентальных платформ к океаническим платформам, отличающимся существенной неоднородностью внутреннего строения, наличием крупных разрывных нарушений и большими перепадами отметок рельефа и силы тяжести.

3. 2. *Байкальский этап.* Как уже указывалось, к байкальскому тектоническому циклу относятся выходящие спорадически в различных районах Балкан, Кавка-

за, Анатолии, Ирана и Аравии метаморфические комплексы, имеющие возраст порядка 1000—500 млн. лет. Как отмечает В. Е. Хаин, байкальскому циклу предшествовал здесь гренвилльский тектоно-магматический цикл, имевший планетарное выражение. Байкальский цикл завершался в несколько растянутом виде, в промежутке времени от позднего венда до середины или местами до конца кембрия.

Породы верхних частей байкальского фундамента, относимые к зеленосланцевым метаморфитам, с широким участием аповулканических разностей, имеют в альпийском поясе Средиземноморского орогена практически повсеместное распространение, в ряде мест они датированы как венд и кембрий. На этом основании делается вывод о том, что так же, как и в рифейское время, в венде-нижнем кембрии во всем Средиземноморском поясе на огромных пространствах существовали довольно однородные и однотипные условия осадконакопления, метаморфизма и тектонической переработки коры. Так же, как и в рифее, Средиземноморский вендский Тетис имел геосинклинально-океанический тип развития.

В результате байкальского орогенеза произошла дальнейшая кратонизация геосинклинали на больших пространствах, и на месте бывших океанических областей образовалась континентальная кора. По мнению В. Е. Хаина, в середине кембрия континентальную кору имела вся Средиземноморская геосинклиналь.

Приведенные выше данные показывают, что довольно существенную роль в заполнении байкальских бассейнов имели вулканогенные образования, преобразовавшиеся позднее в широко распространенные здесь зеленосланцевые метаморфиты. Представление об океанической природе байкальских бассейнов дает основание связывать проявления вулканизма в них с островными дугами, срединноокеаническими хребтами и обычными вулканическими архипелагами, а источником терригенного материала считать как эти сооружения, так и сиалический фундамент и микроконтиненты.

Со времени замечательных исследований Н. С. Шат-

ского (1932) байкальский орогенез считается одним из общепланетарных проявлений диастрофической активности Земли и кратонизации геосинклиналей. Можно представить, что в конце байкальского орогенического этапа пространство от Аравийской платформы до Русской платформы представляло чередование низкогорных цепей, обширных межгорных равнин, окраинных морей и морских троговых впадин, унаследованных или деструкционных.

В современной структуре Тавро-Кавказского орогена наиболее крупными реликтовыми элементами байкальского фундамента являются Лутский, Зенджанский, Ванско-Урмийский, Галатский, Битлисский, Боллу-Дадайский, Ардаганский, Закавказский массивы, некоторые выходы в области Б. Кавказа.

В. Е. Хаин полагает, что досилурийский офиолитовый шов, протягивающийся вдоль северного склона Б. Кавказа в Копетдаг и Северный Памир, является границей Гондваны и Евразии для конца байкальского этапа.

Особенностью структурного плана байкальского и более древних тектонических комплексов рифея в рассматриваемом сегменте Средиземноморского пояса является их антикавказское (уральское близмеридиональное) простирание. Этот факт, насколько нам известно, впервые отразил на составленных им картах и схемах Анатолии, Армянского нагорья и Кавказа Ф. Освальд (1912). По всей вероятности, элементы антикавказской ориентации структур, наблюдающиеся в строении фанерозойского чехла этих же областей, являются, очевидно, отражением плана антикавказских структур докембрийского фундамента. В частности, кулисообразное строение дуги Малого Кавказа с антикавказским простиранием целого ряда довольно крупных структур (антиклинориев с периклинальным окончанием и синклинориев с центриклинальным окончанием) являются отражением структурного плана байкальского фундамента (это отчетливо выражено, например, в альпийском чехле Арзакан-Апаранского байкальского массива). Возможно, этим же объясняется антикавказское

простираение целой серии структур в пределах северного склона восточной половины Б. Кавказа и наличие сильного пережима между миндалевидными в плане поднятиями Западного Кавказа и Восточного Кавказа. Отметим в этой связи, что некоторые линеаменты, выделяемые в северной половине Анатолии и в Понтидах, протягиваются отсюда в СВ направлении в район указанного пережима (между Центрально-Абхазским и Дзирульским массивами).

3. 3. *Каледонский этап.* По интенсивности тектономагматических процессов каледонский этап существенно уступает как байкальскому, так и герцинскому этапам и, по меткому выражению В. Е. Хаина, отличается *вялым* типом геосинклинального развития, сравнимым с парагеосинклинальным типом развития. В течение среднего-верхнего кембрия, ордовика и силура на байкальском фундаменте неравномерно накапливались песчано-глинистые и отчасти известковистые отложения платформенного или миеосинклинального типа относительно небольшой мощности; сколько-нибудь значительных проявлений магматизма не отмечено, многие районы платформы находились выше уровня моря и размывались. В Центральном Иране и в системе Эльбурса и в Ванско-Урмийской области (ЮВ Арарата) к каледонскому этапу относится мощная выдержанная формация Мила (средний кембрий-ордовик), сменяющаяся кверху в районе Кермана и Шифгешта формацией Ниур (силур). В бассейне среднего Аракса и южнее, в районе городов Маку и Хой, по-видимому, тот же разрез—формация Мила, а выше нерасчлененные отложения ордовика-силура-девона (по Калафатчи-оглу). В ядре М. Кавказа к кембрию-силуру с некоторой условностью относятся две свиты пород—верхняя, аспидная, состоящая из аргиллитов, алевролитов и филлитов, мощностью 650 м и нижняя, состоящая из доломитов и метакварцитов, мощностью 170 м (в районе гор. Каджаран). В северной Анатолии отложения каледонского этапа широкое распространение имеют в системе Понтид и вблизи Североанатолийского разлома. В районе Болу к нему относится формация Чюкур-

вирен (силур, нижний девон), залегающая трансгрессивно на метаморфитах байкальского фундамента, в районе Эрегли—Зонгулдак формация Гамзафакили (силур), в районе Амасни—формация Инкум (силур), в Дадайском массиве—свита черных сланцев и кварцитов (ордовик-силур), подстилаемая кембрийскими терригенно-кремнистыми отложениями с базальными конгломератами, лежащими на метаморфитах докембрия. Восточнее, в районе Байбурта, известны лишь выходы отложений перми (известняки, сланцы и кварциты—Кетин, 1950), в основании которых предполагается фундамент байкальского возраста, а южнее Арарата, в районе Баязета, известны выходы перми, карбона и девона (формация Айбейдаг), под которыми, возможно, находятся отложения нижнего палеозоя (Сайдамар М, 1970).

В Армянском Тавре к комплексу кембрия-силура относятся песчано-глинистые сланцы, граувакки и отчасти известняки, слагающие формацию Саричичак и Коджаосман в районе Касимлара (Дюмонт, 1973), Чалтапе и Сабова в районе Сейдшехира (Мано и Пеан, 1970), Овагик, Егрипинар, Хырманлы и Караяр в районе Силифке (Демирдашли, 1974), формации Дегирмендар, Армутлидере, Халитяйла, Пушку-тепе, Йохарияйла в районе Пинарбаши (Демирдашли, Озгюл, 1979), причем здесь почти повсеместно фиксируется трансгрессивное залегание силура на ордовике и, по-видимому, также на кембрии.

В области Большого Кавказа нижнепалеозойские отложения имеют крайне ограниченное распространение. За последние годы были отмечены некоторые факты (находки криноидей в древних сланцах), указывающие на вероятную принадлежность большинства метаморфических сланцев ядра Б. Кавказа к герцинскому этапу.

На юге в системе Загроса, в ее юго-западной карбонатной миогеосинклинали, выделяется довольно мощный комплекс палеозойских отложений, которые сверху переходят согласно (?) в мезозой, а последний—в

кайнозой и испытывают складчатость лишь в миоцене (Штёклин, 1974).

Каледонский комплекс отделяется от вышележащего герцинского комплекса отсутствием морского нижнего девона почти по всему Ирану (исключая восточную часть Центрального Ирана, где развита нижнедевонская формация Падеха, перекрытая доломитами формации Сибзар), развитием пород на этой границе в фации «олдред», но обнаруживаются между ними непрерывные связи в Понтидах, хотя и здесь кое-где отмечается несогласное залегание ордовика на более древних докембрийских отложениях. На востоке к этому рубежу относится возникновение антиклинального кристаллического ядра Гималаев.

Х. Флюгел, опубликовавший специальную статью по палеозою Анатолии, склонен думать, что каледонский орогенез с различной интенсивностью дислокаций охватил весь юго-западный край Анатолийско-Иранского субконтинента (цит. по Белову, 1979).

В целом представляется, что в каледонском этапе краевые зоны Анатолийско-Иранского субконтинента, занятые ныне цепями Загроса, Тавра, Понта, М. Кавказа и Эльбурса, представляли собой парагеосинклинальные прогибы, а сам этот пояс на значительной площади был либо областью размыва (срединные массивы), либо областью накопления отложений платформенного типа (бесформенные бассейны осадконакопления между срединными массивами с байкальскими ядрами и парагеосинклинальными краевыми зонами).

Предполагается, что в каледонском этапе до середины силура в Средиземноморском поясе имели место процессы рифтообразования и спрединга, приведшие к образованию троговых и щелевых структур с корой океанического и субокеанического типов. А. А. Белов (1979) считает, что в ордовике продолжали прогибаться унаследованные трог с океанической корой—Южные Карпаты, Восточная Сербия, Стара Планина—и возникли новые зоны с океаническим же типом жоры путем деструкции—Альпы и Б. Кавказ. М. Г. Ломизе (1980) рассматривает альпийскую геосинклиналь Б. Кавказа как структуру растяжения (раскрытия), возникшую с начала лейаса на симатической основе.

3. 4. *Герцинский этап.* Отложения этого этапа имеют в Тавро-Кавказской области довольно широкое распространение, датированы основательно и позволяют во многих случаях вполне убедительно реконструировать историю соответствующего периода тектонического развития. Этот вопрос детально был изучен А. А. Беловым (1979).

В узком смысле герцинский этап охватывает в рассматриваемой области средний-верхний девон и карбон, а в некоторых тектонических зонах также нижний девон, пермь и триас.

Как уже указывалось, в каледонском этапе, вдоль центрального пояса Анатолийско-Иранского субконтинента, выступала цепь срединных массивов—крупных глыб байкальского фундамента, несколько переработанных и палингенно изменившихся. Аналогичное поднятие байкальского фундамента существовало в области Межгорного Закавказья. Максимальные прогибания каледонского этапа, наметившиеся по обе стороны Анатолийско-Иранского субконтинента—на юге вдоль северного края Аравийской платформы, а на ССВ вдоль полосы Понтиды—Малый Кавказ—Эльбурс, в герцинское время, приходятся в большинстве случаев на те же зоны. Это довольно мощная толща карбонатных пород и шламовых сланцев девона и карбона в Понтидах и зоне Северо-Анатолийского разлома (районы Болу, Амасия, Карадере), в бассейне Среднего Аракса, в системе Эльбурса (в разрезах Зайгун, Солтание, Карадж-Чалус, Джейруд-Лалун и др.), в Антиэльбурсе, западнее последнего в районе Хой—Мак—Баязет, причем в этих районах в большинстве разрезов средний девон трансгрессивно перекрывает формацию Мила на уровне кровли среднего кембрия³. В системе Тавра и юго-восточной Анатолии отложения герцинского этапа представлены в основном доломитами и известняками

³ В сводке Э. Демирдашли (1979) для района гор. Маку для палеозоя указывается следующий восходящий разрез: формация Мила (известняки и сланцы среднего кембрия); формация Джейруд (известняки, сланцы и песчаники девона), формация Мебарак (известняки и сланцы карбона), формация Рутех (известняки и песчаники) с крупным перерывом перед девоном и перед пермью.

значительной мощности, перекрытыми трансгрессивно отложениями перми и триаса. Вулканиды отмечены в девоне и перми. Севернее, в Центральной Анатолии, широко развиты, как и в Понтидах, пермские известняки и терригенные, частью континентальные, образования. Кое-где под ними отмечены известняки верхнего карбона, еще ниже отложения визе с растительными остатками (район Анкары и др.).

В системе Загроса, как указывалось ранее, имеется мощный комплекс согласно (?) пластуемых отложений палеозоя, мезозоя, палеогена, миоцена.

По северному краю Анатолийско-Иранского субконтинента, в системе Понтиды—Малый Кавказ—Эльбурс, намечается вулканическая дуга пермо-карбонового времени. Выходы пермских вулканидов в разрезе массива Болу, нижнекарбоновых вулканидов Храмского и Дзирульского массивов, а также пермских вулканидов в районе Каджарана и в пограничной зоне между Эльбурсом и Южным Каспием, в районе гор. Решт, а также встречающиеся в базальных конгломератах нижнего лейаса гальки кварцпорфировых игнимбритов в пределах Локского, Ахумского и Асрикчайского массивов отмечают эту дугу. В этой же дуге в пределах указанных массивов, сложенных метаморфическими породами байкальского фундамента, встречаются довольно крупные массивы микроклиновых гранитоидов, трансгрессивно перекрывающихся нижним лейасом. Радиологический возраст этих гранитоидов в пределах Дзирульского, Локского, Арзаканского массивов составляет 320—370 млн. лет. В этом же поясе встречаются довольно часто метаморфические породы того же карбонового возраста. К карбону же (нижнему) относятся ультрамафиты вблизи гор. Мешхед, размещенные в известняково-песчано-сланцевой толще северного склона восточного сегмента Эльбурса. Здесь в карбоновых отложениях отмечаются 15 различных пластообразных тел мощностью от 3—5 м до 60—70 м. В работе Б. Маджиди (1979) сообщается, что в основной (по массе) внутренней части этих тел породы имеют полнокристаллическую структуру и относятся к верлитовой фации. За верлитовой фацией ультрамафитов следуют породы долеритовой фации мафитов, причем в зоне перехода наблюдаются яв-

ления дифференциации и расслоения, а в краевых частях залегают мафит-ультрамафитовые породы, имеющие стекловатую структуру и обнаруживающие сходство с толеитами (по мнению указанного автора, карбоновые ультрабазиты Мешхеда могут сопоставляться по составу и условиям залегания с архейскими ультраосновными лавами Канады и Южной Африки).

Следует подчеркнуть, что над вулканитами указанного палеозойского пояса располагаются последовательно снизу вверх вулканиты юры, мела и палеогена. Это Северные Понтиды, Аджаро-Триалетская система, Прикуринская зона Малого Кавказа и Талыш. Вся эта область может быть охарактеризована как эпизвгеосинклинальная.

Некоторые массивы герцинских ультрамафитов отмечаются также в Центральной Анатолии и Центральном Иране (Абовян, 1979). Гранитный магматизм герцинского цикла в последних двух районах связывается с активизацией срединных массивов типа Голпайганского, Галатского, Эгейского, Родопского и др. По данным М. Костица (1979), герцинские граниты имеются в Понтидах (небольшие массивы в бассейне р. Чорох, в Гюмушхане и Гиресуне) и значительно шире развиты вдоль горных сооружений побережий Черного и Мраморного морей, где они размещены в сланцах кембрий-докембрия и отчасти силура-карбона. Ряд массивов герцинских гранитоидов размещен в Битлисских (Сасунских) горах.

Таким образом, если правильны наши представления об эпизвгеосинклинальном поясе Горного Закавказья, то положение его должно фиксировать границу между эпибайкальским поднятием Анатолийско-Иранского пояса и пояса Межгорного Закавказья или, вернее, Черноморско-Южнокаспийского пояса.

Герцинский геосинклинальный тип развития в типичном выражении представлен в области Б. Кавказа и Скифской плиты, т. е. в океанической области между докембрийской континентальной корой Межгорного Закавказья и докембрийской Русской платформой.

В области Скифской плиты под пологим чехлом красноцветных терригенных отложений перми залегает мощная (3—4 км) толща песчано-глинистых и частично

кремнисто-вулканических метаморфизованных пород девона—нижнего-среднего карбона, прорванная гранитоидами. Такая же картина наблюдается в области Мизийской плиты (купола, по Е. Бончеву), составляющей юго-западный угол Русской платформы.

Большой Кавказ герцинского времени подразделяется на две основные зоны—северную эвгеосинклинальную с широким развитием мощных вулканитов девона и интрузий гранитоидов и офиолитов и южную—миogeосинклинальную, отмеченную, в частности, мощной дисской серией отложений от силура или среднего девона до триаса включительно. Высказывалось также соображение о природе кристалликума Б. Кавказа как продукта энсиматической герцинской геосинклинали (Чесноков, 1980).

В последнее время получило некоторое распространение представление, согласно которому миogeосинклинальная зона западного склона Урала является продолжением герцинид Скифской плиты и Степного Крыма, а эти герциниды в свою очередь считаются продолжением герцинид, окаймляющих со стороны Черного моря Мизийскую платформу. Ю. Вильзер (1928) объединял Донбасс и угленосный палеозойский бассейн Западных Понтидов в единый бассейн.

Гранитно-метаморфический субстрат Б. Кавказа оформился, по мнению большинства исследователей, в результате замыкания байкальской геосинклинали, а существовавший здесь остаточный бассейн с корой океанического типа закончил свое существование в силуре. Наиболее мощные орогенические движения имели место в герцинском Кавказе перед намюрским веком и сопровождались крупными надвигами и шарьяжами, а в конце палеозоя образовались довольно крупные гранитоидные интрузивы, мощные континентальные моласы и вулканогенные толщи.

Обзор всех имеющихся данных показывает, что в большинстве районов Тавро-Кавказской области в средне-верхнепалеозойское время интенсивный орогенез имел место в середине карбона и завершающая складчатость приходится здесь на судетскую и астурийскую фазы. В то же время существовали зоны сильного прогибания и мощного осадконакопления, начавшегося в

середине девона или ранее, в которых складкообразование завершилось в конце триаса (Сванетская геосинклиналь на южном склоне Б. Кавказа).

В предыдущих наших работах было показано, что областью сноса терригенного материала для средне-верхнедевонского бассейна, расположенного к югу от оз. Севан, был Закавказский (Рионско-Куринский) срединный массив, выступавший в то время в виде низкого широкого поднятия, расчлененного на ряд глыбовых поднятий и прогибов. Этот же массив питал терригенным материалом Сванетский бассейн на севере. Новые исследования показали (Г. Б. Нисанян, 1980), что в широко распространенных в среднем-верхнем девоне Армении кварцевых песчаниках (метакварцитах) 70% зерен кварца в поляризованном свете не обнаруживает характерного для зерен кварца из кристаллических сланцев волнистого угасания. Отсюда делается вывод, что кварц в указанных песчаниках заимствован из неметаморфизованных гранитных массивов и, следовательно, в Закавказском срединном массиве должны существовать неметаморфизованные граниты байкальско-каледонского возраста. Возможно, «розовые» и «серые» граниты Дзирульского, Храмского, Локского массивов (с возрастом 315—330 млн. лет) являются омоложенными производными гранитных интрузивов байкальско-каледонского тектонического цикла, на что, вероятно, указывает возраст сохранившихся в них реликтово-тенивых цирконов на уровне 1000—1500 млн. лет. Заслуживают большого внимания для палеофациального анализа также гранитные гальки в диком флише палеоцена и нижнего сенона в бассейнах рек Азат и Чатма (Двин), заимствованные, по всей вероятности, из выступов кристаллического фундамента Ераносского хребта по левобережью р. Азат.

Вместе с этим сопоставление палеозойских отложений Зангезурской зоны с одновозрастными отложениями Среднеараксинской зоны показывает, что в обоих районах палеозойские толщи прошли самые ранние стадии регионального метаморфизма: в Араксинской зоне—парагонитовую стадию, в Зангезурской зоне—более глубокую пироксилитовую стадию. С этим согласуются факты перехода кварцевых песчаников в обоих районах

в массивные кварциты, известняков в мраморы (известные черные мраморы девона в Араратской долине), углистых образований в графитоносные сланцы и др.

В заключение следует указать, что палеозойские отложения бассейна Среднего Аракса на широте Малого Арарата довольно круто поворачивают с северо-запада на запад и прослеживаются севернее среднекембрийского выступа Маку на Восточный Баязет (Догубаязид) и уходят в западном направлении под миоценовые отложения и плиоплейстоценовые лавы района Арчеш—Эрзерум. Ордовик-силурийские (с граптолитами) и девонские песчано-глинистые толщи и средне-верхнепермские известняки (с фузулинидами и водорослями), минуя с севера Галатский массив, прослеживаются далее на ЗСЗ к Токайскому массиву и к гор. Амасия (новые данные А. Калафатчи-оглу, 1978). Ордовикские и девонские отложения этих районов идентичны отложениям того же возраста Западных Понтид—Зонгулдакского угольного бассейна. Нам представляется, что в грубом приближении может быть выделен ордовикско-пермский миогеосинклинальный пояс от Западных Понтид в Центральную и Северную Анатолию и далее через районы Диядин—Баязет в долину Среднего Аракса и северо-западного Эльбурса, причем ССВ граница пояса может маркироваться южными ветвями Североанатолийского офиолитового пояса, во всяком случае от гор. Ерзика до массива г. Арарат и далее по Араратской долине в бассейн р. Веди и р. Джагри и в район городов Джульфа и Ордубад (зона Даррыдагских дислокаций). Внутри этой зоны находятся мощные толщи (более 1550 м) графитизированных филлитов и известковистых сланцев долины Среднего Аракса, подстилающие отложения эйфельского яруса (по данным бурения, у сел. Садарак в долине Среднего Аракса).

3. 5. *Киммерийский этап.* В традиционном понимании он занимает место между герцинским (D—C—P) и особенно альпийским (K_2 —P—N—Q) тектоническими циклами Западноевропейской схемы. В настоящее время установлена крайняя лабильность границ между тектоническими циклами, и это особенно чувствительно выражено в Тавро-Кавказской области. Здесь на крайнем севере области, в Причерноморских районах, триас

и нижняя юра едины в своем развитии (таврическая формация Крыма и востока Старой Планины), триас залегает трансгрессивно на перми и более древних отложениях; на южном склоне Б. Кавказа, в Сванетской геосинклинали едины девон, карбон, пермь и триас, и завершающая складчатость приходится здесь на конец триаса; в Араксинском поясе Армении едины пермь и триас, пермь залегает с перерывом и местами с угловым несогласием на карбоне, завершающая складчатость приходится на конец триаса (угленосные отложения норийского яруса в бассейнах рек Веди и Ехегис), хотя более мощный орогенез имел место в середине карбона. Эта же картина повторяется во многих районах Анатолийско-Иранского субконтинента.

На примере Сванетской геосинклинали можно утверждать, что складчатость в конце триаса должна относиться не к киммерийскому циклу по формальному признаку, а к герцинскому циклу по эволюционному признаку, поскольку здесь в течение всего девона, карбона и перми в едином прогибе непрерывно накапливается толща морских мелководных отложений (отчасти вулканитов в девоне) мощностью 7 км и в конце триаса процесс прогибания приостанавливается, начинаются восходящие движения, геосинклиналь замыкается, оставляя на своем месте складчатое альпинотипное сооружение. На Б. Кавказе рэтский ярус отсутствует повсеместно, а лейас залегает трансгрессивно на различных горизонтах триаса, палеозоя и докембрия. В тыловых частях южных краевых цепей (Загрос, Тавр) триас пластуется с пермью и лейасом согласно. Во внутренней части Анатолийско-Иранского пояса триас и пермь образуют единый комплекс, и чаще пермь залегает трансгрессивно, а триас включает угли паралического и лимнического типов. В Западных Понтидах верхнепалеозойские терригенно-угленосные лимнические отложения среднего-верхнего карбона, залегающие на отложениях силура-нижнего карбона, перекрываются несогласно красноватыми молассами перми (без угловых несогласий, но с перерывом между визе и намюром и внутри верхнего палеозоя).

В. Е. Хаин (1970) определяет киммерийский этап развития в рамках триаса, юры, нижнего мела; А. А. Бе-

лов в недавней работе (1979) к киммерийскому этапу относит также пермь, учитывая тектоническое единство в большинстве районов Средиземноморского пояса отложений перми и триаса.

Учитывая приведенные выше обстоятельства, мы считаем возможным отнести с определенной условностью пермотрiasовый комплекс к герцинскому (позднегерцинскому) этапу, а к киммерийскому (новокиммерийскому) этапу, в узком смысле понятия, отнести юрский и нижнемеловой комплексы отложений.

Здесь уместно вспомнить формулу Э. Байера (1940) о том, что «каждая мульда имеет свою историю».

Как уже указывалось, герцинский этап завершился в Средиземноморском поясе, в среднем-верхнем карбоне, а Тавро-Кавказская область к концу этого этапа приобрела существенно платформенные черты структуры, за исключением разве зоны Сванетской эвгеосинклинали, которая, располагаясь на южном склоне Б. Кавказа на границе с Закавказской плитой, продолжала свое существование непрерывно до перми и триаса включительно. На востоке и юго-востоке эта геосинклиналь охватывала бассейны Южного Каспия и далее продолжалась в Копетдаг, Северный Афганистан, Памир, Внутреннюю Монголию, Сихотэ-Алинь. На западе в результате герцинского орогенеза оказались спаянными Европа и Африка со сплошной корой континентального типа.

После герцинского цикла в перми наметились крупные расколы континентальной коры Гондваны, Омана, Загроса, Анатолии. Согласно палеомагнитным реконструкциям Ш. А. Адамия с соавт. (1980), А. А. Белова с соавт. (1980), в это время обособился, отколовшись от Гондваны (Аравийской платформы), Иранский микроконтинент (плита), северная граница которого простирается до офиолитового пояса Малого Кавказа. Следующая фаза крупных расколов происходит сразу после нижнего триаса (отложения с Halobia), в результате которых образуется пояс авлакогенов, прослеживаемый до конца триаса от Омана вдоль внешних дуг Загроса, Восточного Тавра, Западного Тавра в зону Пиндос в Эллинидах (юго-восточная Албания). По мнению П. Скандони (1975), раскрытие зоны Пиндос отмечает начало мезотетиса с океанической корой (вос-

соединение Иранской и Аравийской плит произошло, по мнению Дж. Штёклина, в маастрихте между Загросом и Тавром). Указанный триасовый авлакоген характеризуется накоплением пелагических отложений, шаровых лав, своеобразных розовых аммонитовых известняков, радиоляритов. По некоторым данным, здесь предполагается также наличие небольших выходов пород офиолитовой ассоциации триасового возраста.

Во внутренней зоне Анатолийско-Иранского континента выходят кое-где породы байкальского фундамента, который здесь, как и на Аравийской платформе, на больших площадях покрыт несогласно отложениями инфракембрия, рассматриваемыми как накопления позднеорогенного этапа развития байкальских геосинклиналей. Пермотриасовый комплекс во многих внутренних районах Анатолийско-Иранского пояса залегает непосредственно на инфракембрии и более древнем асинитском фундаменте. Севернее, ближе к р. Аракс, в самой долине ее, под пермо-триасом залегают отложения нижнего-среднего карбона (кое-где угленосного), верхнего и среднего девона, силура, ордовика. В частности, таковы разрезы в зоне Баязет—Маку—Джюльфа—Казвин. Эта зона с довольно полным разрезом палеозоя нами рассматривалась как миеосинклиналь и в известном смысле противопоставлялась Антикавказскому поясу, отмеченному вулканитами верхнего палеозоя (девон, карбон, местами пермь), гранитоидами карбона (Храмский, Локский, Арзаканский массивы), проявлением регионального метаморфизма в среднем-верхнем палеозое (Ахумский массив, Центральный Зангезур и др.).

В южной цепи мегантиклинория Загроса, Тавра, Эллинид имеется ряд перерывов в разрезах как перми, так и триаса, и в большинстве случаев пермо-триас залегает несогласно на более древних отложениях.

Вообще же следует отметить, что возникшие в триасе или пермо-триасе (там, где они связаны постепенными переходами) на основе герцинской квазиплатформы Тавро-Кавказской области геосинклинальные трогги или авлакогены носят характер регенерированных мегаструктур (в понимании Г. Штилле). На севере—это система трогов, простирающаяся от северо-восточ-

ной части Старой Планины и Добруджи в Крым и Предкавказье (терригенные образования флишеидной или аспидной формации, кое-где с вулканитами). На юге, в поясе Динарид—Эллинид—Таврид—Загроса—Гималаев, как уже указывалось, триас нередко связан с пермью постепенными переходами и постепенно же (во многих случаях) переходит в юру, причем все они представлены в основном в мелководной карбонатной фации. В конце триаса повсеместно происходит поднятие области, регрессия, замыкание трогов (минитеосинклиналей, по В. Хайну), складчатые дислокации, причем по периферии этих трогов образуются передовые прогибы, заполняющиеся морскими молассами или местами континентальными угленосными отложениями.

Начало юры знаменуется обширной трансгрессией, крупными опусканиями, вулканической активностью, образованием системы геосинклинальных трогов и авлакогенов. На севере области—это геосинклиналь Большого Кавказа, которой на западе Средиземноморского пояса отвечает Пеннинский прогиб Альп, кулисообразно расположенный к ней Горный Крым, а на востоке—Большой Балхан и Копетдаг. В традиционных тектонических построениях нижнеюрская геосинклиналь Б. Кавказа считалась как трог, возникший на синэпической—герцинско-раннекеммерийской квази-платформе, а в работах Ек. Бончева и фон Гертнера она рассматривается как авлакоген (см. Бончев, 1957). В новых геодинамических моделях (Ломизе, 1980) нижнеюрская геосинклиналь Б. Кавказа рассматривается как структура растяжения, имеющая в своем основании базальтовый и еще ниже—мантийно-перидотитовый слой литосферы (энсиматическая геосинклиналь). При этом следует иметь в виду, что по новым данным и некоторым теоретическим соображениям кристаллическое ядро Б. Кавказа (разнообразные кристаллические сланцы, в том числе амфиболиты с остатками морских лилий) представляют продукт энсиматической геосинклинали герцинского возраста.

В середине юрского времени (в бате) в осевой части геосинклинали Б. Кавказа происходит поднятие (частная инверсия, по В. В. Белоусову), которое делит ее на две части—южную, в которой в течение верх-

ней юры-нижнего мела накапливаются флиш и отчасти карбонаты и вулканиты, и северную, в которой накапливаются известняки, доломиты, песчано-глинистые отложения (местами включающие спилиты, диабазы, малые интрузии основных и кислых пород). Южным ограничением геосинклинали служит здесь Закавказский (Рионско-Куринский) срединный массив, а по Ек. Бончеву (1958) Понтический (Черноморско-Дзиркульско-Южнокаспийский) субконтинент.

В центральной части Тавро-Кавказской области в нижнеюрское время возникает Анатолийско-Малокавказская геосинклинальная система. Здесь на юге системы основанием маломощных юрских отложений (тоар, аален, байос, бат, келловей) является многогеосинклинальный складчато-метаморфизованный комплекс девона-триаса (бассейн Среднего Аракса), а на ССВ—позднебайкальский метаморфический комплекс, прорывающие их гранитоиды герцинского цикла, а также маломощные вулканиты девона, карбона, перми, развитые в зоне Североанатолийского разлома, Ардаганского, Дзиркульского и Храмского массивов. В этой зоне, названной нами эвгеосинклинальной (Асланян, 1958), в основании юрского комплекса залегают терригенные и отчасти карбонатные и вулканические образования лейаса, выше которого последовательно и с перерывами залегают мощные вулканические (андезиты, риолиты и др.) и отчасти осадочные (глинистые сланцы, органогенные известняки, доломиты и др.) образования байоса, бата, мальма, неокома, суммарной мощностью 5—6 км. При этом на границе между указанными двумя зонами (многогеосинклинальной и эвгеосинклинальной) располагается узкий шов, в котором отложения верхней юры и неокома выражены в относительно глубоководной и пелагической фации (мергели, аспидные сланцы, аргиллиты, мраморизованные известняки, аповулканиты в зеленосланцевой фации), интенсивно смяты, образуют птигматондные складки и кливажированы. Этот шов протягивается из района гор. Амасия (верховье р. Ахурян) к гор. Степанавану, отсюда в Центральный Зангезур (по полосе Сваранц—Багаберд—Шинжерт) и далее в северо-западный Карадаг в правобережной части р. Аракс. В нем разме-

щен офиолитовый пояс Центрального Загезура, ограничивающий с запада Кафанскую плиту, сложенную полого залегающими вулканогенно-осадочными отложениями средней и верхней юры и неокома, суммарной мощностью порядка 4 км.

Из юрских вулканогенных образований наибольшее развитие имеют андезитового и риолитового состава лавы, пирокласты и субвулканиты байосского возраста, которые протягиваются вдоль всей Сомхето-Карабахской зоны и Кафанской моноклинали и занимают значительные площади также на южном склоне западного Кавказа, причем представляется весьма вероятным, что они на меридиане Тбилиси под чехлом меловых и палеогеновых отложений сплошным полем соединяются с одновозрастными вулканитами Сомхето-Карабахской зоны и Куринской депрессии, где юрские вулканиты пересечены в глубоких скважинах к западу от Талышско-Вандамского меридионального разлома. По представлениям Ш. А. Адамия с соавторами (1980), область развития юрских вулканических образований Малого Кавказа представляет в ретроспективном плане новообразование между Армяно-Иранской плитой на юге и Закавказским срединным массивом (плитой) на ССВ.

Во внутренней зоне Анатолийско-Иранского пояса лейас представлен на западе морскими карбонатными отложениями (красные известняки Галатского массива) и частично песчано-глинистыми образованиями (к этому же типу относятся отложения лейаса на Дзирульском и Храмском массивах), а на востоке—угленосными сероцветными континентальными образованиями, заполняющими многочисленные узкие грабены. В бассейне Аракса, по последним данным (Успенская, 1980), представлены лишь верхние горизонты лейаса, трансгрессивно залегающие вулканогенные отложения верхнего тоара (с Nagrosargas и др.) мощностью 160 м (ложатся на разные горизонты среднего и верхнего триаса) и трансгрессивно же залегающие терригенные образования аалена с характерными двустворчатыми. К верхнему тоару с некоторой условностью относится также мощная толща диабазовых порфиритов в Неграмском ущелье Аракса (абс. возраст по радиометри-

ческим данным 175—185 млн. лет). В рассматриваемом районе бассейна Аракса и восточнее, в системе Эльбурса, за лейасом следует доггер, представленный относительно глубоководными карбонатными отложениями (с *Phylloceras* и *Lytoceras*). На севере в эвгеосинклинальной области Малого Кавказа (Сомхето-Карабахская и Кафанская зоны) эти карбонатные отложения, а также карбонатные отложения верхней юры и нижнего мела перемежаются или фациально замещаются вулканитами среднего и кислого состава. Последние обильно представлены в келловее, оксфорде, кимеридже, титоне, неокоме Сомхето-Карабахской, Присеванской и Кафанской тектонических зон.

Верхнеюрско-нижнемеловые отложения, как уже указывалось, имеют широкое развитие в системе Эльбурса, Б. Кавказа, Понтида, Загроса, Тавра, Эллинида, а также в ряде районов внутри Анатолийско-Иранского пояса. Все они вместе с ниже-среднеюрскими отложениями в той или иной мере охвачены позднекиммерийским орогенезом и интрузированы гранитоидами, образующими довольно крупные массивы (гранитоиды Сомхето-Карабахской зоны, Кафанской зоны, Цахкунского хребта, южного склона Б. Кавказа, Центрального Ирана, Эльбурса, на западе некоторые гранитоиды внутренней Вардарской зоны Динарид-Эллинида и др.). По радиометрическим данным многие из них имеют возраст в пределах 130—170 млн. лет (данные Г. П. Багдасаряна и М. М. Рубинштейна).

Киммерийский орогенез, так же как байкальский и герцинский, завершается не в юре, а в нижнем мелу или просто в середине мела. Так, например, давно известно, что позднекиммерийский орогенез проявляется в восточных Альпах и Карпатах в апте-альбе, на далеком южном склоне Б. Кавказа (в пределах Грузии) в батском веке и в кимеридже-титоне, в восточной части М. Кавказа также перед лузитаном-кимериджем (бассейн р. Агстев) и в титоне (лагунные отложения верхней юры Азербайджана); значительные поднятия происходили в Малом Кавказе также в конце средней юры (перед келловейской трансгрессией); регрессия батского моря отмечалась накоплением угленосных отложений, образованием дельтовых фаций, появлением по-

полупресноводной фауны (Алавердский, Калининский, Иджеванский районы).

Среднемеловой орогенез отчетливо выражен в Сомхето-Карабахской зоне Малого Кавказа. Как уже указывалось, на М. Кавказе конец седиментационного цикла мальма-неокома отмечен молассами (с желваками копала, отпечатками листьев растений, ископаемыми насекомыми), пресноводной или полупресноводной фауной—нижняя моласса с *Corbula*, *Dreissensia*, *Glemertia* и др.). Указанные молассовые отложения, относимые В. П. Ренгартеном (1938) к апту, прослеживаются по северо-восточным предгорьям всего Малого Кавказа (Ноемберян—Кировабад—Шуша—Джебраил) и, как отмечено К. Н. Паффенгольцем (1948), представляют прибрежные образования. Выше за ними следует трансгрессивная свита верхнего альба-сеномана с *Kosmatella* (Гогаранский, Базумский, Иджеванский, Айцдорский хребты, Нахичеванская АССР и др.). Основные проявления позднекиммерийской складчатости и регрессии моря приходятся здесь, по-видимому, на промежуток времени верхний апт (копалоносная свита)—средний (?) альб.

Позднекиммерийские флишевые комплексы в Тавро-Кавказской области начали формироваться в связи с поднятием срединных массивов и частной инверсией геосинклинальных прогибов. Эти комплексы образовались в верхней юре и неокоме во внешних зонах Б. Кавказа, Эльбурса (южные и отчасти северные склоны). В неокоме же образовались флишевые комплексы Пиреней, Альп, в мальме—южные Карпаты. Флишеобразование шире и мощнее проявилось позднее—в сеноне (Тавр, Загрос, Макран, Лут, Оман, Севанская и Ереван-Ордубадская зоны М. Кавказа, северные склоны СЗ Кавказа и ЮВ склоны Б. Кавказа) и в палеоцене-эоцене (Аджаро-Триалетская, Северо-Понтийская, Таврская, Эльбурская, Ереван-Ордубадская, Цахкунк-Зангезурская зоны и др.).

Тектонической эволюции Черноморской области в мезозое посвящена работа Боккалетти, Гочева, Манетти (см. Boccaletti et al., 1974), основанная на сопоставлении и прослеживании изопических зон. По их данным,

изопическая зона Балканского Среднегорья (вместе с подзоной Луда—Камчия) в согласии с геофизическими данными прослеживается в юго-западную часть акватория Черного моря и в районе Стамбула—Босфора сливается по простирацию с Понтидами, причем в состав последних они включают также значительную шельфовую полосу южного Причерноморья от Эрегли до Батуми. В этом отношении точка зрения авторов совпадает с более ранним представлением Г. Штилле (Stille, 1928) о единстве складчатых цепей Балканского Среднегорья, Понтид и Малого Кавказа. Г. Штилле в указанной работе рассматривает Большой Кавказ, Горный Крым и Северную Добруджу как единую систему, выступающую в качестве апофизы Альпийского геосинклинального пояса.

По данным палеогеографических и литологических исследований в области, занятой Черным морем, в верхней юре и нижнем мелу на больших площадях отлагаются мелководные, преимущественно органогенные известняки парагеосинклинальной фации, в триасе, нижней и средней юре флишоидные (нередко со спилитами) и карбонатные образования типа таковых Б. Кавказа, Крыма, Добруджи, Понтид, а в верхнем мелу вулканогенно-осадочный комплекс, обычный для Понтид и Малого Кавказа, а также мергелистые известняки, мергели и органогенные известняки (преимущественно в СЗ части бассейна). В графических построениях названных авторов изопические зоны пересекают косо акваторию Черного моря, соединяя северо-восточную Прикавказскую часть акватории с южными и юго-западными районами Понтид и с Балканами. Офиолиты верхнего мела-палеогена болгарской части шельфа Черного моря они рассматривают как секущие тела, размещенные в тонкой сиалической коре, связывают генетически с процессом мультиспрединга, начавшегося, возможно, еще в поздней юре. Последнее предположение они основывают на сходстве фаций по обе стороны оси спрединга, проходящего в широтном направлении через центральную глубоководную часть Черного моря. По данным, приведенным в работах названных авторов, граница раздела Мохо располагается на глубинах от 18 до 24 км, а южнее, в высокогорных зонах Понтид

и Таврида,—на глубине порядка 45 км. Отметим также, что авлакоген Горного Крыма в верхней юре и неокое располагался к Б. Кавказу кулисообразно, со стороны Скифской платформы; на продолжении Б. Кавказа он оказался лишь в верхнемеловое время. По мнению некоторых исследователей, в основании мезозоя Горного Крыма располагаются байкалиты.

Говоря о значении киммерийского орогенеза в целом в эволюции Тавро-Кавказской области, следует указать, что он охватил почти всю эту область, однако на этом фоне относительно сильные складчатые деформации развивались в основном в Сванетской геосинклинали, в северном Причерноморье, в Малом Кавказе, несколько слабее в Северном Эльбурсе, во внутренней полосе Анатолийско-Иранского субконтинента, значительно слабее в южной краевой цепи последнего, в Восточном Кавказе, Копетдаге.

Наибольшая вулканическая активность, так же, как и гранитный магматизм, приходится на Малый Кавказ и отчасти Восточные Понтиды, южные предгорья Б. Кавказа, Карадаг, СЗ Эльбурс, зону триасовых авлакогенов на юге субконтинента.

3. 6. *Альпийский этап* истории тектонического развития Тавро-Кавказской области начинается, по нашим представлениям, с середины мелового времени, отмеченного обширной альб-сеноманской трансгрессией, последовавшей после позднекиммерийского орогенеза, позднеаптской регрессии и гранитного магматизма. С первыми стадиями этого этапа связывается формирование краевых офиолитовых поясов области: Таврского, Загросского и Оманского на юге, и Понтического, Ванского, Малокавказского и Эльбурсского (?) на ССВ и Лутского—на востоке.

В это время по краям Анатолийско-Иранского субконтинента и в области Большого Кавказа выступали ядра киммерийских структур в виде низкогорных миндалевидных поднятий, а в остальных межгорных областях отчетливо очерчивались поднимающиеся срединные массивы. Основными зонами мощного осадконакопления явились внешние далекие склоны киммерид, ставшие впоследствии (в основном в сеноне) офиолитовыми и, позднее, флишевыми прогибами. Наибольшие

площади море покрывало, по-видимому, в кампане-маа-стрикте. Эти прогибы с некоторым смещением были унаследованы палеогеновыми бассейнами, однако во многих из них проявились ларамийские движения, которые привели к формированию кордильер. С этими же движениями связано надвигание палеозойских комплексов Тавра на верхнемеловые комплексы в направлении Аравийской платформы.

В палеоцен-эоценовых бассейнах накапливались на больших площадях песчано-глинистые мелководные отложения с нуммулитовой и другой фауной, в узких прогибах прилегающих к киммеридам и ларамийским кордильерам флишевые отложения (далекие склоны Б. Кавказа, Понтиды, Триапетский трог, Севанская и Ереванско-Ордубадская зоны, северные склоны Тавра и Загроса). Эоценовый андезитовый вулканизм, бурно проявился лишь на площади от Центральных Понтид (район п-ова Синоп) через Аджаро-Триапетский хребет до Малого Кавказа и Талыша и далее через Внутренний Иран до Лутского массива, в Белуджистан, Пакистан и Гималаи (максимум интенсивности в среднем-верхнем эоцене). На Малом Кавказе мощность вулканогенных отложений эоцена достигает 4—5 км (Севанская зона), причем в отдельных зонах имеют исключительное развитие туфогены (Ереванско-Ордубадская зона и западная часть Севанской зоны). За эоценом в рассматриваемой области исключительно широкое распространение и большую мощность (до 4—5 км) имеет майкопская формация существенно песчано-глинистых мелководных отложений (в основном нижние молассы), охватывающих время от верхов эоцена до верхов нижнего миоцена или даже низов среднего миоцена. Этот комплекс широко развит на Северном Кавказе, Межгорном Закавказье, по предгорьям Малого Кавказа, на Анатолийско-Иранском субконтиненте и вмещает, как известно, множество промышленных месторождений нефти и газа.

В области Малого Кавказа существенную роль в составе майкопа играют вулканогенные породы андезитового, андезито-дацитового и местами трахидацитового состава (олигоцен и нижний миоцен бассейнов Среднего Аракса, Верхнего Воротана, отчасти верхних

течений рек Агстев, Дебед, Дзорагет, Арпа). Интервал времени от середины верхнего эоцена до низов олигоцена отмечен довольно мощными орогеническими движениями, гранитоидным магматизмом (возраст интрузий 38—45 млн. лет), стратиграфическими и структурными несогласиями. Равным образом мощными завершающими складчатыми дислокациями и гранитоидным магматизмом отмечается конец майкопской эпохи (большинство гранитоидов Зангезура, Карадага, Севанского пояса, возможно часть гранитоидов Аджаро-Триалетии и др. с возрастом 20—24 млн. лет). В отношении этих тектонических событий майкопская формация Кавказа обнаруживает удивительное сходство с формациями Мачинью Апеннин, формацией Кум (Асмари) Ирана, Макран Среднего Востока и др., где также решающее значение в позднеальпийской тектонике играли предсреднемиоценовые, предолигоценовые и позднеэоценовые складчатые дислокации.

Альпийские сооружения Большого и Малого Кавказа, Восточного Понта, Карадага, Талыша, Эльбурса, Копетдага, Загроса, Тавра, Эллинид, Апеннин, Динарид, Балкан возникли в результате указанных предмайкопских (пиренейская фаза, по Г. Штилле, триалетская—по П. Д. Гамкрелидзе) и позднемайкопских (савская фаза в конце катского века и в начале аквитанского века и штирийская фаза в конце нижнего-начала среднего миоцена) орогенических движений. Этот среднетретичный (майкопский) орогенез сопровождался общей регрессией моря, распадом Тетиса, опреснением или осолением отдельных его частей, накоплением эвапоритов, мощных моласс и др. В это время к северу от цепи мегантиклинорий Старой Планины, Понтид, Малого Кавказа, Эльбурса, Паропамиза был обособлен Черноморско-Каспийский миоценовый бассейн, а на юге бассейн Леванта—от Восточного Средиземноморья в Месопотамию и Персидский залив, причем майкопское море из Ирана и Анатолии отступило полностью, а новообразованная Гибралтарская дуга (ороклин) отделила Тетис от Атлантического океана (эту стадию истории Тетиса В. Е. Хаин считает первой фазой полной изоляции остаточного Тетиса).

3. 7. *Новейший этап.* После майкопского орогенеза море покрыло значительные пространства во внутренних зонах Ирана и Анатолии (район оз. Ван, верховья рек Тигр и Евфрат), в области Малого Кавказа (бассейнах среднего и верхнего Аракса), Межгорного Закавказья, в районах акваторий Черного и Каспийского морей и на Северном Кавказе (трансгрессии в бурдигальском, тортонском, сарматском, понтийском веках). В это время Тавро-Кавказская область представляла чередование альпинотипных цепей, низкогорных равнин, архипелагов, мелководных морских рукавов, лагун и озер. За последние 10—12 млн. лет сооружение Б. Кавказа поднялось на 4—5 км, Малого Кавказа—на 3—4 км, Армянского нагорья—на 3—3,5 км, Тавро-Загросской цепи—на 2,5—4 км, Эльбурса—на 2—3,5 км, причем скорость поднятия значительно превышала скорость денудации. Аналогично на большой размах новейших погружений указывают значительные мощности плиоплейстоценовых моласс: 2,5 км—в Кубани, 3 км—в Терско-Каспийской низменности, 3 км—в долине Риони, 2 км (плейстоцен и алшерон)—у слияния Куры и Аракса, 2,5 км—в Ленинанканской котловине (вулканогенно-осадочный комплекс) и др. Значительные мощности отложений плиоплейстоцена отмечены также в Анатолийско-Иранском межгорном поясе и Месопотамско-Оманском предгорном прогибе.

В среднем-верхнем миоцене Черноморско-Каспийские морские бассейны сообщались с Анатолийско-Иранскими и более южными бассейнами Леванта через Ахалцихский, Нахичеванско-Алашкертский, Джульфинско-Тебризский и Севано-Раздано-Акеринский проливы. Последний к юго-востоку может быть прослежен в Южнокуринскую депрессию, где мощность неоген-антропогенных моласс достигает 7 км, а на западе, через Верхнеараксинский прогиб (пролив), прослеживался в верховья бассейнов Тигра и Евфрата. Следует при этом отметить, что Севано-Разданский прогиб, выполненный мощным комплексом среднего и верхнего миоцена и отчасти низов понта, косо пересекает зону палеозойских, мезозойских и палеогеновых поднятий Цахкунского и Гегамского хребтов и изображается в виде тафрогенной структуры (грабен-синклинорий), отличаю-

щейся большими отрицательными аномалиями силы тяжести (в редукции Буге). Не исключается вероятность дальнейшего продолжения этой структуры (с некоторыми трансформными смещениями) в молассовый трог Адана, протягивающийся параллельно грабену Мертвого моря. Значительную активность имели в это время субсеквентный вулканизм (толщи лав и туфов андезитового состава — белесоватая свита Армении, гондерзская свита Грузии, чешмабасарская и каширдагская свиты Нахичевани) и ряд малых субщелочных интрузивов (с возрастом 16—10 млн. лет — Илан-даг, Бердик, Нагаджир, Ктуц и др.). К тортонскому веку относится возникновение проливов, связавших Эгейское и Черное моря вдоль существовавших в предтортонское время речных долин. На малом Кавказе тортонские морские отложения установлены на высотах 700—800 м в Ноемберянском и Шамхорском районах (на вершинах гор Кяклик и Кабахтапа), в среднем течении р. Раздан (у гор. Раздан на высоте 1800 м) и, кроме того, вскрыты в буровых скважинах в западной части Араратской котловины и в средней части разреза миоценового комплекса Нахичеванской АССР. В этих же районах бассейна р. Аракс и в бассейнах р. Раздан, оз. Севан (на юго-западе Севанской котловины) и в направлении Мартуни—Минкенд—Горис, кое-где известны выходы соленосных пород миоцена. Наблюдаемый скульптурный рельеф дуги Малого Кавказа с глубиной речного вреза до 1300—1500 м (Дебед, Памбак, Агстев, Тертер, Воротан, Вохчи, Арпа, Раздан, Касах, Ахурян) образовался, безусловно, после миоцена, но до среднего плиоцена поскольку здесь в днищах ущелий глубиной 1300—1500 м залегают потоки и покровы лав, туфов, пемз и др., возраст которых (по кали-аргоновой датировке более 40 образцов) среднеплиоценовый—5—6 млн. лет (андезитовые лавы у городов Кировакан, Спитак, Раздан, Джермук, сел. Арзакан). В этих же ущельях на большом протяжении, но на более низких отметках, встречаются обратно намагниченные долеритовые базальты с возрастом в среднем (по 30 образцам) 3,5 млн. лет (акчагыл).

В неогеновой истории Тетиса (Паратетиса) следующей важнейшей стадией предельно сильной изолинии и сокращения водных пространств явился промежуток

времени между поздним сарматом и ранним понтом, причем в ряде горных сооружений намечается интенсивное врезание рек перед понтической трансгрессией.

После нижнего плиоцена по всему альпийскому поясу Средиземноморского орогена происходят наиболее интенсивные для этой области горообразовательные движения (аттическая, или восточнокавказская фаза орогенеза), выразившиеся в складчатости нижнеплиоценовых молассовых отложений (ширакская, лысогорская, душетская свиты Кавказа и их аналоги в Анатолийско-Иранском поясе и южнее). С этими движениями связано, вероятно, образование некоторых шарьяжей и надвигов на южном склоне Б. Кавказа, Западном Копетдаге, Северном Талыше, на северных и северо-восточных склонах Малого Кавказа. Этим движениям в бассейне Средиземного моря соответствуют предкалбрийско-послепонтические орогенические движения. После нижнеплиоценового (понтического) орогенеза (аттической фазы) в Тавро-Кавказской области наступает этап крупных деструкций литосферы, отмеченный резким и быстрым воздыманием горных цепей (глубина посленижнепонтического-досреднеплиоценового вреза рек в Малом Кавказе 1300—1500 м), короблением коры (ряд трансгрессий и регрессий в верхнем плиоцене и антропогене, в том числе акчагыльская трансгрессия, связавшая на севере области воды виллафранкского времени Средиземного моря с водами Черноморско-Каспийских бассейнов), рифтоподобными провалами коры, разломами, иногда надвигами, довольно бурным вулканизмом, сейсмической активностью; накоплением континентальных моласс и нормальных морских, лагунных и озерных отложений. К началу этого этапа относится процесс поднятий в зоне меридиональной оси Кавказского перешейка, разобивший Черноморский и Каспийский бассейны. Современное Транскавказское меридиональное поднятие, особо отмеченное в трудах Ф. Освальда, А. Д. Архангельского и Н. С. Шатского, тяготеет к этой зоне.

Формирование структур Красного моря, Мертвого моря, моря Леванта, Черного моря и Южного Каспия в том виде, в каком они рисуются в новейшее геологическое время (по всей вероятности, рифтоидные структуры с диапировыми ядрами из плотного мантийного веще-

ства), связываются с послепонтическими деструктивными процессами, хотя в случае Черного моря можно было бы говорить определенно о предтортонской и предпонтической фазах рифтогенеза, учитывая наличие в его горном обрамлении речной сети, погребенной под тортонскими и понтическими морскими отложениями. Некоторые исследователи начало истории образования котловин Черного моря и Южного Каспия не без основания отодвигают до верхнего мела или даже верхней юры.

С указанной выше послепонтической эпохой деструкции связываются мощные проявления среднеплиоценового андезитового и андезито-дацитового вулканизма Северо-Малоазиатского пояса (зона Эгейского моря—Армянского нагорья—области оз. Урмия—Белуджистана), близмеридиональная—северо-восточная зона развития долеритовых лав и силловых залежей, протягивающаяся от Ахалкалакского нагорья и бассейна оз. Севан в бассейны Тигра и Евфрата и далее на Аравийскую платформу и Африканский рог, а на севере—в область вулканов Казбек и Эльбрус. С конечными стадиями этого этапа вулкано-тектонической активности связаны четыре основные цикла четвертичного вулканизма Малого Кавказа (в нижнем, среднем и верхнем плейстоцене и голоцене), бассейна оз. Ван, Армянского Тавра, области оз. Урмия, Галатского массива, районов СЗ Эльбурса, Бияра, Кермана, Белуджистана. К рассматриваемому плиоплейстоценовому времени относятся крупнейшие вулканы Савалан, Сахенд, Ишхансар, Араилер, Арагац, Арарат, Артени, Атис, Аждаак, Далитапа, Абул, Самсар, Эльбрус, Демавенд, Аладжа, Яглуджа, Тондурек, Сипан, Немруд, Аргиос и более 600 относительно небольших потухших вулканов, расположенных в основном на территории современной Советской Армении и прилегающих районов (Ахалкалакское и Карсское плато, Гегамский и Варденисский хребты, Сюникское нагорье, Сардарапатское плато, периферия массивов гор Арагац и Арарат и др.).

Следует указать, что пепловые выбросы из указанных вулканов в виде туфогенной примеси или самостоятельных пластов и пачек, порою довольно мощных, встречаются почти повсеместно в морских отложениях

акчагыла, апшерона, баку, хазара, хвалына Куринской межгорной депрессии (Азизбеков, 1947). На этом основании был сделан вывод о том, что вулканическая активность в рассматриваемой области связана не с орогеническими фазами (в понимании Штилле), а с периодами интенсивного коробления литосферы, отмеченными трансгрессиями моря (Асланян, 1958).

Продукты вулканической деятельности антропогена вложены в ущелья, которые были выработаны в толще долеритовых базальтов акчагыла и в более древних комплексах пород и лежат зачастую на хорошо прослеженных и датированных галечных террасах с относительными высотами в бассейне Среднего Аракса 10—15 м, 25—30 м, 45—50 м, 70—80 м, 120—140 м, 180—220 м. Галечники последней террасы, именуемой Советашенской, образующие в Тавро-Кавказской области обширные площади, местами залегают на долеритовых лавах и в районе ст. Мишджеван (долина р. Аракс) фациально переходят в морские отложения апшеронского возраста (Хаин, 1968).

Последняя из названных четырех фаз вулканической активности относится к голоцену и отмечена весьма свежими потоками черных пузыристых андезитобазальтовых лав в восточной части Варденисского хребта (на водораздельном плато между городами Варденис и Джермук), на ЮЗ склоне массива г. Арагац, на склонах Б. Арарата. К этой фазе относятся, очевидно, также извержения г. Тондурек в 1441—1442 гг. Из детально изученных лавовых потоков бассейна р. Раздан к первой фазе плейстоценового вулканизма относятся андезитобазальтовые лавы (с ксеногенным кварцем) вулкана Ковасар (Инакдаг) у гор. Раздан (бжнинский поток), которые ниже ГюмушГЭС перекрыты обсидами с абсолютным возрастом 300 000 лет (трековый метод). Этот поток вложен в ущелье, которое образовалось в толще долеритовых базальтов и перекрывающих ее галечниках террасы верхнего плиоцена (северогехинские террасы в районе кур. Арзни), и соответствует во времени нижнеплейстоценовой (бакинский ярус) озерной толще Араратской котловины (см. ниже). К этому же возрасту относятся Канакерские вулканы в северной части гор. Еревана, продукты которых фациально

связаны с озерными отложениями, включающими в среднем течении р. Гедар *Elephas trogontherii*.

Ко второй фазе относятся столбчатые лавы левого борта каньона р. Раздан в Ереване (арзаканский, или кондский поток), перекрытые в селениях Арзни и Нор-Аджи элювием с ашель-клектонской культурой (200 000 лет) и залегающие на галечной террасе, которая врезана в озерную толщу Араратской котловины с ленинканским (сингильским) фаунистическим комплексом (в Ереване в верхах этой террасы под лавами найден череп человека типа штейнгеймского, или сванскобского); в той же озерной толще залегает пласт черно-бурого игнимбритового туфа с массовым скоплением унионид в подошве и кровле пласта; к третьей фазе относятся андезито-базальты правобережья р. Раздан ниже Еревана, против урартской крепости Тейшебаини (Кармир-блур)—аргавандский, или карашамбский поток, в котором находится пещера Ереван-1 с мустьерской культурой. Этот поток залегает на 12—13-метровой галечной террасе Среднего Аракса.

Вулканические пеплы, отмеченные в морских отложениях акчагыла, апшерона, баку, хазара и хвалына Куриной депрессии, хорошо увязываются с основными фазами новейшего вулканизма Армении.

Биостратиграфическая характеристика новейших отложений юга Армянского нагорья и Малого Кавказа основана главным образом на находках фауны млекопитающих (*Elephas planifrons*, *E. wusti*, *E. trogontherii*, *E. primigenius* и др.), палинологическом материале и материальной культуре нижнего, среднего и верхнего палеолита, мезолита, неолита и энеолита.

Вздымание мегантиклинория Малого Кавказа сопровождалось его короблением, причем прогибаниям и трансгрессиям в соседних Рионско-Куриной и Анатолийско-Иранской межгорных прогибах соответствовали дифференциальные поднятия мегантиклинориев, углубление речных долин и вулканическая активность. Имеющиеся здесь озерные бассейны, как ископаемые, так и современные, связаны почти исключительно с лавовыми запрудами (Сисианский, Севанский, Егвардский, Воскевазский, Апаранский, Памбакский и др.) и тектони-

ческим прогибанием (Аралатский и Ленинаканский нижнечетвертичные бассейны). В отдельных случаях лавовые запруды создавались неоднократно (оз. Севан 3—4 раза—в нижнем плиоцене, верхнем плиоцене и верхнем плейстоцене—после мустье).

Нижняя часть озерных отложений Ленинаканской котловины (анийский горизонт, по Ю. В. Саядян) сопоставляется с бакинскими-чаудинскими слоями, а верхняя часть (арапийский горизонт) с ленинаканским фаунистическим комплексом (*Elephas tragontherii* и др.)—с нижнехазарскими-древнеэвксинскими слоями Черноморско-Каспийской области. В низах отложений бакинского яруса района ст. Акстафа встречены *Elephas wustii* (Лебедева, 1972).

В южных районах Тавро-Кавказской области продукты неоген-антропогенного вулканизма широко развиты на западном продолжении М. Кавказа в пределах Ардаганского и Каресского плато, в системе Северного Тавра (хр. Агры-даг), на пространстве между хр. Агры-даг и оз. Ван, в северных цепях Армянского Тавра в полосе от оз. Ван до восточного склона Галатского массива, по всему южному и юго-восточному склонам Галатского массива (зона Кесария—Ниджда—Караман) и южнее Армянского Тавра по периферии Аравийской плиты. Большие поля заняты также миоплиоценовыми андезитовыми туфобрекчиями и лавами севернее меридиана Анкары, а также в районах Амасии и Байбурта.

На территории Ирана огромные площади занимают лавы и пирокласты крупнейших плиоценовых вулканов Савалан в области сочленения Карадага, Талыша и Эльбурса и вулкана Сахенд к востоку от оз. Урмия. От оз. Урмия на юго-восток до района Кермана и южного края Лутского массива и далее в Белуджистан по южному краю Иранской плиты на 1500 км, с перерывами прослеживается ряд вулканических центров, обнаруживающих определенную линейность в своем расположении (вулканы в районах городов Такаб, Бияр, Назиршах, Арабшах, Хамадан, Керман). Е. Шредер (1944) связывал эти вулканы с выделенной им Урмия-Дохтарской зоной глубинных разломов.

Наиболее примечательной особенностью неоген-ан-

тропогенового вулканизма Анатолийско-Малокавказско-Эльбурского пояса является преимущественная приуроченность их к районам высокого стояния поверхности кристаллического фундамента. Это Ардаганский, Урмийско-Ванский, Галатский и Эгейский массивы, Ахалкалакское нагорье, Гегамское нагорье, Варденисский, Цахкункский хребты. Далее отмечается связь ряда вулканов с разрывными нарушениями или экзотичность некоторых из них.

Общий облик химизма лав и пирокластов области щелочно-земельный, однако в некоторых районах появляются также щелочные лавы. Это Зангезур, Веди, Ехегнадзор, Нахичевань, Центральный Тавр (в районе пересечения его с трансформным разломом Мертвого моря), зона к СЗ от оз. Ван в направлении Битлис—Маназкерт—Баязет (зона стратовулканов Немруд, Сипан, Тондурек), район к востоку и юго-востоку от оз. Урмия, СЗ Эльбурс (вулкан Демавенд).

Итальянские петрологи детально изучали вулканические комплексы Ургуи, Эрджинас (Аргиос), Ван в Анатолии и Бияр и Сахенд в Иране (восточнее и юго-восточнее оз. Урмия). В плейстоцене последнего района они выделяют основные и щелочные лавы (Na_2O 4—6%, K_2O 1,5—3%), а также лавы кислые, причем щелочные лавы относятся к натриевой серии. Миоплиоценовые лавы они относят в Иране и Анатолии к щелочно-земельному типу. Это разнообразные андезиты, их туфы, туфобрекчии, агломераты, сменяющиеся местами кверху кислыми лавами. Ряд довольно крупных куполов кислых лав отмечен северо-восточнее гор. Санандадж на далеком южном продолжении оз. Урмия.

В вулканическом поле Бияр нижняя серия андезитовых вулкаников имеет возраст 8,3—9,2 млн. лет (шесть определений), а верхняя серия, связанная с центральными вулканами—1,3—0,5 млн. лет (шесть определений). По времени первая серия соответствует нижним вулканикам Сахендского комплекса, который датирован известным Марагинским комплексом фауны млекопитающих (с остатками гиппарионов) понтического возраста. Лавы Демавенда, создавшие ряд запрудных озер, имеют возраст 38500 лет (по радиоугле-

родному возрасту растительных остатков, сохранившихся в отложениях этих запрудных озер).

Неогеновый вулканический цикл начинается после предмиоценового орогенеза и сопутствует обширной бурдигальской трансгрессии и значительно усиливается во время тортонской, сарматской и понтической трансгрессий. В плиоценовое время довольно бурный вулканический пароксизм отмечен в среднем плиоцене и позднее в виллафранкскую (акчагыльскую) эпоху.

Указанные выше вулканы Галатского массива относятся к двум крупным циклам: первый, миоплиоценовый, представлен в основном игнимбритами и вулканогенно-осадочными образованиями с подчиненными им небольшими потоками и куполами лав; второй цикл, плиоплейстоценовый, представлен почти исключительно лавовыми потоками, куполами, агломератами, туфами. Радиометрические определения (по кали-аргоновому методу) возраста вулканитов района Ургюп—Эрджиес (Аргиос) указывают на их принадлежность к плиоцену и антропогену (выделяются три возрастные группы пород: 8—10 млн. лет, 4,5—7 млн. лет и моложе 3 млн. лет). Наиболее древними оказались в Ургюпском поле андезиты (10.1 млн. лет), за ними следуют игнимбри-ты с возрастом 8,6 млн. лет, а в верхней части разреза залегает второй горизонт игнимбритов с возрастом 2,8 млн. лет, занимающий площадь около 2000 км² (игнимбри-ты Валибаба-тепе). Наиболее древние лавы вулкана Эрджиес имеют возраст 900 тыс. лет, наиболее молодые проявления его активности относят к первому веку до н. э. Миоплиоценовый вулканогенно-осадочный комплекс Эгейского (Мендересского) массива, аналогично Урмийско-Ванскому, датирован пикермийским комплексом фауны позвоночных понтического возраста (по западноевропейской шкале).

Указанные выше щелочные лавы вулканического пояса Немруд—Тондурек, относящиеся, как и в районе Урмия, к натриевой серии, имеют кали-аргоновый возраст порядка 5,5—6 млн. лет. Щелочноземельные лавы в том же районе и в целом в области оз. Ван имеют возраст от миоцена до голоцена, причем верхнеплиоценовые и плейстоценовые вулканы относятся в основном к центральному типу, а продукты их извержения представле-

ны как лавовыми потоками, щитами и куполами, так и разнообразными пирокластическими образованиями. Среди этих вулканов находятся величественные верхнеплиоценовые стратовулканы Армянского нагорья—Большой Арарат и Арагац, окруженные рядом малых вулканов четвертичного возраста.

В неотектоническом этапе коробление коры в Тавро-Кавказской области продолжалось. Многочисленные трансгрессии моря в Черноморско-Южнокаспийском поясе (акчагыльская, апшеронская, бакинская, хазарская, хвалынская, каспийская—на востоке, кюяльницкая, гурийская, чаудинская, эвксинская, узунларская и др.—на западе) и на Среднем Востоке, накопление довольно мощных молассовых толщ в плиоцене и плейстоцене (до 3—4 км в Куринской депрессии), дифференциальное вздымание горно-складчатых областей со скоростью до 2 см/100 лет и более, возникновение по всему Анатолийско-Иранскому субконтиненту и Армянскому нагорью тектонических овалов оседаний, превратившихся местами в озерные бассейны (Араратская, Ширакская, Хнусская котловины и др.), наклонение древних террас в сторону молодых котловин, сдвиговые подвижки вдоль зон разломов, сейсмическая и оползневая активность и др. являются в совокупности свидетельством тектонической активности области. Концепция о сближении Русской и Аравийской платформ дает исчерпывающее объяснение всем особенностям неотектоники Тавро-Кавказской области. Особо выделяется здесь роль Североанатолийско-Армяно-Иранского разлома (линеament Новака-Тромпа), который протягивается на 3000 км и локализует очаги крупнейших землетрясений, многочисленные овоиды проседания, источники минеральных вод, ряд центров вулканических извержений и др. и, кроме того, рассматривается как зона субдукции. Очень важной представляется также роль близмеридиональных разрывов, которые прослеживаются из рифта Мертвого моря и из тафрогена Аданы в Армянское вулканическое нагорье—в верховья Евфрата, Тигра, Куры и Аракса и далее на Ахалкалакское плато, в бассейны рек Раздан и Акера, оз. Севан.

Плиоплейстоценовый вулканизм и новейшая сейсмическая активность этих областей находятся в тес-

ной связи с указанными разрывами. В литературе неоднократно отмечалась также роль в геодинамической активности рассматриваемой области крупных разломов антикавказского (уральского) простирания: Адлерского, Мингрельского, Транскавказского (являющегося продолжением указанных разломов Мертвого моря), Севанского, Вандамско-Талышского, Урало-Оманского. По аэровысотным съемкам намечается также целый ряд линеаментов как кавказского, так и уральского направления, однако они однозначной геологической интерпретации пока не получили.

В течение последних 30 млн. лет в пределах Армянского нагорья наиболее крупные складчатые перестройки были в промежутке между средним олигоценом—средним миоценом и между верхним миоценом—верхним плиоценом; трансгрессии моря имели место в бурдигале, гелльете, тортоне, сармате, мэотисе, понте, а в смежных низменных областях также в акчагыле, апшероне, баку, хазаре, хвалыне.

Следует особо отметить общее низкое положение поверхности моря в Каспийской области в среднем-верхнем плиоцене и, возможно, в нижнем плейстоцене. Это обстоятельство обусловило глубокое врезание каспийских рек этого времени в свои днища, нередкий ингрессивный характер залегания морских отложений плио-плейстоцена (особенно в акчагыле), заполнение ущелий в нижних течениях рек мощными аллювиальными отложениями или местами лавами, вскрываемыми в буровых скважинах ниже современных русел (так, например, в нижних течениях рек Дебед, Агстев мощность их под руслами составляет 90—100 м, в долине р. Раздан—60—70 м).

В палеотектоническом плане Малый Кавказ делится, как уже указывалось, на две крупные структурно-фациальные области: северо-восточную, эвгеосинклинальную (в составе Антикавказского и Севанского поясов) и юго-западную, миогеосинклинальную (Среднеараксинский пояс).

Реперами для неотектонических построений служат:

а) в пределах Антикавказского пояса — субгоризонтально залегающие трансгрессивные морские отло-

жения тортона (конкские слои) в Ноемберянском и Шамхорском районах на высоте 700—800 м над уровнем моря;

б) в пределах Севанского пояса—трансгрессивные морские отложения тортона, сармата, мэотиса, понта (последний на высоте около 2000 м в бассейне оз. Севан—капканский горизонт, возраст около 10 млн. лет);

в) в пределах Араксинского пояса—миоплиоценовые вулканогенно-осадочные образования, полого залегающие на складчатом пестроцветно-соленосном комплексе сармата, тортона, гельвета и обнажающихся на отметках 700—1500 м;

г) по всему Армянскому нагорью—покровы и сллы обратнo намагнитченныx долеритовых базальтов с возрастом 3,5 млн. лет;

д) по всему Малому Кавказу — верхнеапшеронский галечный покров, имеющий в бассейне Среднего Аракса высоту 180—200 м;

е) в бассейне Среднего и Верхнего Аракса — озерная толща бакинского яруса, выполняющая Арагатскую котловину и продолжающаяся в Кареское плато и далее в верховья Евфрата и Тигра (слои с *Elephas trogontherii* в верхах толщи).

По подошве тортонских (конкских) морских отложений весь Малый Кавказ и прилегающие районы рисуются в виде обширной пенепленизированной волнистой равнины, заложенной на глыбово-складчатом основании эпибайкальского, эпигерцинского и киммерийско-альпийского возраста.

В Армянском нагорье сохранились макроскульптурные формы рельефа, погребенные под разновозрастными лавами плиоцена и плейстоцена.

В Антикавказском поясе после тортона реки врезались на глубину минимум до 1400 м (ущелья рек Дебед, Агстев, Шамхор и др.); в днища их вложены обратнo намагнитченныe лавы акчагыльского возраста, подошва которых в среднем течении р. Дебед располагается в настоящее время на высоте 450—650 м над уровнем моря.

В Севанском поясе миоплиоценовые (мэотис-понт) андезитовые и риолитовые лавы, туфобрекчии и пемзы залегают на речных террасах высотой от 400 м до 20—

30 м, а также на террасовидных уступах высотой до 800—1000 м (ущелья рек Памбак, Агстев, Далар, Мармарик, Раздан, Арпа). В этом же поясе долеритовые лавы акчагыла вложены в тальвеги рек, отстоящие от верхних пенепленов на 1000—1500 м (истоки Раздана, среднее течение Касаха и Воротана).

В Араксинском поясе указанные долеритовые лавы в виде обширных покровов вуалируют складчатые отложения сармата, тортона, гелъвеста и более древних возрастов (по данным бурения).

Голоценовые отложения осадочной фации в Армении пользуются широким развитием, однако их разрез детально изучен лишь в бассейне оз. Севан.

Отложения побережья Севана стали доступны для непосредственного наблюдения благодаря спуску вод через Севано-Разданский ирригационно-энергетический каскад. Понижение уровня озера на 18 м (к 1970 г.) вызвало врезание впадающих в него рек. Возникшие при этом обрывы, наряду с искусственными выработками, вскрывают геологическое строение голоценовых отложений, сформировавшихся за последние шесть тысяч лет.

Наибольший интерес представляют разрез юго-западного побережья, где озерные отложения Севана чередуются с культурными слоями, датированными археологически. Для самого верхнего культурного горизонта (XVIII в. до н. э.) получены две очень близкие радиоуглеродные датировки деревянных колесниц из Лчашенского погребения: 3500 ± 100 и 3630 ± 100 лет (МГУ—ИОАН-29, 30). Возраст раковин моллюсков из озерных отложений, перекрывающих упомянутый культурный слой, по радиоуглеродным данным, оказался равным 2040 ± 120 лет (МГУ—49). Эти озерные осадки в отличие от нижележащих характеризуются высоким содержанием и разнообразием пыльцы древесных и кустарниковых пород, что может свидетельствовать о большей облесенности и более высокой увлажненности бассейна Севана в различные периоды накопления этих отложений. С колебаниями общей увлажненности связаны и регрессии оз. Севан в атлантике—первой половине суббореала и его трансгрессией во второй половине суббореала.

В послетортонском-доверхнеплиоценовом рельефе Кавказа преобладали прямые структурные формы (антиклинальные хребты и синклинальные долины), в посленижнеплиоценовом рельефе—все учащающиеся скульптурные и обратные формы, куэсты и унаследованные фрагменты прямых форм, особенно синклинальных; из наложенных форм преобладают неовулканические массивы, лавовые покровы и потоки, чингили, запрудные озерные чаши; из ледниковых форм—троги, моренные гряды, флювиогляциальные шлейфы, небольшие озерные чаши; из оротектонических форм—овальные депрессии, диапиры и флексуры; из наносных форм—конусы выносов, оползневые массивы, глыбовый делювий; из хемогенных форм—травертиновые щиты и карстовые пустоты.

В верхнеплиоценовое и антропогеновое время наблюдается последовательное сокращение площадей все более древних форм и последовательное увеличение предгорных ступеней за счет разьедания склонов.

Наиболее примечательной особенностью неотектонического этапа развития Армении является бурный вулканический пароксизм в нижнем-среднем плиоцене (вохчабердская андезито-дацитовая толща) и залегающие на ней обширные покровы светло-серых андезитовых лав с возрастом 5—5,5 млн. лет), в верхнем плиоцене (долеритовые, андезитовые и другие лавы Кечутского, Арагацского, Ишхансарского массивов, Котайкского плато и их аналоги), в нижнем, среднем и верхнем плейстоцене (андезито-базальты, андезито-дациты, риолиты, перлиты, дациты и дацитовые игнимбриты Центрального вулканического нагорья Армении), голоцене (андезито-базальты).

Все очаги вулканической активности входят в неовулканическую дугу Передней Азии, прослеживающуюся из Эгейского моря в Армянское нагорье и далее на юго-восток, в область оз. Урмия и в Белуджистан на 3000 км. Преобладающими в поясе являются андезиты, андезито-базальты, частично базальты, риолиты. При этом широко развитые по всему Армянскому нагорью долеритовые базальты верхнего плиоцена относятся к производным толентовой магмы и, как уже указывалось, обнаруживают обратную намагниченность. Абсо-

лютный возраст их порядка 3,5 млн. лет (данные Г. П. Багдасаряна).

С самыми нижними горизонтами лавового комплекса, залегающего непосредственно на лагунных отложениях миоцена, связано молодое (6—7 млн. лет) на Кавказе магнетит-апатитовое промышленное оруденение (рудоносные андезиты Капутанского месторождения недалеко от Еревана), парагенетически ассоциирующиеся с дайками и штоками габбро-сиенитов.

Указанный неовулканический пояс входит в состав высокоактивного неотектонического пояса Передней Азии и включает многочисленные нарушения, молодые грабены, овальные депрессии и глыбовые поднятия. Подавляющее большинство очагов разрушительных землетрясений, зарегистрированных армянскими летописцами за последние 1000—1500 лет, локализованы во внутренней (южной) дуге рассматриваемого пояса, а вулканические очаги — преимущественно во внешней его дуге, отмеченной большими отрицательными аномалиями силы тяжести (в редукции Буге). Согласно действующим ныне нормам антисейсмического строительства, в сегменте неотектонического пояса в направлении от Ахалкалакского нагорья к Зангезуру (вместе с бассейном верхнего и среднего течения Аракса) могут иметь место землетрясения силой до 8—9 баллов, а в более северных районах республики — 6—7 баллов (Сомхето-Карабахская и Северо-Амасийская зоны).

Отчетливые следы регионально выраженного оледенения в четвертичное время установлены для среднего и верхнего плейстоцена. Ледники покрывали все высокогорные (более 2300 м над ур. моря) области Армянского нагорья. С позднегюнцским временем сопоставляются огромные галечные покровы верхнеапшеронской террасы (Советашенской, Ахавнадзорской, Цавской и др.), рассматриваемые как свидетельство плювиальных условий. При этом отрицается непосредственная связь оледенений с неотектоническими поднятиями, размах которых за все плейстоценовое время не превышал 220 м.

С некоторой условностью с холодным позднеледниковым (?) периодом связываются фрагменты обширного покрова лёссовидных суглинков М. Кавказа, погреб-

бенных в ряде районов под долеритовыми лавами верхнего плиоцена (абс. возраст последних—3,5 млн. лет).

Согласно приведенным выше данным, темп общего сводового поднятия Малого Кавказа на все плиоценовое и плейстоценовое время составил 1 см за 50 лет (2000 м за 10 млн. лет—наличие раннепонтических или каппанских известняков в горизонтальном залегании на высоте 2000 м на юго-западном побережье оз. Севан). Тот же темп поднятия сохраняется для верхнего апшерона и всего плейстоцена (200 м за 1 млн. лет).

Поднятия Б. Кавказа за четвертичное время чаще оценивают в 3—4 км, иногда—5 км. Наличие верхнеплиоценовых лав (андезито-дациты ранних излияний Казбекского района), опускающихся с высоты порядка 5000 м в ущелье р. Терек до высоты 2000 м над ур. моря, указывает, очевидно, на очень глубокий дочетвертичный врез основной части ущелья.

Для Малого Кавказа характерно погружение верхнеплиоценовых галечных и лавовых террас в направлении от предгорных депрессий Куры и Аракса вглубь нагорья, вплоть до состояния полной инверсии. Более древние террасы обнаруживают обратную тенденцию (картина ножниц).

В пределах Малого Кавказа подошва земной коры располагается на 2—3 км ниже, а кровля коры—на 2—3 км выше, чем в Куринской и Араксинской депрессиях. Возможно, что указанные выше взаимоотношения между разновозрастными террасами и формами рельефа связаны с изостатическими движениями и изгибными деформациями коры (средняя мощность коры в Армянском нагорье 52 ± 2 км, считая от подошвы пластообразного слоя Мохоровичича).

Важнейшими полезными ископаемыми, связанными с плио-плейстоценовыми отложениями, являются разнообразны лавы, туфы, пемзы, шлаки, перлиты обсидианы, травертины, ониксовидные мраморы, диатомиты, вулканические и озерно-речные пески, торф и лигниты, а также подземные воды, приуроченные к озерным артезианским бассейнам, подлазовым речным долинам, внутрилазовым ошлакованным и трещиноватым горизонтам, конусам выноса и подрусловому аллювию. По запасам и качеству сырья указанные выше апатит-маг-

нетитовое месторождение и месторождения перлитов, диатомитов, вулканических шлаков и лав, игнимбритовых туфов и травертинов уникальны.

Анализ материалов по геологии плиоплейстоцена Армянского нагорья не противоречит представлению, согласно которому Тавро-Кавказская область литосферы развивалась в фанерозойское время в условиях перманентного горизонтального сжатия и изостатических движений блоков мозаично построенной коры между сближающимися Русской и Аравийской платформами.

4. ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ЭНДОГЕННОЙ МЕТАЛЛОГЕНИИ ТАВРО-КАВКАЗСКОЙ ОБЛАСТИ

Металлогенические особенности Тавро-Кавказского орогена закономерно связаны с особенностями его геологического строения и тектоно-магматической эволюции. В нем выделяются следующие четыре промышленно металлонесные области (см. Магакьян, 1978; Твалчредидзе, 1978).

А. Область Большого Кавказа в докембрийское время находилась в поясе, протягивающемся на запад в Стару Планину, Карпаты, Альпы, Пиренеи. В этом поясе распространены преимущественно докембрийские и палеозойские месторождения колчеданной формации (в данной области Кавказа, на Передовом хребте, эти месторождения связаны с девонской островодужной вулканогенной толщей и, вероятно, генетически связаны с субвулканическими кварц-порфировыми интрузивами девона), стратиформные жильные месторождения шеелит-сульфидно-кварцитовой формации в контакте гранитоидов с карбонатно-сланцевыми образованиями; на южном склоне Б. Кавказа в сланцевой зоне нижней и средней юры локализованы сложные пластообразно-линзообразные полигенные колчеданно-полиметаллические (филизчайский тип) и жильные полиметаллические (садонский тип) месторождения. Далее следуют во времени послебатские баритовые и свинцово-цинковые

формации орогенного типа, а в неогене—месторождения вольфрама, молибдена (Тырныауз), мышьяка, свинца, цинка, сурьмы и ртути разных типов, связываемых с новейшим этапом тектоно-магматической активизации области (Твалчрелидзе и Панцулая, 1973, 1978).

Б. *Область Малого Кавказа* и его продолжения—в Восточных Понтидах и в Карадаге, Талыше и северо-западных отрогах Эльбурса. Здесь промышленные типы образуют эндогенные руды колчеданной формации в вулканогенных комплексах средней юры, верхнего мела и эоцена (Алаверди, Кафан, Тандзут, Чибухлы, Маднеули, Мургул), медно-молибденовая порфировая формация в гранитоидах среднетретичного (Каджаран, Агарах, Дастакерт, Варденис, Анкаван, Мецдзор, Анкасар, Далидаг, Парага, Элпин, Мургул, горный Талыш) и позднекиммерийские (Техут, Кедабек, Цители-Сопели, Шамшадин); золото-медно-полиметаллическая формация в эффузивно-экструзивных комплексах юры и палеогена (Шаумян, Арманис); золото-сульфидно-теллуридовая формация в кварцевых жилах и в пиритизированных зонах, локализованных в разнообразных гранитоидах, кварц-порфировых дайках, габбро, перидотитах и кристаллических сланцах, свинцово-цинковая формация жильных (Газма, Гюмушхана и др.) и стратиформных гидротермальных руд (Привольное, Мошевани, Мовсес) в вулканогенно-осадочных отложениях эоцена и верхней юры, апатит-магнетитовая формация (Калутанское месторождение) в связи с габбро-сиенитами (оруденение в андезитах миоплиоцена, возраст месторождения 6—7 млн. лет), оливин-магнетитовые руды (Сваранцское, Камакарское и другие месторождения в Зангезуре) в виде штоков и даек (палеоген). С контактами многих гранитоидных интрузий мезокайнозоя связаны скарновые железорудные месторождения (Магакьян, 1978).

Таким образом, в рассматриваемой области промышленная рудоносность связана с позднекиммерийским и новоальпийским циклами тектоно-магматической активности, в основном с гранитоидами (Cu, Mo, Au, Ag, Pb, Zn, Sb, Bi, Hg), субвулканическими телами—кварц-порфировые экструзивы и др. (колчеданные руды кафанского типа), с некоторыми производными основной маг-

мы (апатит-магнетитовые и оливин-магнетитовые руды фузивного типа).

Малокавказский медно-молибденовый пояс (с резким преобладанием меди над молибденом) вместе с включающими его вулканитами и силлами эоцена и среднетретичными гранитоидами продолжается на соединение с Иранским медным (медно-молибденовым) поясом (с эоценовыми андезитами и третичными гранитоидами), а последний переходит через Лутский узел в Пакистанский медно-молибденовый пояс, где в последнее время обнаружены промышленные запасы меди и молибдена (белуджистанские месторождения), связанные с гранитоидами, прорывающими вулканогенную толщу палеогена.

В. Анатолийско-Иранский пояс срединных массивов и наложенных впадин располагается между Понтийско-Малокавказско-Карадагской и Тавро-Загросской цепями. Силалитический фундамент области и размещенные в ней гранитоиды палеозоя отличаются повышенным содержанием вольфрама. С гранитоидами этой области (типа Родопского, Улудагского, Дзирульского и др.) связаны месторождения шеелита, приуроченные к контакту гранитов с палеозойскими (девон и др.) известняками и сланцами (месторождения Чанакала, Бурса, Анкара, Элязыг). В этом же поясе во фрагментах Гондванской платформы, в ее фундаменте, известны метаморфогенные месторождения железа, с более поздним этапом развития байкальских тектогенов и связанных с ними вулканитами и гранитоидами связаны разрабатываемые ныне месторождения железа в Иране, золоторудные и свинцовоцинковые месторождения в юго-западном и центральном Иране и в Хазарском массиве Пакистана.

Г. Тавро-Загросский пояс вмещает крупные массивы ультрамафитов и ассоциирующих с ними диабазов и спилитов, относящихся к нижнему сенону. В них размещены крупные серно-медноколчеданные месторождения Тродос (Кипр), медноколчеданное месторождение Аргана, или Эргани Мадан (Центральный Тавр), довольно крупные месторождения хромитов (120 промышленных месторождений, в том числе крупнейшее месторождение Гулеман, локализованное в ультрамафитах). На

продолжении рассматриваемого пояса находятся гидротермальные колчеданно-полиметаллические и вулканогенно-осадочные месторождения Динарид, размещенные в вулканитах триаса, месторождения хромитов в офиолитах Югославии, Албании, Греции (Фесалия) и далее в ультрамафитах Альп (месторождения Монте-Роза, Дора-Майра и др.). В Тоскане в средне-верхнеюрской офиолитовой ассоциации (в вулканитах) известны довольно крупные месторождения серного колчедана и менее крупные медноколчеданные в ультрамафитах. В рассматриваемой области известны также небольшие месторождения марганца, благородных и редких металлов, сурьмы. В локализации альпийских месторождений области важную роль играли карбонатные отложения палеозойского чехла.

Следует указать, что в общем плане сиалический фундамент Тавро-Кавказской области и возникшие за его счет палеозойские гранитоиды, по-видимому, специализированы в отношении вольфрама; андезитовая магма и производная от нее риолитовая магма (кварцевые порфиры и кератофиры) в отношении колчеданной меди, некоторые мезокайнозойские гипабиссальные гранитоиды в отношении меди и молибдена, малые гранодиорит-порфировые интрузии с относительно высоким содержанием натрия—в отношении золота, умереннокислые малые интрузии в отношении свинца и цинка.

Особый интерес по богатству и разнообразию месторождений цветных и редких металлов представляет Малокавказско-Ирано-Пакистанский пояс парегенно связанных между собой третичных гранитондов и палеогеновых андезитов, которые локализованы, по-видимому, в условиях промежуточных между эпиквазиоплатформенными эвгеосинклинальными, и условиями, характеризующими тектоно-магматическую активизацию платформенных областей. В геодинамических моделях, построенных на аксиоматике мобилизма, Малокавказско-Ирано-Пакистанский пояс медно-молибденовых месторождений, гранитоидных интрузий и андезитовых вулканитов может быть связан с процессом субдукции Анатолийско-Иранского субконтинента под литосферную зону Малокавказского пояса. В этом же плане фигурирует вопрос зарождения пояса гранитоидов герцини-

ского и киммерийского возрастов из сиалического материала байкальского фундамента, хотя здесь для их объяснения может привлекаться механизм адвективных диапировых поднятий богатых водой сиалических квазимагматических масс верхней коры, испытавших реоморфизм и мобилизацию до состояний кашицы, способной к продавливанию через щели и к протрузивным перемещениям.

Альтернативным объяснением может служить представление о возникновении кислой магмы в зонах крупных срывов в коре и мантии, протяженностью в тысячи километров и глубиной заложения в десятки и, возможно, первые сотни километров. В целом же во всем Анатолийско-Иранском поясе трудно усмотреть наличие гранитоидных интрузий, возникших в типичных глубоко прогнутых (на многие километры) геосинклинальных трогах в конце этапа инверсии как продукт анатексиса геосинклинального заполнения. Гранитоидные интрузии пояса, как палеозойские, так и мезозойские и кайнозойские, чаще всего проявляются в районах высокого стояния кристаллического фундамента, высокой активности инициального вулканизма (особенно в юре, мелу и палеогене) и развития мощных зон разломов. Представления о связи указанных гранитоидов и приуроченных к ним эндогенных месторождений с процессами тектоно-магматической активизации кратонизирующихся областей (А. Щеглов, Г. Твалчрелидзе и др.) заслуживают самого пристального внимания. Равным образом представляет большой интерес концепция о комагматичности вулканитов и размещенных в них гранитоидов и эндогенных месторождений, а также комагматичность спилитов и ультрамафитов. В этом смысле напрашивается аналогия между докембрийскими зеленокаменно-тоналитовыми поясами и мезокайнозойскими вулканоплутоническими (андезиты и гранитоиды) поясами.

В металлогенических построениях мобилистического характера указанные выше эндогенные рудные формации приурочиваются к краевым зонам жестких плит и микроконтинентов.

5. НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ И ЗАКОНОМЕРНОСТИ ИСТОРИИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ ТАВРО-КАВКАЗСКОЙ ОБЛАСТИ

На основе приведенных выше данных по геологическому строению и истории тектоно-магматического развития Тавро-Кавказской области можно отметить следующие главные события и вехи в ее общей эволюции.

1. Существование после карельского (альгоманского) орогенеза Аравийской платформы на юге и Восточноевропейской платформы на севере области и постепенное смыкание (формации Фарузил в Сев. Африке и полиметаморфизованных гнейсов Мизийской платформы с возрастом 1650—1750 млн. лет) этих платформ на месте современного Средиземного моря и, наоборот, постепенное взаимное удаление их в восточном направлении.

2. Пространство между Африканской и Русской платформами в довендском протерозое как сложнопостроенная геосинклинально-океаническая область (Прототетис) представляло мозаику типично океанических и субокеанических блоков коры, окраинных морей, островных дуг, глубоководных желобов, срединноокеанических хребтов, вулканических архипелагов, микроконтинентов и др. Не исключается возникновение в Прототетисе Срединноокеанического хребта, от которого Прототетис по спрединговому механизму перманентно распространялся на север и на юг в сторону смежных платформ. Гренвильские геосинклинали были локализованы, вероятно, в зонах перехода от указанных платформ к подвижным шельфам и краевым бассейнам Прототетиса. Замыкаясь (в позднем протерозое—1000 млн. лет), они наращивали эти платформы в сторону Срединноокеанического хребта. Аналогично байкальские геосинклинали закладывались в остаточном Прототетисе, окаймленном гренвильскими складчато-метаморфическими комплексами, а на их месте перед верхним вендом, после венда и, вероятно, местами после нижнего или среднего кембрия, возникали складчато-метаморфические гранитизированные комплексы. Во многих случаях простираание гренвильско-байкальских структур имеет близмеридиональное—ССВ простираание. Та-

кое же простираение имеют обрывки офиолитовых поясов в байкалидах Закавказского срединного массива и Малого Кавказа (Дзирульский и Арзаканский массивы). Предполагается, что байкальская складчатость развивалась на юге и наращивала в северном направлении Гондванскую платформу (в современной ориентации сторон света). Поворот догерцинских структур в отношении байкальских структур может объясниться под углом зрения мобилистических гипотез.

3. Продукты позднеорогенного этапа развития байкальских геосинклиналей представлены терригенно-морскими и континентальными красноцветными отложениями (местами с прослоями лав), залегающими на байкалидах и относимых к инфракембрию (Анатолийско-Иранский пояс, Аравийская и Русская платформы).

4. Каледонский этап отличается спокойным парагеосинклинальным режимом развития, накоплением терригенных песчано-глинистых отложений на Гондванском шельфе, крайне пассивным магматизмом, высоким уровнем стояния срединных массивов (микроконтинентальных блоков байкалид), локализацией относительно больших мощностей отложений в зонах будущих герцинид. Представляется достаточно вероятным возникновение в каледонском этапе, до середины силура троговых и рифтовых структур с океанической и субокеанической корой, а в ордовике дальнейшее прогибание унаследованных трогов с океанической корой на западе (Южные Карпаты, Восточная Сербия, Стара Планина), образованные путем деструкции новых зон с океанической корой (Альпы и Б. Кавказ).

Завершение каледонского этапа тектогенеза на юге и юго-востоке (Иран, Южная Анатолия) приходится на нижний девон, а на севере в области Б. Кавказа, Западных Понтид, Центральной Анатолии и юга Армянского нагорья на начало или середину ордовика.

5. К концу герцинского этапа, охватывающего в одних районах время от ордовика до перми (Анатолия), в других — от низов среднего девона до перми или триаса (Тавро-Кавказская область, за исключением Сванетской зоны и некоторых участков Загроса и Тавра) превращается в середине карбона в квазиплатформу. Палеотетис в основном ликвидируется, и на его месте в позд-

нем палеозое сохраняется узкий Южнокавказский бассейн, граничащий через вулканоплутонический пояс с германотипной тектоникой.

Согласно последним данным, средние и верхние горизонты кристаллического комплекса ядра Б. Кавказа рассматриваются как продукт герцинского метаморфизма (наличие криноидей в известковистых прослоях и желваках амфиболитовых сланцев и мигматитов с возрастом порядка 330 млн. лет), однако представляется несомненным, что в этот процесс в герцинское время были вовлечены также более древние каледонские и байкальские комплексы, на что указывают радиометрические датировки некоторых метаморфитов и гранитоидов на уровнях 440, 690, 850 млн. лет. Следует указать также на наличие в составе герцинского ядра Б. Кавказа от р. Белой до р. Нескры в зоне, параллельной зоне Передового хребта, мощной субофиолитовой зоны, сложенной метаморфизованными диабазами и серпентинизированными эвкритовыми габбро (по О. Надарейшвили, 1977). Южнее и юго-восточнее герцинские офиолиты известны в карбоне северного склона Восточного Эльбурса и кое-где в Центральном Иране. В Предкавказье и на его продолжении в Валахии герцинский складчатый комплекс полого перекрывается пермотриасом. В Североанатолийско-Малокавказско-Эльбурсской цепи намечается пояс герцинской гранитизации (Храмский, Локский, Ардаганский, Северованский, Арзаканский, Урмийский массивы и др.) и вулканической активности в нижнем карбоне, перми и отчасти девоне. Гранитный магматизм в среднем палеозое отмечается также в Тавридах (сасунские интрузивы) и во внутренней зоне Анатолийско-Иранского пояса, причем принято считать, что в последнем гранитизация связана с переработкой байкальско-каледонских срединных массивов в герцинском этапе.

6. В результате раннекиммерийского орогенеза завершили свое полное развитие геосинклинальные прогибы, унаследованные от герцинского этапа (Сванетская геосинклиналь), и позднепалеозойский Тетис к началу юры оказался замкнутым полностью. В течение всего палеозоя значительные южная и срединная части Тетиса располагались на Гондванском шельфе и лишь на севере, в области Б. Кавказа и Предкавказья, сущест-

вовала геосинклинально-океаническая кора с краевыми морями, островными дугами (Передовой хребет), микроконтинентами, небольшими шельфовыми участками и батиклинальными зонами (этот вопрос детально рассмотрен А. Беловым в работе 1979 г.) С юга область Б. Кавказа ограничена Закавказским срединным массивом (выступы его в Центральной Абхазии и в бассейне р. Дзирула).

Новокимерийская складчатость, проявившаяся особенно сильно в конце средней юры и в конце нижнего мела (в апте-среднем альбе) в области М. Кавказа и в Анатолийско-Иранском поясе, сопровождалась гранитным магматизмом. Вулканическая активность проявилась особенно активно в байосе, бате, келловее, оксфорде, кимеридже, титоне, неокоме и отчасти в тоаре—главным образом на Малом Кавказе и местами в южных предгорьях Б. Кавказа, Северной Анатолии, Карадага, Эльбурса. Малый Кавказ и прилегающие к нему районы становятся ареной исключительно мощного вулканизма также в туроне-нижнем сеноне, эоцене, олигоцене, миоцене, плиоцене, антропогене. В этом факте можно усмотреть наличие в области Понтида Малого Кавказа и северо-западного Ирана планетарного масштаба рубца—системы срывов глубокого заложения в коре и мантии Земли, служившей системой магмоподводящих каналов в течение всего палеозоя, мезозоя и кайнозоя.

7. По широко распространенным мобилистическим представлениям в перми Гондванская платформа начала расчленяться на отдельные блоки, которые в дальнейшем расходились в разные стороны. Считается, что в это время от Гондваны откололась Иранская плита, и между ними образовалась океаническая брешь, которая оказалась замкнутой в конце сенона (по Штёклину, 1966).

В триасе и лейасе на границе между Анатолийско-Иранским поясом и системой парагеосинклинальных прогибов Загроса, Тавра и Эллинид возникла цепь Пиракунско-Пиндосских авлакогенов (континентальных рифтов), протяженностью 5000 км, в которых накапливались пелагические отложения, развивались вулканические процессы (подушечные лавы толеитового состава

ва и голубые туффиты) и офиолиты (?). В среднем карбоне Африканская и Русская платформы в области Центрального и Западного Средиземноморья были слиты в единую систему. Предполагается, что система указанных авлакогенов последовательно мигрировала на запад и тем самым было заложено начало расколу и дивергентному расхождению Африки и Европы в период становления Мезотетиса. Дальнейшее развитие этот процесс получил в средней и верхней юре и сопровождался возникновением офиолитовых поясов Апеннин, Альп, Динарид и возможно некоторых коротких поясов М. Кавказа и СЗ Эльбурса: начало процесса на границе байоса-бата (165 млн. лет), конец—на границе титона-неокома (некоторые апеннинские геологи эти возрастные определения необоснованно экстраполировали на все офиолиты Кавказа и Передней Азии, имеющие, несомненно, верхнемеловой возраст).

Согласно палинспастическим реконструкциям (Лаубшер, 1971), южные Альпы и Центральные Динариды располагались у южной границы Мезотетиса. Укажем также на новые данные о верхнемеловом возрасте офиолитового комплекса Центрального Тродоса, изображаемого исследователями последнего времени как мощный протрузивный серпентинитовый купол (Гаас, 1979).

8. Альпийский этап Тавро-Кавказской области охватывает время от середины мела (верхний альб-сеноман) до конца майкопа. После киммерийского орогенеза, к середине мела, область в целом была заметно консолидирована—особенно Анатолийско-Иранский пояс, Понтийско-Малокавказско-Эльбурсский пояс и некоторые районы на севере. Обширная верхнемеловая трансгрессия охватила почти всю область, достигла максимума в кампане-маастрихте. После ларамийской орофазы и регрессивных движений в дате-палеоцене новая крупная волна трансгрессии охватила в эоцене почти всю область (за исключением осевых зон некоторых мегантиклинорий), и происходило существенное унаследованное углубление сенонских интрагеосинклиналей и тафрогеосинклиналей (с некоторым смещением в сторону). В результате орогенных движений на рубеже эоцена и олигоцена, олигоцена и бурдигала, нижнего и среднего миоцена в период формирования майкопской флишонад-

по-молассонидной толщи происходило замыкание Тетиса, поднятие мегантиклинорий Большого и Малого Кавказа, Эльбурса, Копетдага, Южного Памира, Загроса, Тавра, Эллинид, Динарид, Апеннин, Альп, Карпат.

В бурдигальском веке началась новая обширная трансгрессия, охватившая Анатолийско-Иранский и Закавказский межгорные прогибы, Аравийскую платформу, Предкавказье, и Неотетис сокращался в масштабах с перерывами до середины понта (максимумы в тортоне, верхнем сармате и понте), после чего происходило значительное поднятие горных сооружений, особенно до середины плиоцена (на Малом Кавказе суммарный размах послемiocеновых-досреднеплиоценовых поднятий составил 1300—1500 м, для всего плиоплейстоцена—2000 м, в том числе для антропогена в среднем 200 м). Значительное поднятие с эрозионным расчленением рельефа отмечается также перед тортоном и понтом. Среднечерноморская и Южнокаспийская впадины, так же, как и впадины Красного, Мертвого, Тирренского, Лигурийского и Альборанского морей, рассматриваются как структуры ограниченного спрединга с компенсационными диапировыми ядрами, сложенными, вероятно, из плотного мантийного вещества. Последний этап их формирования охватывает практически весь плиоцен. Диапировый характер этих структур подчеркивается наличием в их окружении компенсационных трогов, выполненных слабоуплотненными осадками.

Одной из примечательных особенностей геологического развития всего Средиземноморского пояса является накопление мощных флишoidных отложений типа майкопской формации песчано-глинистых отложений, рыхлые пестроцветные песчано-глинисто-конгломератовые молассы в предгорьях и передовых прогибах горных цепей и соленосные отложения в гельветском ярусе и частично в верхнем олигоцене и верхнем миоцене (от Пиренеев до Гималаев).

Характерной особенностью альпийского осадочного цикла является: широкое развитие рудистовых фаций в туроне-нижнем сеноне, мергелистых известняков батинальной фации в кампане-маастрихте (с иноцерамами и ежами), переходящие местами в флишoidную фацию

(Тавр), мощные флишевые и флишондные отложения в эоцене и майкопе (мачиньо), молассы в верхнем майкопе, эвапориты в среднем и частично верхнем миоцене, мощный эффузивный вулканизм в туроне-нижнем сеномене, палеогене, миоцене, плиоцене, плейстоцене, типичный гранитоидный магматизм (плутонизм) от верхов эоцена до среднего миоцена (особенно в Понтийско-Малокавказско-Эльбурсском поясе), синтектонические гранитоиды в эоцене (Центральный Иран), разнообразные малые и субвулканические интрузивы в миоплиоцене.

Эффузивный вулканизм в альпийское время в широких масштабах проявился в альбе-верхнем сантоне и особенно широко в туроне-коньяке (в основном спилиты, оливиновые базальты, субщелочные базальты и местами кератофиры в верхах разрезов), очень широко в палеогене (в основном андезиты, простирающиеся от Белуджистана через Внутренний Иран в Армению (Урмия-Дохтарская вулканическая зона Шредера) и Северную Анатолию до Синопского полуострова на 2500 км); нижнего-среднего плиоцена (андезиты и андезитодациты пояса, протягивающегося от Эгейского моря в Армянское нагорье и далее в северо-западный Иран и в Белуджистан на 5000 км (включая лавы вулканов Абул, Самсар, Варденик, Саханд, Салаван и др.); верхнего плиоцена (долеритовые базальты, простирающиеся с перерывами из Ахалкалакского нагорья и бассейна оз. Севан в верхнюю Месопотамию и далее в Эфиопию, многоярусные покровы андезито-базальтовых и дацитовых лав, слагающих вулканические сооружения Б. Арарата, Арагаца, Араилера, субщелочные лавы Ишхансара и других вулканов Сюникского нагорья Армении), антропогена в Армянском нагорье (более 600 потухших вулканов, давших в основном андезито-базальтовые лавы, дацитовые лавы и туфы, щелочные базальты, обсидианы и перлиты, основные и щелочные лавы цепи вулканов Надари-Сараюх, кислых куполов Хар-Бала в северо-западном Иране), плио-плейстоценовые стратовулканы Силан, Немруд и др.

В области Б. Кавказа в зоне сочленения Центрального Кавказа со Скифской платформой в миоплиоцене (12—30 млн. лет) формируются знаменитые минераловодские лакколиты из кислых гранитоидов (с повышен-

ной щелочностью). С ними одновозрастны и тождественны по составу лакколиты бассейна Среднего Аракса (Бердык, Нагаджир, Иландаг-I, Иландаг-II и др.).

На Северном Кавказе, в Эльбрусской области известны многочисленные извержения кислых лав и туфов, имевших место в плиоплейстоцене (Эльбрус, Тырнауз, Чегем и др.). В осевой зоне Б. Кавказа расположен потухший вулкан Казбек и ряд мелких вулканов, давших в плиоплейстоцене андезито-дацитовые лавы.

С указанными выше нижнесенонскими спилитами генетически или парагенно ассоциируют почти все интрузивы мафитов-ультрамафитов и почти все радиоляриты. В геодинамические модели, создаваемые для объяснения раннегеосинклинального (инициального) базальтового вулканизма (спилиты) должны быть вписаны также мафиты-ультрамафиты и офиолитовые ассоциации пород в целом. Для построения таких моделей существенное значение должно иметь новое, обстоятельно обоснованное представление об автономности развития офиолитовых прогибов, фациальный переход осадочно-вулканогенного заполнения этих прогибов в отложения смежных неофиолитовых зон и др. (Сатян, 1979).

В проблеме офиолитов обращают на себя внимание следующие обстоятельства.

а) В Тавро-Загросском (Периаравийском) поясе офиолитовые массивы и пластины считаются многими из современных исследователей тектоническими отторженцами докембрийской океанической литосферы, выдвинутыми на поверхность по механизму обдукции (на юг) Анатолийско-Иранской плиты или субдукции (на север) Аравийской платформы. Радиоляриты и вулканиты, сопровождающие офиолиты, включают фауну нижнего сенона (глоботрункана и др.). Такой же возраст имеют офиолиты внутренней полосы Анатолийско-Иранского субконтинента и Ванского офиолитового траверса, связывающего Малокавказский и Периаравийский офиолитовые пояса. Какова причина одновозрастности магматических офиолитов Ванского траверса и Малого Кавказа и тектонических процессов становления офиолитовых покровов Тавро-Загросской системы? В Малокавказском поясе офиолитовые массивы прорывают вулканогенно-осадочную толщу турона-нижнего сенона и

трансгрессивно перекрываются отложениями верхнего коньяка-сантона (с базальными конгломератами, включающими гальки серпентинитов, габбро, радиоляритов).

б) Как в Пернаравийском, так и в Малокавказском поясе офиолиты сопровождаются диабаз-спилитовыми вулканиитами, причем во втором поясе вулканизм начался раньше внедрения ультрамафитов и продолжался также в период накопления радиоляритов, занимающих во всех четко документированных разрезах верхние горизонты офиолитовых формаций (в последнем случае приемлемой оказывается известная модель становления офиолитов по Дж. Максвеллу).

Рассмотрим причины появления лав в Тавро-Загросском поясе магматических офиолитов, притом не в начале, а непосредственно после индивидуализации офиолитовых массивов.

в) После индивидуализации перидотитовых и габбровых массивов во времени следуют их куммуляты, рассматривающиеся как типичные магматиты. Если первые являются тектонически транспортированными массами докембрийского возраста, а вторые имеют магматическую природу и молодой (сенонский) возраст, то какова природа их парагенной связи, если она вообще существует?

г) В середине мелового периода Тавро-Кавказская область в результате киммерийского орогенеза была преобразована в квазиплатформу, инъецировалась многочисленными гранитоидными интрузивами. В верхнем альбе-сеномане вся область охватывается процессами деструкции и коробления, море покрывает здесь огромные пространства от Армянского Тавра до Большого Кавказа, возникают рифты—авлакогены, в которых в раннесенонское время формируются офиолитовые пояса Тавро-Загросской и Малокавказской системы, Ванского траверса, Лутско-Табазского кольца; эти офиолитовые тафрогены позднее в верхнем сеноне и палеогене становятся флишевыми тектогенами, которые после инверсии окаймляются майкопскими молассами, за которыми далее следуют красноцветные эвапориты среднего миоцена.

Палеогеографические реконструкции показали (М. А. Сатиан, 1979), что офиолитовые тектогены Ма-

лого Кавказа развивались автономно (аутохтонно), имеют четкие фациальные связи со смежными неофиолитовыми зонами. Последние последовательно заполнялись вулканитами, которые соответствуют во времени вулканитам, вмещающим офиолиты, и далее офикластическим флишем.

Ввиду исключительной сложности проблемы происхождения офиолитов, очевидной множественности механизмов их проникновения в кору, существующие модели решения этой проблемы не могут быть свободными от противоречий и тем не менее в настоящее время можно более или менее определенно говорить о трех основных механизмах формирования офиолитовых комплексов:

а) Сближение путем конвективного транспорта или (и) контракционной конвергенции платформенных литосферных блоков мощностью порядка 200 км, сдавливания и тектонизации залегающих между ними коромантийных масс, выдавливания наружу как твердопластических офиолитовых масс пограничной зоны кора—мантия, так и гипомагматических расплавов (базальты, пикриты, габбро, ультрамафиты) из магматизированных областей мантии и возможно коры.

б) Растяжение коры в виде рифтов, грабенов и окраинно-морских бассейнов в условиях дивергентного гравитационного соскальзывания или конвективного спрединга литосферных блоков, гравитационного и конвективного всплывания маловязких мантийных масс по механизму диапирового (изостатического) транспорта, попутное или (и) поступное выдавливание и всплывание гипомагматических расплавов в зону развития диапирового ядра.

в) Перетекание и растаскивание в земной коре офиолитовых масс после их серпентинизации (ввиду исключительно малой вязкости и ничтожной прочности серпентинитов) в условиях коллизии литосферных плит и инверсии офиолитовых тектогенов.

9. Несмотря на исключительное разнообразие оротектонических элементов, сложность инфраструктуры коры и общую мозаичность архитектуры, в фанерозойской тектонике Тавро-Кавказского орогена наблюдается отчетливо выраженная система складок и разломов

близширотного простирания и планетарно выраженных ундуляций этих структур по близмеридиональной сети. Существенные несогласия наблюдаются между планами тектонического развития байкальского и послебайкальского, герцинского и послегерцинского (особенно герцинского и новокиммерийского) и альпийского и миоплиоценового орогеническими этапами. Последний период начался с тортонского века и четко обозначился в плиоплейстоценовое время, отличаясь во многих случаях резким короблением коры, деструкций, расколами и растяжениями типа черноморских и красноморских дислокаций. Важную роль при формировании новых наложенных структур играет мозаичная структура байкальского основания, которая довольно часто и почти конформно отражается в фанерозойском чехле необычными антикавказскими простиранями складок, разломов и других структур. Эта особенность тектоники рассматриваемой области указывает, вероятно, на атлантический тип соотношений между древним Тетисом и смежными с ним Русской и Аравийской эпибайкальскими платформами.

6. НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКИХ РЕКОНСТРУКЦИЙ ТАВРО-КАВКАЗСКОЙ ОБЛАСТИ В СВЕТЕ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНОЙ ТЕОРИИ И ТЕОРИИ ТЕКТониКИ ПЛИТ

Выше неоднократно отмечалась тенденция многих современных исследователей излагать историю тектонического развития литосферных блоков с позиции плитовой тектоники, которая в свою очередь основывается на морфотектонических, сеймотектонических и палеомагнитных данных и постулирует возможность разбегания плавающих в астеносфере литосферных плит на сотни или тысячи километров и субдукции их на десятки или сотни километров. В ограниченных масштабах эти явления, безусловно, имеют место; не исключаются и крупномасштабные перемещения, однако для их прочного обоснования данных пока мало, а сами палеомагнитные данные, с помощью которых определяются масштабы перемещений литосферных блоков,

129

нуждаются в более глубокой и всесторонней интерпретации. К необходимости критического отношения к магнитным данным приводят новые сведения о магнитных полях Юпитера и Меркурия.

С помощью спутников «Пионер» было установлено, что Юпитер, кроме обычного дипольного магнитного поля, имеет также квадрупольное и октупольное поля, причем доля магнитных моментов их составляет 22% и 18% от момента главного диполя, как и в случае Земли. Ось последнего наклонена к оси вращения планеты на $10-11^\circ$, напряженность поля составляет у южного географического полюса 14 э, а у северного полюса—11 э (разность эта объясняется наличием указанных выше недипольных компонентов). Направление магнитного поля Юпитера противоположно направлению магнитного поля Земли. В новой модели внутреннего строения Юпитера сверху вниз выделяют: а) холодную водородно-гелиевую атмосферу средней толщиной 4200 км; б) ионизированный водородно-гелиевый слой толщиной 14 000 км, в) водородно-гелиевый слой, в котором давление превышает на поверхности 10^6 атм, температура $2 \cdot 10^3$ °С и водород находится в металлической фазе; г) жидкое ядро из силикатов в металлической фазе железа, никеля, окиси магния; давление в центре для данных моделей варьирует в пределах 20—100 млн. атм., температура 15—25 тыс. градусов. Радиус твердой поверхности Юпитера 53000 км.

По данным спутника «Маринер-10» Меркурий, так же, как и Юпитер, имеет как дипольное магнитное поле, так и квадрупольную и октупольную составляющие с относительной напряженностью 1:0,4:0,3, причем напряженность поля на расстоянии 450 км от поверхности планеты порядка 100 гамм, или 0,001 э (для Земли в современную эпоху эти отношения суть: 1:0,14:0,9). По данным «Маринера», плотность Меркурия 5,45 г/см³, радиус 2440 км, радиус ядра 1800 км, масса ядра 0,8 массы всей планеты¹. Таким образом, выясняется, что планеты представляют в действительности многополюсные магниты.

¹ См. Л. В. Ксанфомалити. Планеты, открытые заново, М., 1978; В. А. Бронштэн. Планеты и их наблюдение, М., 1979.

Выше говорилось о том, что в середине карбона в результате герцинской кратонизации Палеотетис перестал существовать, а Гондвана и Евразия были спаяны. По палеомагнитным данным, полученным на Африканском континенте, в среднем-верхнем карбоне на месте современного северного полюса Земли находилась точка с современными координатами 31° с. ш., 211° в. д., причем Южная Африка располагалась в антарктической области, а Северная Африка—в южном тропическом поясе. Для этого же времени по палеомагнитным данным, характеризующим Русскую платформу, северный полюс в среднем карбоне имел координаты 32° с. ш., 162° в. д., а для раннего девона 35° с. ш., 162° в. д. По палеомагнитным данным, полученным по материалам Индийской платформы, в кембрии северный полюс имел координаты 28° с. ш. 212° в. д., а по австралийским данным координаты 7° с. ш. и 161° в. д. (для раннего кембрия)².

Согласно палеонтологическим (палеоэкологическим) расчетам большие круги Земли за последние 10^9 лет (т. е. после планетарного гренвилевского орогенеза) уменьшились на 10%, т. е. более чем на 4000 км. Эффект сокращения концентрировался в нескольких орогенических поясах, ширина которых в суммарном выражении составила, по-видимому, не более 2000 км. Так, например, в профилях через Гималаи и Кавказ по обоим большим кругам Земли за мезокайнозойское время возникли прогнутые геосинклинальные зоны суммарной шириной в первом случае порядка 300 км, во втором—порядка 800 км. За это же время (220 млн. лет) окружность Земли сократилась на 880 км. Таким образом, выясняется, что, с одной стороны, при реализации сократившейся части окружности Земли в указанных орогенных зонах мезокайнозоя коэффициент сжатия пластов составил бы 100%, а с другой стороны, должно было иметь место скольжение Гондваны к Кавказу и Азии к Гималаям, для того, чтобы реализовать сокращение больших кругов на многие сотни и тысячи километров в нескольких узких геосинклинальных зонах. При та-

² См. А. Я. Кравчинский. Палеомагматизм и палеогеографическая эволюция континентов, Новосибирск, 1979.

ких крупномасштабных перемещениях литосферы, вероятно, могло иметь место также явление субдукции и обдукции. Важное значение имеет также установленный в последние годы факт о том, что Земля в начале геологического времени вращалась вдвое быстрее, чем сейчас (вследствие приливного торможения), а также теоретическое обоснование возможности крупномасштабных конвективных течений в мантии Земли ниже тектоносферы.

На Втором семинаре по геодинамике Кавказа (Тбилиси, 1980) было сделано несколько интересных попыток палеогеографических и палеотектонических реконструкций, учитывающих приведенные выше палеомагнитные данные. Ниже весьма кратко, в самых общих чертах, отмечаются основные моменты мобилистических представлений по Тавро-Кавказской области, отраженные в материалах тбилисского симпозиума (доклады Ш. Адамия, Б. Асанидзе и Д. Печерского; И. Архипова, А. Белова, А. Моссаковского, С. Соколова, В. Швольмана; И. Гамкрелидзе; С. Кулошвили, Г. Закариадзе, А. Книппера, М. Лордкипанидзе, С. Ушакова, О. Иванова, Е. Тищенко и др.).

1. Прототетис—океанически-геосинклинальная область между Гондваной на юге и Евразией на севере, существовавшая после карельской эпохи кратонизации; геосинклинальные пояса байкальского времени были заложены на океанической коре индонезийского типа; байкальский орогенез наращивал Гондвану в северном направлении, возможно до границы Закавказской плиты и мегантиклинория Б. Кавказа.

2. Палеотетис (Палеозойский Тетис) располагается в унаследованном порядке в близширотном направлении между развитой Гондваной и Евразией от Вала Карпинского до Месопотамско-Оманского пояса Аравийской плиты, причем Вал Карпинского (вернее, южный край докембрийской Русской платформы) в девоне располагался в экваториальном поясе, который прослеживается от Южной Гренландии в Средний Каспий и далее в северо-восточную Австралию и Новую Зеландию. Палеотетис был закрыт и кратонизирован в итоге ряда орогенических фаз, среди которых наиболее мощным и решающим оказалась фаза в среднем карбоне.

Складчатость, метаморфизм и гранитизация среднего карбона охватывают северную Скифско-Валахско-Среднекаспийскую область и Б. Кавказ (исключая Сванетскую зону), наращивая Евразийскую платформу в южном направлении. В мобилистических построениях южный край развитой Евразии с андезитовым наземным вулканизмом (пермь) и орогенным гранитоидным плутонизмом отмечает собой континентальную окраину андийского типа. Южнее, на границе между Закавказским микроконтинентом и Анатолийско-Иранским субконтинентом, намечается прерывистый пояс активного вулканизма (в перми и карбоне), метаморфизма и герцинской гранитизации.

Палеозойские отложения Анатолийско-Иранского субконтинента носят в целом многоосинклинальный (параплатформенный) характер, а в пределах Таврской, Загросской, Эльбурской и Понтийских зон — парагеосинклинальный характер.

В представлении ряда авторов (Адамия, Асанидзе, Печерский, и др., 1980) в верхнем девоне — нижнем карбоне Закавказский срединный массив примыкал к Евразийской платформе и отделялся от Гондваны океанической областью (Палеотетис) шириною 2500—3000 км. Южная часть этой области в пределах бассейнов Среднего и Верхнего Аракса, Южного Эльбурса, Центрального Ирана и Анатолии, к югу от линии Новака-Тромпа рассматривается как пассивная континентальная окраина (карбонатный шельф Гондваны), а северная половина — к северу от Армянского (Малокавказского) офиолитового пояса как активная окраина Евразийской платформы. На фоне последней зоны Б. Кавказа и Горного Закавказья выступают как островные дуги, зона Передового хребта как внутридуговой рифт, а морские бассейны Большого Кавказа и Предкавказья — как окраинные моря. Отрыв Южнокавказской провинции Палеотетиса от Африканской платформы начинается с конца палеозоя — начала триаса.

3. Позднепалеозойско-раннетриасовый Тетис (Инфразететис) наследует структуру Палеотетиса в узкой полосе, которая прослеживается через всю Евразию и включает Западное Приморье, юг Сихоте-Алиня, Манчжурию, Внутреннюю Монголию, Бей-Шань, Север-

ный Памир, Северный Афганистан, южный склон Б. Кавказа (Сванетскую геосинклиналь, отмеченную комплексом отложений дизской свиты, от среднего палеозоя до триаса включительно). Эта полоса, в отличие от типичных океанических бассейнов, имела субокеаническую кору и включала множество островных дуг, окраинных морей (с океаническим типом коры) и микроконтинентов (Архипов, Белов, Моссаковский, 1980). По мобилистическим построениям закрытие структуры Инфразомететиса произошло путем коллизии во второй половине триаса в результате столкновения континентальных масс Северной Евразии, Тибета, Афгано-Ирано-Анатолийской части Аравийской платформы, Китайско-Корейской платформы, Тарима.

4. Мезотетис обнаруживает в ряде районов существенные различия в плане своего структурного развития по сравнению с Палеотетисом. В Мезотетисе коробится и раскалывается на разделенные рифтами отдельные блоки северная часть Гондваны, которая в прошлом была затоплена водами южных морей Палеотетиса, причем процесс рифтования начинается в верхнем карбоне на востоке (Гималаи), продолжается в перми в центральных районах (в южном Памире, Афганистане, Омане, Восточной Африке) и кончается в триасе на западе (Иран, Кавказ, Анатолия, Балканы). Четко обособливается триасовая рифтовая зона Оман—Тавр—Пиндос, протяженностью 5000 км и шириной в среднем 250 км (Пиндско-Пишакунская рифтовая зона, по Марко, Рикю и др., 1979). К северу от этой рифтовой зоны располагался Анатолийско-Закавказско-Ирано-Афганистанский субконтинент (система микроконтинентов, или плит), а севернее последнего кратонизированная геосинклинально-океаническая область Палеотетиса (от Валахии к Кавказу, Среднему Каспию и Туркмении). На основе квазиплатформенных структур герцинского и раннекеммерийского циклов возникают позднекеммерийские (юра-неоком) прогибы (троги-авлакогены) Б. Кавказа, Крыма, Копетдага, М. Кавказа, Эльбурса: в это же время продолжается наращивание мощностей в прогибах Загроса, Тавра, Эллинид и Линарид. Значительные складчатые дислокации и гранитный магматизм развиваются в этих прогибах в конце средней юры

и в конце неокома. В течение всего этого времени Африкано-Аравийская платформа двигалась на север и тем самым поперечные размеры Мезотетиса сокращались. Круимсек (1976) считает, что по палеомагнитным данным (по перми, неокому, палеогену и неогену) Ирано-Афганская плита после отделения в перми от Гондваны переместилась на север и столкнулась с Русской платформой.

5. Неотетис в нашем представлении охватывает морские бассейны Тавро-Кавказской области, начиная со времен обширной позднеальбской-сеноманской трансгрессии—после закрытия и вырождения в алте-среднем альбе Мезотетиса и ликвидации его Закавказской ветви. С середины мелового времени и особенно в нижнем сеномене в Тавро-Кавказской области возникает множество трогов, рифтов, горстовых поднятий, интрагеосинклинальных прогибов, особенно по краям Анатолийско-Иранского субконтинента и Закавказской плиты, формируется ряд офиолитовых поясов, обрамляющих с перерывами все наиболее жесткие блоки коры этих областей. Континентальные блоки в период Неотетиса испытывают коллизию ввиду сближения Русской и Аравийской платформ, причем последняя, по мнению большинства исследователей, по механизму субдукции погружается под Анатолийско-Иранский субконтинент, а столкновение самих плит вызывает в их краевых зонах складчатые смятия отложений; некоторые исследователи подобное же погружение намечают со стороны Южноанатолийской плиты под Понтийско-Малокавказско-Эльбурсский пояс. Андезитовые дуги палеогена (от Синоп до Киртара), плиоцена (от Эгейского моря до Пакистана) и плейстоцена (от гор Кесарии и оз. Ван до Белуджистана), так же, как и андезитовые дуги юры-неокома, рассматриваются как проявление процессов субдукции. В целом же кинематическая схема, основанная на сближении Русской и Аравийской платформ, в первом приближении удовлетворительно объясняет всю тектономагматическую эволюцию Тавро-Кавказской области (Асланян, 1958).

Нгуэн Тхи Ким Тхоа (1978), изучая вопросы палеомагнетизма на материале Малого Кавказа, отмечает, что после поздненеокомского орогенеза Армянское на-

горье повернулось по ходу часовой стрелки на $20-30^\circ$ и примкнуло к Евразии, а в конце верхнего мела сместилось на север на $10-15^\circ$ и одновременно повернулось по ходу часовой стрелки на $20-30^\circ$ на северо-восток вместе со всей Евразией. По его расчетам Малый Кавказ в средней юре—нижнем мелу был значительно ближе к Аравии (широта полюса $\Phi=69^\circ$, долгота $\Lambda=264^\circ$).

В плане мобилистических построений были сделаны попытки (Гамкрелидзе, 1980, и др.) определить структурное положение офиолитовых поясов и отношение процессов становления их к геодинамической схеме развития Тавро-Кавказской области. И. П. Гамкрелидзе наиболее ранними здесь считает офиолиты позднего докембрия—среднего палеозоя (офиолиты Передового хребта и Дзирульского массива), к ним следует отнести также офиолиты Цахкункского массива в Центральной Армении, размещенные в амфиболитах докембрия и имеющих меридиональное простирание. Далее следуют позднепалеозойские офиолиты Восточного Эльбурса (лавы и силлы верлитов в отложениях карбона в районе гор. Мешхед), триасовые офиолиты в системе трогов Пиндос-Пишакун, предверхнеюрские офиолиты СЗ Эльбурса и затем нижнесенонские офиолиты Загроса, Тавра, Кипра, Эльбурса, Западной Армении, Малого Кавказа, Северной Анатолии (последние имеют, несомненно, нижнесенонский возраст, но в работе И. П. Гамкрелидзе отнесены к юре—нижнему мелу, по-видимому, на основании устаревших сведений).

По мнению авторов указанных построений, офиолитовые пояса маркируют повсеместно океаническую кору, сложенную в основании (III слой) серпентинизированными мафитами—ультрамафитами, полосчатыми габбро, выше диабазами и сланцами (II слой) и далее осадочным слоем (I подводный слой). Это точка зрения, как уже указывалось, оспаривается, хотя в новейшей литературе приводятся примеры офиолитовых поясов и пластин, которые лучше всего интерпретируются именно в данном плане, т. е. в плане того, что они являются тектонизированными реликтами океанической коры (концепция А. В. Пейве).

В некоторых мобилистических построениях Малокавказский (Армянский) офиолитовый пояс рассматри-

вается как тектонизированный реликт океанической коры и локализуется в пределах близширотного глубоководного залива Мезотетиса между Понтийско-Закавказской и Ирано-Эльбурсской плитами (Закариадзе, Книппер, Лордкипанидзе, 1980).

Известные в данном поясе юрско-неокомские толеиты и некоторые слабощелочные высокотитанистые лавы рассматриваются как продукты вулканической активности, свойственной срединноокеаническим хребтам и подводным горам, а распространенные в альбе—нижнем сеноне низкотитанистая дифференцированная толеитовая серия и серия высокотитанистых толеитов (вместе с тяготеющими к ним высокотитанистыми щелочными базальтами) рассматриваются соответственно как продукты островодужного вулканизма и продукты океанических островов и подводных гор. По их мнению, выжимание офиолитов произошло здесь в верхнем альбе—нижнем коньяке в виде шарьяжа в условиях столкновения зрелой островной дуги с океаническими дугами и цепями подводных гор (Закариадзе, Книппер, Лордкипанидзе, 1980).

Глубоководный океанический залив намечается также вдоль южной границы Главного хребта Б. Кавказа, в полосе развития метабазитов лабинской и буульгенской серий; предполагается, что раннесреднепалеозойские офиолиты как Передового, так и Главного хребта, были выжаты со дна этого залива в конце раннего карбона вследствие сближения островодужных блоков коры Большого Кавказа и Закавказья (Адамия, Асанидзе, Печерский, 1980).

В Мезотетисе существование срединноокеанических хребтов указанными авторами намечается по выходам офиолитов как Закавказья, так и Ирана и Анатолии. Следует обратить внимание на тот факт, что ряд довольно крупных выходов офиолитовых пород имеется также внутри Анатолийско-Иранского субконтинента, особенно в области бассейнов озер Ван и Урмия, которые по формационному составу, возрасту и условиям локализации не отличаются от севанских офиолитов, однако в схему указанных выше авторов они не укладываются. Кроме того, как неоднократно отмечалось нами, эти офиолиты прорывают ассоциирующие с ними

вулканиты турона—нижнего коньяка, которые в разных своих горизонтах включают линзы и прослои конгломератов с гальками мафитов и ультрамафитов. Этот факт нами истолковывался как доказательство того, что ультрамафиты выжимались параллельно накоплению вулканогенных пород отчасти в виде экструзий, апикальные части которых разрушались и дали обломочный материал типа приостровных галечников шлейфов (Асланян, 1958).

Одной из важных идей мобилизма, выдвинутой А. Вегенером в 1912 г., является положение о динамической связи процессов растяжения и сжатия литосферы, интерпретируемой в том смысле, что горизонтальное сжатие литосферы, развивающееся в данной геосинклинальной системе или континентальном (батыклинальном) склоне (изгиб коры, субдукция и обдукция, орогеническое скучивание масс и др.), компенсируется горизонтальным растяжением в другой сопряженной области в виде конвергентного раздвигания противоположащих литосферных плит (явление спрединга и щелевого рифтогенеза). В этом плане, к примеру, спредингу в Срединноатлантическом хребте на границе средней и верхней юры и в конце эоцена ставится в соответствие орогеническое сжатие в Средиземноморском поясе (включая Кавказ); спредингу в триасе в Пиндско-Пиринском рифтовом поясе соответствуют сжатие и орогenez в Сванетской геосинклинали; сжатие и орогenez в области Малого Кавказа в верхнем апте соответствует расширение Мезотетиса на юге и др. С этой же точки зрения рассматривается вопрос образования таких молодых рифтовых структур, как Аденский, Афарский, Красноморский, Иорданский, Черноморский, Южнокаспийский (?) и др. По последним данным, в верхнекайнозойской истории этих структур выделяют две решающие фазы развития: ниже-среднемиоценовая (30—15 млн. лет) и послемииоценовая (10 млн. лет). Первой фазе соответствует мощный орогenez во всех альпийских тектогенах и накопление моласс, а второй — интенсивное вздымание этих сооружений в виде орографически выраженных крупных структур и коробление коры всей Тавро-Кавказской области, сопровождавшееся трансгрессией моря в межгорные и предгор-

ные области, вулканической и сейсмической активностью. Приближение к центральным частям названных рифтоидных структур плотных мантийных масс с пластовой скоростью продольных волн 8,2—9,2 км/сек (Южный Каспий, Мертвое море, Черное море, Колхида) указывает, по-видимому, на компенсационный характер такого приближения, совершающегося, вероятно, по диапировому механизму. Аналогичная схема предложена для зоны спрединга и рифтогенеза срединноокеанических хребтов, представляющих собой крупные зоны потери устойчивости литосферы (Асланян, Арутюнян, Волярович, Левыкин, 1976). Она достаточно хорошо обосновывается в свете известной ныне теории устойчивости оболочек на упругом основании, а дополнительные связи, которые могут возникнуть при изменениях свойств астеносферного вещества, процессов осадконакопления и эрозии, перетекания подлитосферных масс, явлениях разломообразования, вулканизма, оледенения и др., открывают целый ряд новых возможностей для конструирования достаточно реальных, адекватных геодинамических моделей.

Таковы, на наш взгляд, основные мобилистические идеи, которые использовались при палинспастических реконструкциях в области палеотектоники Тавро-Кавказского орогена и смежных районов.

В настоящее время по этой области известно более десятка конкурирующих моделей палинспастических мобилистических реконструкций, которые хотя и основаны на единых теоретических позициях, но существенно отличаются по локализации и кинематике своих структурных элементов (плит, блоков, микроконтинентов, срединных массивов и др.). Очевидно, по мере накопления новых фактических данных и обоснования релевантности (уместности) соответствующих узлов конструкций и физической реальности моделируемых процессов будут созданы более емкие, гибкие и обобщающие модели. При этом чрезвычайно важно, чтобы новые модели полнее и гармоничнее отражали достижения не только океанической геологии, петрологии, геофизики и космологии, но и успехи классической геосинклинальной теории, которая располагает богатым фактуально-эмпирическим фондом и полностью оправдала себя в

качестве научной основы теории поисков месторождений полезных ископаемых.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Тавро-Кавказская область, называемая по традиции орогеном, по огромному разнообразию геологических формаций, тектонических структур, магматических комплексов, месторождений полезных ископаемых, фаций и мощностей отложений, особенностям истории геологического развития, феноменов новейшей геодинамической активности представляет для геологической науки и ее приложений исключительный интерес и по праву считается универсальным полигоном, где издавна проверяются все важнейшие геологические теории и гипотезы, претендующие на право объяснять концептуально все существенные закономерности состава, строения и эволюции литосферы и размещенных в ней месторождений полезных ископаемых. Особый интерес она представляет в условиях острых дискуссий между двумя генеральными направлениями современной геотектоники—фиксизмом и мобилизмом, которые хотя и берут начало в далеком прошлом, но в свете новейших достижений науки, техники, технологии, моделирования обогатились новым содержанием, встают в новом свете и постепенно сращиваются. Изложенный выше материал соответствует указанной задаче—освещению закономерностей геологического строения и эволюции литосферы и тектоно-магматических процессов обширной высокоподвижной гетерогенной области между Русской и Аравийской платформами.

Наиболее существенные обобщения, которые вытекают из предыдущего изложения и кажутся обоснованными более или менее удовлетворительно представляются в нашем изложении в следующем виде.

1. В современном виде Тавро-Кавказская область изображается как мозаично построенное множество литосферных блоков различной жесткости, сочлененных тектонизированными массами, субдукционными структурами и разнотипными разломами, обеспечивающи-

ми взаимное перемещение блоков, подблоковых и межблоковых масс, разрядку механических стрессовых напряжений и установление изостатического равновесия. В современных геодинамических моделях, учитывающих в первую очередь данные сейсмичности, выделяют Скифскую (Валахско-Скифско-Северокаспийскую) плиту, Черноморско-Североанатолийскую плиту, Закавказскую плиту, Южнокаспийскую плиту, Иранскую плиту (между Эльбурсом, Лутом и Загросом), Эгейско-Южноанатолийскую плиту и Аравийскую плиту, причем при детальном анализе внутри названных плит выделяется ряд более мелких плит и блоков.

Генеральная поверхность, маркирующая подошву литосферы, проводится на глубинах порядка 200—250 км, где, по данным магнитотеллурического зондирования, отмечена высокая проводимость масс и вещество, возможно, находится в полужидком состоянии. Такое состояние масс достигается, вероятно, на значительно меньших глубинах в межблоковых зонах, отмеченных чаще геосинклинальными и георифтогенальными комплексами (Большой и Малый Кавказ, Понтиды, Эльбурс, Копетдаг, Тавр, Загрос).

2. Метаморфический фундамент ближайшего обрамления Тавро-Кавказского орогена имеет, по радиометрическим и палеонтологическим данным, среднепротерозойский возраст (нововолынские метаморфиты юга Русской платформы и фарузийские метаморфиты с *Collenia* на севере Африканской платформы, имеющие возраст 1650—1750 млн. лет), а в фундаменте внутри орогена выделяются метаморфиты с максимальным возрастом 1100—1350 млн. лет (Малый Кавказ, Восточный Эльбурс, Центральный Иран).

Основанием байкальских геосинклиналей Тавро-Кавказской области была существенно океаническая кора (Муратов, 1967; Такин, 1972; Белов, 1979, и др.), включавшая значительные участки сиалической коры, вулканических цепей, окраинных морей и островных дуг. Это Пратетис, который, по Г. Штилле, аналогичен области современной Индонезии и прилегающих к ней морских бассейнов. Складчатые комплексы, возникшие на месте байкальских геосинклиналей, объединили в данной области Гондвану и Евразию—процесс,

который был начат еще в конце среднего протерозоя—до гренвилльского (раннебайкальского) орогенеза.

Байкалиды Тавро-Кавказской области ориентированы в направлении ССВ—ЮЮЗ (в Закавказье они отмечены близ меридиональными складками в Арзаканском, Дзирульском, Ардаганском, Абхазском массивах) и находят отражение также в складчатом чехле более молодых отложений—в частности в складках антикавказского простирания. Вместе с этим устанавливается более молодой позднебайкальский возраст фундамента в северной половине области (участие вендских и кембрийских отложений в строении метаморфического фундамента на севере) и относительно более древней докембрийской на юге.

3. Герцинские складчатые структуры в целом расположены в отношении байкальских структур с большим азимутальным несогласием—по атлантическому типу сочленения; во многих случаях значительные азимутальные несогласия наблюдаются также между простираниями позднекембрийских (юра-нижний мел) и герцинских складчатых комплексов. Подобные соотношения могут интерпретироваться с точки зрения спрединга и рифтообразования, имевших место к началу герцинского и новокиммерийского тектонических циклов.

В позднепалеозойской и раннемезозойской истории тектонического развития Тавро-Кавказской области особое место занимают Сванетская геосинклиналь в пределах южного склона Б. Кавказа и Пишакун-Пиндосская цепь авлакогенов, возникших в триасе-лейасе параллельно парагеосинклинальным прогибам Эллинид, Тавра и Загроса. Продолжение первых зон прослеживается через всю Евразию (от Б. Кавказа в Северный Афганистан, Северный Памир, Внутреннюю Монголию, Манчжурию, Приморье, Сихоте-Алинь). Она заполнена мощной серией отложений от девона до триаса включительно. Замыкание ее совпадает во времени с раскрытием Пишакун-Пиндосской рифтовой структуры протяженностью около 5000 км.

4. Для мезокайнозойского времени отчетливо выделяется единый Анатолийско-Армянно-Иранский субконтинент, который прослеживается от Белуджистана во Внутренние Балканы (в мезозое до Венгерской низмен-

ности включительно). С ЮЮЗ он очерчивается альпийскими горными цепями Эллиид, Тавра и Загроса (с офиолитами), а с севера цепями Балканского Среднегорья, Понтид, Триалетии, Малого Кавказа, Карадага, Талыша и Эльбурса (в большинстве с офиолитами), расположенными кулисообразно (эшелонированно). Примечательна исключительная устойчивость фаций по обоим краям субконтинента в течение почти всего мезокайнозоя—известняков на юге (от Адриатического побережья Югославии до Оманского залива) и вулканогенно-осадочных образований (а также и гранитоидных интрузий) на севере (Большой Кавказ для этого времени обнаруживает значительное сходство с альпидами Австрии, Швейцарии, Франции).

В середине мелового времени по всей Тавро-Кавказской области в киммерийских трогах Гондваны происходят довольно интенсивные складчатые дислокации, а также проявляется мощный гранитный магматизм и отчасти гипербазитовый магматизм (в СЗ Эльбурса и на ЮВ Малого Кавказа). Кроме того, гранитный магматизм спорадически проявляется в конце средней юры и в верхней юре. Наиболее крупные гранитоидные интрузии киммерийского цикла располагаются в эвгеосинклинали Малого Кавказа и частично в зоне южного склона Большого Кавказа и в Иране, причем на Малом Кавказе они ассоциируют с андезитами и относятся к островодужной формации. С киммерийским гранитоидным магматизмом связаны месторождения меди-молибдена (тоналитовой формации, по Р. Л. Мелконяну и др.), скарновых железных руд, свинца и цинка, а с субвулканическими и малыми интрузивами и экструзивами медно-серноколчеданные и золото-полиметаллические месторождения. В середине мела после указанного орогенеза Тавро-Кавказская область приобретает облик квази-платформы.

5. С конца среднего мела указанная выше квази-платформа коробится и вовлекается в новый крупный цикл геосинклинального развития, начало которого отмечается обширной верхнеальбской-сеноманской трансгрессией, мощным вулканизмом и далее (в верхнем туроне—нижнем коньяке) образованием офиолитовой ассоциации (чаще со спилитами, радиоляритами, микрито-

выми, известняками, листовитами, железо-марганцевыми рудами); за офиолитами во времени следует обширная трансгрессия, которая развивается в позднем коньяке и с кратковременными перерывами достигает максимума в кампане-маастрихте. Крупная регрессия наступает на границе сенона и палеоцена, отмеченная в ряде мест складчатыми дислокациями. Новая трансгрессия достигает максимума в эоцене (лютет-приабон). Офиолитовые трогги в течение верхнего сенона, палеоцена и эоцена фигурируют как флишевые трогги. Завершающий этап данного цикла—поздний эоцен—средний миоцен (майкопское время на Кавказе, мачино на Апеннинах и Балканах, Кум на Среднем Востоке). С этим этапом связаны наиболее мощные складчатые движения, гранитоидный магматизм и руды цветных и редких металлов (Cu—Mo, Pb—Zn, Au), а также железа. Примечательно накопление мощных толщ каменной соли в позднем олигоцене—раннем миоцене и особенно в гельветское время.

6. Неотектонический этап в Тавро-Кавказской области начинается обширной тортонской трансгрессией; отложения тортона с большим угловым несогласием перекрывают складчатые комплексы майкопа (олигоцен—низы среднего миоцена) и его эквивалентов, а также более древние отложения. Более или менее значительные трансгрессии имели место позднее—в сармате, мэотисе, понте, акчагыле, апшероне и в четвертичное время. Отложения их развиты в межгорных депрессиях, предгорных впадинах, тафрогенных структурах и в ряде районов поднимаются на значительную высоту (сармат на 3000—3500 м на востоке Б. Кавказа, мэотис-понт на 2000 м в бассейне оз. Севан и киммерийского яруса на 2000—2500 м в бассейне оз. Севан, Зангезуре, Амасии и т. д.). В ряде горных областей, в частности на Малом Кавказе, в днищах ущелий глубиной 1300—1500 м залегают лавовые потоки, возраст которых составляет 5—6 млн. лет (андезитовые лавы в ущельях рек Дебед, Агстев, Раздан, Арпа, Тертер, Воротан). Существенную роль в отложениях неотектонического этапа играют также разнообразные озерно-речные отложения (местами с лигнитами), вулканиты, травертины, оползневые массивы, элювиально-пролювиальные образования, торфяники и др.

На аэровысотных и спутниковых фотоснимках Тавро-Кавказская область рисуется в плане в виде многократно чередующихся горных цепей, лавовых плато, вулканических цепей, отдельных массивов, долин, депрессий, низкогорных равнин, водоемов и т. д. В конце миоцена и в начале плиоцена вся эта область в континентальной части представляла собой низкогорный увалисто-холмистый край, в котором основные речные долины совпадали с крупными синклинориями и межгорными депрессиями. Основные черты горного рельефа области возникли в нижнем—среднем плиоцене (5—8 млн. лет) (в основном в век продуктивной толщи Каспия). Поднятие в области Большого и Малого Кавказа за все четвертичное время составляет в среднем не более 200 м (галечные покровы востока Б. Кавказа и востока М. Кавказа на высоте 200 м имеют позднеплиоценовый—раннеплейстоценовый возраст).

7. В течение среднего палеозоя, юры, мела, палеогена, неогена, антропогена через Тавро-Кавказскую область из Анатолии до Белуджистана прослеживаются выгнутые к северу дуги вулканической активности, особенно четко выраженные в девоне, нижнем карбоне, перми, средней-верхней юре, нижнем мелу, нижнем сеноне, эоцено-олигоцене, среднем и верхнем плиоцене, антропогене. В этом же плане прослеживаются офиолитовые пояса, которые в западном направлении в тектоническом переходе у гор. Ерзнка, вблизи северо-анатолийского разлома, сливаются в единый мощный ствол, а в районе оз. Ван посредством меридионального широкого траверса соединяют две основные ее ветви—Малокавказскую и Тавро-Загросскую. Примечательна ассоциация во многих случаях гипербазитов этих поясов со спилитами и шаровыми лавами, наличие в спилитах, вмещающих гипербазитовые и габбровые массивы, на разных уровнях зоогенных (рудистовых) известняков, микритовых известняков с глоботрунканами и радиоляритов (в верхах разрезов), а также в ряде случаев кератофинов. Детальными исследованиями обоснована автохтонность и автономность развития офиолитовых трогов Малого Кавказа, показана постумность интенсивных дислокаций меловых и палеогеновых отложений в отношении габбро-гипербазитовых массивов, размещенных почти всегда в

спилитах нижнего сенона (Асланян, Сатян, 1976, 1981, 1982).

8. Безграничные области бассейнов Черного моря и Южного Каспия интерпретируются как области спрединга и мантийного диапиризма и в отношении строения и особенностей геофизических полей сравниваются с краеморскими бассейнами, возникшими в среднемеловое время. Возможному дальнейшему сближению литосферы и соединению этих двух бассейнов через Закавказскую низменность, по всей вероятности, препятствовало сильное выдвижение на север Аравийской плиты, оказавшей расклинивающее действие. В зоне последнего располагается Транскавказское поднятие, отмеченное крупными вулканами Эльбрус, Казбек, Абул, Самсар, Арагац, Арарат, Тондурек (действующий), Сипан, Немрут, множеством гипоцентров землетрясений, повышенным тепловым потоком и флексурными и сбросовыми нарушениями фундамента. По данным новейших исследований (Асланян, Закарян, Акопян, Караханян, Микаелян, 1982) под Транскавказским поднятием мантийные массы находятся в аномальном состоянии, выраженном относительно низкими скоростями прохождения продольных волн (на всех трех изученных глубинных уровнях: 100, 150 и 200 км). Эта зона, по предварительным данным, прослеживается от вулкана Арарат с одной стороны к Оманскому заливу, а с другой — к Мертвому морю. Широко развитые в Армянском нагорье обратно намагниченные долеритовые базальты (лавы и силлы) верхнего плиоцена (возраст порядка 3,5 млн. лет) тяготеют к последней ветви и имеют свои аналоги в долине Евфрата к югу от Тавра.

9. Для континентальных районов Тавро-Кавказского орогена, по геофизическим исследованиям, была разработана трех-четырёхслойная модель коры: осадочно-вулканогенный чехол, гранитно-метаморфический слой (до границы раздела Конрада), диоритовый слой (слой Фёрча, выдержанный на ограниченных площадях) и «базальтовый» слой, подстилаемый весьма неоднородными по плотности и тектонизации мантийными оливин-пироксен-гранатовыми массами. Мощность коры сильно изменчива (в пределах Армянского нагорья в среднем $48 \text{ км} \pm 4 \text{ км}$). Однозначность интерпретации

сейсморазведочных данных при построении таких моделей опроверглась данными глубокого бурения на Кольском полуострове и в Кура-Араксинской низменности. В обоих районах кровля базальтового слоя ожидалась на глубине порядка 7,5 км, однако в первом районе на глубине 11000 м и во втором районе (у гор. Саатлы) на глубине 8250 (октябрь, 1982 г.) продолжают слабо измененные породы осадочной покрывки.

В направлении Решт—Саатлы—Кюрдамир в Куринско-Прикаспийской низменности намечалась по гравиметрическим данным четкообразная цепь поднятий фундамента.

По данным бурения, под молассовой серией сармата-плиоцена-антропогена мощностью 3250 м в Саатлы была вскрыта вулканогенная толща (в основном андезиты, чередующиеся с дацитами, базальтами и коралловыми известняками небольшой мощности) средней верхней юры—нижнего мела мощностью больше 5000 м. Эта толща идентична юрско-нижнемеловой вулканогенно-осадочной толще Южных Понтид, внешней дуги Малого Кавказа, зоны далекого Южного склона Большого Кавказа в области Рионской депрессии и, по всей вероятности, имеет непрерывное распространение также под верхнемеловыми и палеогеновыми отложениями Триалетского хребта и Центральной части Куринской депрессии и, возможно, частично в области Южного Каспия.

10. По результатам дешифрирования спутниковых и аэровысотных фотоснимков отчетливо выделяется обычная ортогональная регматическая сеть разломов, разломы параллельные складчатым деформационным мегаструктурам, а также крупные региональные и трансрегиональные линеаменты, которые расположены в большинстве вкрест простирания и частично косо или параллельно к горным цепям (данные Каца, Караханяна, Дебабова и др.).

В субмеридиональном направлении через Каспийское море, Туранскую плиту и Лутский массив протягивается система Урало-Оманских субпараллельных разломов, из рифтовой зоны Мертвого моря через восточную часть Черного моря (район гор. Сухуми и др.) к Волгограду протягивается вторая крупная система

линеаментов, из района сочленения Армянского (Восточного) Тавра и Загроса веером расходятся группа линеаментов, пересекающих Закавказскую плиту и Большой Кавказ. Ряд линеаментов выделен во внутренних зонах Анатолии и Ирана. Среди них особо выделяется Североанатолийский праводвиговый разлом, который, по аналогии с разломом Сан-Андреас в Америке, рассматривается некоторыми исследователями (Кетин и др.) как трансформный разлом. Он протягивается из Мраморного моря к оз. Ван и далее уходит в систему Загроса, другая его ветвь из района гор. Ерзика прослеживается в Малый Кавказ и Северный Иран (одна ветвь протягивается вдоль Севанского офиолитового пояса, другая—по долине р. Аракс, третья—севернее оз. Ван). Большинство очагов разрушительных землетрясений Армянского нагорья, Ирана и Центральной Анатолии связано с этим разломом. По данным аэрокосмических исследований последних лет, в районе оз. Ван к Североанатолийскому разлому примыкает линеамент, который отсюда протягивается к Синопскому полуострову, пересекает Черное море до Добруджи и далее вдоль Восточных Карпат прослеживается в Данию (Кац и др., 1981).

Во всех дешифрованных аэро-и космо материалах четко рисуется северный угловатый клиновидный контур Аравийской плиты, которая, по общепринятому представлению, погружается под Анатолийско-Армяно-Иранский субконтинент. Равным образом допускается возможность субдукции Южноанатолийской плиты под Черноморско-Североанатолийскую плиту по плоскости Североанатолийского разлома и промежуточного блока Анатолийско-Армянско-Иранского субконтинента под Закавказскую плиту. Спорной представляется возможность субдукции Закавказской плиты под Большой Кавказ и Среднеараксинского блока—под Малый Кавказ.

11. Анализ всего материала по геологическому строению и истории тектонического развития Тавро-Кавказской области и смежных районов показывает, что эволюция ее шла под знаком взаимного сближения ограничивающих ее платформ—Русской с севера и Аравийской с юга. Коробление литосферы произошло в усло-

возникшие вследствие латерального сжатия и изгиба литосферы.

ЛИТЕРАТУРА

- Абдуллаев Р. Н., Керимов Г. И., Ахундов Ф. А. Мезозойский магматизм Малого Кавказа. В кн. Геология СССР, т. XLVII, Азербайджанская ССР, «Недра», М., 1972.
- Абовян С. Б. Положение офиолитовых поясов Малого Кавказа в общей структуре Тавро-Кавказской геосинклинали. Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, № 4, 1979.
- Адамия Ш. А. Доюрские образования Кавказа. «Мецниереба», Тбилиси, 1968.
- Адамия Ш. А., Беляевский Н. А., Гамкрелидзе И. П., Михайлов А. Е. Строение и происхождение Черноморской впадины. Тектоника Средиземноморского пояса (тезисы докл.). «Наука», М., 1976.
- Адамян Ш. А., Закариадзе Г. С., Лордкипанидзе М. Б. Эволюция древней активной континентальной окраины на примере альпийской истории Кавказа. Геотектоника, № 4, 1977.
- Адамия Ш. А., Асанидзе Б. З., Печерский Д. М. Геодинамика Кавказа: опыт палинспастических реконструкций. II семинар по геодинамике Кавказа (тезисы докл.), Тбилиси, 1980.
- Ажгирей Г. Д. Тектоника и магматизм Большого Кавказа. МГК XXI сессия, докл. сов. геологов. М., 1960.
- Ажгирей Г. Д., Баранов Г. И., Кропачев С. М., Панов Д. И., Семенов С. М. Геология Большого Кавказа. «Недра», М., 1976.
- Азизбеков Ш. А. Геология Нахичеванской АССР, «Госгеолтехиздат», М., 1961.
- Азизбеков Ш. А., Дзоценидзе Г. С. Магматизм Кавказа, Ирана и Турции. Изв. АН СССР, сер. геол., № 12, 1970.
- Артемьев М. Е., Красовский С. С., Павленкова Н. И. Главные особенности гравитационной модели земной коры. Сб. «Гравитационная модель коры и верхней мантии Земли», «Наукова думка», Киев, 1979.
- Архипов И. В., Белов А. А., Моссаковский А. А., Соколов С. Д.

- Швольман В. А.* Кавказ в позднем палеозое—раннем мезозое на фоне развития Средиземноморско-Центрально-азиатского Тетиса. II семинар по геодинамике Кавказа (тезисы докл.). Тбилиси, 1980.
- Асланян А. Т.* Исследование по теории тектонической деформации Земли. Ереван, 1955.
- Асланян А. Т.* Региональная геология Армении. Ереван, 1958.
- Асланян А. Т.* Динамическая проблема геотектоники. Доклады советских геологов на Международном геологическом конгрессе, XXI сессия, М., 1960.
- Асланян А. Т.* Некоторые вопросы сейсмогеологии Армянского нагорья. Изв. АН Арм.ССР, Науки о Земле, № 5—6, 1967.
- Асланян А. Т., Волярович М. П., Левыкин А. И., Арутюнян А. В.* О составе, строении и упругих характеристиках земной коры и верхней мантии на территории Армении. ДАН Арм.ССР, т. XI, № 3, 1975.
- 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. Изв. АН АрмССР, Науки о Земле. № 6, 1975.
- Асланян А. Т., Волярович М. П., Левыкин А. И., Вегуни А. Т., Арутюнян А. В., Скворцова Л. С.* Исследование скоростей упругих волн в базитах и ультрабазитах Армении при высоких давлениях. Изв. АН СССР, Физика Земли, № 2, 1976.
- Асланян А. Т.* О причинах дугообразного плана деформационных мегаструктур земной коры. Изв. АН АрмССР, № 4, 1976.
- Асланян А. Т., Арутюнян А. В., Волярович М. П., Левыкин А. И.* Об одном возможном механизме становления гипербазитовых поясов и спрединговых структур литосферы. Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, № 5, 1976.
- Асланян А. Т.* Возбуждение чандлеровских колебаний полюса как проявление контракции Земли. Изв. АН Арм.ССР, Науки о Земле, № 4—5, 1977.
- Асланян А. Т.* Вулканотектоническая активность в Армянском нагорье в плиоцене и плейстоцене. Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, № 6, 1977.
- Асланян А. Т., Сатиан М. А.* К геологической характеристике офиолитовых поясов Закавказья. Изв. АН Арм.ССР. Науки о Земле, № 4—5, 1977.
- Асланян А. Т., Арутюнян А. В.* Исследование упругих свойств, плотность и сжимаемость серпентинитов Армении при высоких давлениях. Изв. АН Арм.ССР, Науки о Земле, № 4, 1979.

- Асланян А. Т., Арутюнян А. В. Исследование упругих свойств, плотности и сжимаемости ультрамафитов офиолитовых поясов Армении. Изв. АН Арм.ССР, Науки о Земле. № 6, 1979.
- Афанасьев Г. Д., Борсук А. И., Красивская И. С. (ред.). Магматические формации Кавказа и юго-восточной Европейской платформы. «Наука», М., 1977.
- Балавадзе Б. К., Шенгелая Г. Ш., Миндели П. Ш. Гравитационная модель земной коры Кавказа и акватории Каспийского моря. Сб. «Гравитационная модель коры и верхней мантии Земли», «Наукова думка», Киев, 1979.
- Баласанян С. И. Основные черты магматизма Армении. «Митк», Ереван, 1967.
- Баранов Г. И., Греков И. И. Доверхнепалеозойская структура Северного Кавказа. Тектоника Средиземноморского пояса (тезисы докл.). «Наука», М., 1978.
- Баранов Г. И., Греков И. И., Нетреба А. В., Савин С. В. Геодинамическая модель Большого Кавказа. II семинар по геодинамике Кавказа (тезисы докл.). Тбилиси, 1980.
- Белов А. А. История тектонического развития Альпийской складчатой области в палеозое. «Наука», М., 1979.
- Белоусов В. В. Большой Кавказ, ч. I—III. Тр. ЦНИГРИ, вып. 108, 121, 126, М.—Л., 1938—1940.
- Белоусов В. В. Основные вопросы геотектоники Изд. АН СССР, М., 1962.
- Белоусов В. В. Основы геотектоники. «Недра», М., 1975.
- Белоусов В. В. Альпийское развитие Средиземноморско-Гималайской зоны и его глубинные источники. Тектоника Средиземноморского пояса (тезисы докл.). «Наука», М., 1978.
- Богданов И. А., Добрецов Н. Л., Книппер А. Л., Шарасская А. Я., Дмитриев Л. В. Международный офиолитовый симпозиум 1979 г. Геотектоника, № 2, 1980.
- Бончев Ех. Некоторые вопросы тектоники восточной части Балканского полуострова в связи с тектонической проблемой Причерноморья. БМОИП, сер. геол., 36(6), 1957.
- Бурьянов В. Б., Гордиенко В. В., Павленкова Н. И. Комплексная геофизическая модель Юга СССР. Сб. «Гравитационная модель коры и верхней мантии Земли». «Наукова думка», Киев, 1979.
- Битю-Дюваль Б., Летузе Ж., Монтадар Л., Курье П., Муньо Ж., Санчо Х. Геология бассейнов Средиземного моря. Сб. «Геология континентальных окраин», т. 3, «Мир», 1979.

- Варданянц Л. А.* Тектоническая карта Кавказа в масштабе 1:1000000. Труды ВСЕГЕИ, нов. сер. т. 10, 1955.
- Вардапетян А. Н.* Позднекайнозойская тектоника плит Черноморско-Каспийского региона. Океанология, т. XIX, № 6, 1979.
- Весуни А. Т.* Палеоген Армении и сопредельных территорий. Изд. Львовского университета, Львов, 1979.
- Веселов В. В., Перфильев Ю. С., Чальян М. А.* Палеотектоническая реконструкция восточной части Средиземноморского складчатого пояса в мезозое—раннем кайнозое на основе анализа магматизма и металлогении. Тектоника Средиземноморского пояса (тезисы докл.) «Наука», М., 1978.
- Габриелян А. А.* Основные вопросы тектоники Армении. Изд. АН Арм.ССР, Ереван, 1979.
- Габриелян А. А.* Положение Армении в тектонической структуре Кавказско-Анатолийско-Иранского сегмента Альпийской складчатой области. Изв. АН Арм.ССР, Науки о Земле, т. XXIII, № 3, 1970.
- Гамкрелидзе П. Д.* Основные черты тектонического строения Кавказа. Геотектоника, № 3, 1966.
- Гамкрелидзе И. П.* Мобилизм и проблемы тектоники Кавказа. II семинар по геодинамике Кавказа (тезисы докл.), Тбилиси, 1980.
- Геология СССР, т. XLVII, Азербайджанская ССР. «Недра», М., 1972.
- Геология СССР, т. XLIII, Армянская ССР, «Недра», М., 1970.
- Геология СССР, т. X, Грузинская ССР, «Недра», М., 1964.
- Джанелидзе А. И.* К вопросу о тектоническом расчленении территории Грузии. В сб. «Вопросы петрогр. и минер.», Изд. АН СССР, 1953.
- Джеффрис Г.* Земля, Изд. АН СССР, М., 1960.
- Дзоценидзе Г. С.* Развитие вулканических процессов на Кавказе в связи с его геотектоническим развитием. Геотектоника, № 3, 1966.
- Диасамидзе Ш. П., Иоселиани М. С., Раджабов М. М.* Сейсмическая модель земной коры в Колхидской низменности. Сообщ. АН Груз.ССР, 98, № 1, 1980.
- Дьюи Дж.* Континентальные окраины и обдукции офиолитов. Сб. «Геология континентальных окраин», т. 3, «Мир», М., 1979.
- Егоркина Г. В., Соколова И. А., Егорова Л. М.* Глубинное строение ультрабазитовых поясов Армении. Советская геология, № 3, 1976.
- Закариадзе Г. С., Книппер А. Л., Лордкипанидзе М. Б.* Опыт корре-

- ляции мезозойского вулканизма офиолитового пояса Малого Кавказа и зон его обрамления (геодинамические аспекты). Псеминар по геодинамике Кавказа (тезисы докл.). Тбилиси, 1980.
- Заридзе Г. М., Татришвили Н. Ф.* Магматизм Грузии и связанные с ним рудообразования. Госгеолтехиздат, М., 1959.
- Зоненшайн Л. П., Савостин Л. А., Вардапетян А. Н., Володина В. И.* Кайнозойская тектоника плит и геологическая история Среднего отрезка Альпийско-Гималайского пояса. Сб. «Строение литосферных плит», «Наука», М., 1979.
- Казьмин В. Г., Кумков В. В.* Офиолитовая формация северо-западной Сибири. Геология и разведка, № 2, 1965.
- Карпетов С. С.* Условия заложения и основные структурные элементы восточной части Средиземноморского складчатого пояса Евразии. Тектоника Средиземноморского пояса (тезисы докл.). «Наука», М., 1978.
- Кахадзе И. Р.* Грузия в юрское время. Изд. АН Груз.ССР, Тбилиси, 1947.
- Каишай М. А.* Основные и ультраосновные породы Азербайджана. Изд. АН Азерб.ССР, Баку, 1947.
- Кетин И.* Тектонические структуры Анатолии (Малая Азия). Геотектоника, № 3, 1966.
- Книппер А. Л.* Особенности образования антиклиналей с серпентинитовыми ядрами (Севано-Акеринская зона М. Кавказа). БМОИП, отд. геол., 15, 1965.
- Книппер А. Л.* Океаническая кора в структуре альпийской складчатой области юга Европы, западной части Азии и Кубы, «Наука», М., 1975.
- Колман Р.* Офиолиты. «Мир», М., 1979.
- Колман Р., Ирвин У.* Офиолиты и древние континентальные окраины. Сб. «Геология континентальных окраин», т. 3, «Мир», М., 1979.
- Короновский Н. В.* Кайнозойский вулканизм Среднеальпийского пояса Евразии, Изд. МГУ, М., 1979.
- Краус Э.* Орогены Восточной Анатолии и величина их смещения. В сб. «Тектоника Альпийской области», «Мир», М., 1965.
- Кропоткин П. Н.* Проблема дрейфа материков (мобилизма). Изв. АН СССР, Физика Земли, № 3, 1969.
- Кулошвили С. И.* Некоторые вопросы неотектоники и сейсмичности Кавказа в связи с его современной геодинамической обстановкой. II семинар по геодинамике Кавказа (тезисы докл.), Тбилиси, 1980.

- Крукиенк М. Минеральные ресурсы континентальных окраин. Сб. «Геология континентальных окраин», т. 3, «Мир», М., 1979.
- Лалиев А. Г. Майкопская серия Грузии. «Недра», М., 1964.
- Лебедев Л. И., Маловицкий Я. П., Муратов М. В., Шлезингер А. Е., Яншин А. Л. Сравнительно-тектонический анализ осадочных Чехлов глубоководных бассейнов Средиземноморского пояса. Тектоника Средиземноморского пояса (тезисы докл.). «Наука», М., 1978.
- Ломизе М. Г. Геосинклиналь Большого Кавказа как структура растяжения. II семинар по геодинамике Кавказа (тезисы докл.), Тбилиси, 1980.
- Магакъян И. Г. Металлогения (закономерности размещения месторождений металлических полезных ископаемых). Ереван, Изд. АН Арм.ССР, 1978 (на арм. яз.).
- Маджиди Б. Ультраосновные лавовые потоки в северо-восточном Иране. Аннотация в итальянском журнале «Ofioliti», № 4, № 12, 1979.
- Маловицкий Я. П. Тектоническая карта дна Средиземноморского моря. Тектоника Средиземноморского пояса (тезисы докл.). «Наука», М., 1978.
- Милановский Е. Е. Новейшая тектоника Кавказа, «Недра», 1968.
- Милановский Е. Е., Короновский Н. В. Орогенный вулканизм и тектоника Альпийского пояса Евразии. «Недра», 1973.
- Милановский Е. Е. Рифтовые зоны континентов. «Недра», М., 1978.
- Милановский Е. Е. Кинематика тектонических движений Средиземноморского геосинклинального пояса в орогенном этапе Альпийского «цикла». Тектоника Средиземноморского пояса (тезисы докл.). «Наука», М., 1978.
- Милановский Е. Е., Хаин В. Е. Геологическое строение Кавказа. Изд. МГУ, М., 1963.
- Миндели П. Ш., Непрочнов Ю. П. Определение области отсутствия гранитного слоя в Черноморской впадине по данным ГСЗ и сейсмологии. Изв. АН СССР, сер. геол., № 2, 1965.
- Муратов М. В. Тектоническая структура альпийской геосинклинальной области Восточной Европы и Малой Азии и история их развития. МГК, XXI сессия. Докл. сов. геологов. проблема 18, М., 1960.
- Муратов М. В., Непрочнов Б. П. Строение дна Черноморской котловины и ее происхождение. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. XII, вып. 5, 1967.
- Муратов М. В. Строение складчатого основания Средиземномор-

- ского пояса Европы и Западной Азии и главнейшие этапы развития этого пояса. Геотектоника, № 2, 1969.
- Муратов М. В. Средиземноморский пояс и его районирование. Тектоника Средиземноморского пояса (тезисы докл.). «Наука», М., 1978.
- Нгуен Тхи Ким Тхоя. Обоснование надежности палеомагнитных данных при решении палеотектонических задач (на примере юры и мела Армении). «Наука», М., 1978.
- Новикова А. С. Тектоника фундамента древних платформ. Сб. «Тектоника в исследованиях Геологического института АН СССР», «Наука», М., 1980.
- Оганесян Ш. С. Строение земной коры территории Армении по гравиметрическим данным. Сб. «Гравитационная модель коры и верхней мантии Земли», «Наукова думка», Киев, 1979.
- Паффенгольц К. Н. Геологический очерк Кавказа. Изд. АН Арм.ССР, 1959.
- Паффенгольц К. Н. Кавказ, Карпаты, Балканы. Изд. АН Арм.ССР, Ереван, 1971.
- Пейве А. В. Океаническая кора геологического прошлого. Геотектоника, № 4, 1969.
- Пейве А. В., Богданов Н. А., Книппер А. Л., Перфильев А. С. Офиолиты. Геотектоника, № 6, 1977.
- Пейве А. В. Глубинные разломы. Тектоника в исследованиях Геологического института АН СССР. «Наука», М., 1980.
- Резанов Н. А., Шевченко В. И. Тектоника и геофизические поля Крыма—Кавказа—Копетдага. II семинар по геодинамике Кавказа (тезисы докл.), Тбилиси, 1980.
- Петрушевский Б. А., Шукин Ю. К. Крупные поперечные тектонические зоны Средиземноморского складчатого пояса и некоторые загадки сейсмичности. Тектоника Средиземноморского пояса (тезисы докл.). «Наука», М., 1978.
- Ренгартен В. П. Тектоническая характеристика складчатых областей Кавказа. Тр. III Всесоюзн. съезда геол., 1930.
- Ренгартен В. П. Общий очерк тектоники Кавказа. Тр. XVII сессии МГК, т. II, 1939.
- Росс Д. Черное море. Сб. «Геология континентальных окраин», т. 3, «Мир», М., 1979.
- Рубинштейн М. М. К проблеме геотектонического расчленения Грузии. Сб. тр. ГИН АН ГССР, Тбилиси, Изд. АН ГССР, 1961.
- Саваренский Е. Ф., Яновская Т. Б., Сихарулидзе Д. И., Баграмян А. Х. О влиянии глубинных разломов на спектры поверхностных волн. Физика Земли, № 3, 1978.

- Саркисян О. А.* Геологическое строение и история тектонического развития Севано-Ширакского синклинория (Малый Кавказ). Изд. ЕрГУ, 1973.
- Сатиан М. А.* О соотношении осадочных и вулканогенных пород в разрезе офиолитовой ассоциации. Изв. АН Арм.ССР, Науки о Земле, № 4, 1979.
- Семов В. И., Куликов В. И., Гасанов И. С.* Строение Южно-Каспийской и Среднекаспийской впадин. В кн. «Земная кора окраин материков и внутренних морей», «Наука», М., 1975.
- Сироткина Т. Н.* Региональное гравитационное поле Кавказа и его геологическое истолкование. Сов. геология, № 3, 1979.
- Славин В. И.* О длительно развивающихся прогибах в альпийской геосинклинальной области. Сов. геология, № 6, 1964.
- Славин В. И., Хаин В. Е.* Роль киммерийских движений в развитии Средиземноморского пояса. Тектоника Средиземноморского пояса (тезисы докл.). «Наука», М., 1978.
- Соколов С. Д.* Олистостромовые толщи и позднемеловые тектонические покровы офиолитовых зон Малого Кавказа. Изд. ГИН АН СССР, М., 1975.
- Сологуб В. Б., Чекунов А. В.* Глубинное строение Карпато-Кавказского сегмента Средиземноморского пояса по геофизическим данным. Тектоника Средиземноморского пояса (тезисы докл.). «Наука», М., 1978.
- Сорохтин О. Г., Городницкий А. М.* Происхождение земной коры. Геофизика океана, т. II, «Недра», 1979.
- Стонли Р.* Развитие южной континентальной окраины древнего Тетиса. Сб. «Геология континентальных окраин», т. 3, «Мир», М., 1979.
- Сулиди-Кондратьев Е. Д., Кузнецов Ю. Я., Козлов В. В.* Тектоника и история развития зоны сочленения Средиземноморского складчатого пояса и Африкано-Аравийского кратона. Тектоника Средиземноморского пояса (тезисы докл.). «Наука», М., 1978.
- Твалчрелидзе Г. А.* Металлогенические особенности главных типов вулканических поясов. М., «Недра», 1977.
- Твалчрелидзе Г. А.* Металлогения центральной части альпийского Средиземноморского складчатого пояса. Геология рудных месторождений, т. XX, № 5, 1978.
- Туголесов Д. А., Соловьев В. В.* Тектоника Черноморской глубоководной впадины. Тектоника Средиземноморского пояса (тезисы докл.). «Наука», М., 1978.
- Фюрон Р.* Введение в геологию и гидрогеологию Турции. Изд. иностр. лит. М., 1955.

- Хаин В. Е. Основные черты структуры Альпийского пояса Евразии в пределах Ближнего и Среднего Востока. Вестник МГУ, № 1, 1969.
- Хаин В. Е. Условия заложения и основные этапы развития Средиземноморского геосинклинального пояса. Вестник МГУ, № 2, 1970.
- Хаин В. Е. Региональная геотектоника. «Недра», М., 1971.
- Цагарели А. Л. Четвертичная тектоника Грузии. Докл. сов. геол. на XXII сессии МГК. Гималайский и Альпийский орогенез. «Наука», 1964.
- Шихалибейли Э. Ш. Геологическое строение и история тектонического развития восточной части Малого Кавказа, т. III (История тектонического развития), Баку, Изд. АН Аз. ССР, 1967.
- Шихалибейли Э. Ш. Основные черты развития и геологического строения Азербайджана и Южного Каспия. II семинар по геодинамике Кавказа (тезисы докл.), 1980.
- Штеклин Дж. Тектоника Ирана. Геотектоника, № 1, 1966.
- Штеклин Дж. Древняя континентальная окраина в Иране. Сб. «Геология континентальных окраин», т. 3, «Мир», М., 1979.
- Штрейс Н. А., Марков М. С., Моссаковский А. А. Тектоника складчатых сооружений. Сб. «Тектоника в исследованиях Геологического института АН СССР», «Наука», М., 1980.
- Эргенюз К. Краткий обзор геологии Анатолии. Геотектоника, № 2, 1967.
- Якишин А. Л., Артюшков Е. В., Шлезингер А. Е. Основные типы крупных структур литосферных плит и возможные механизмы их образования. ДАН СССР, т. 234, № 5, 1977.
- Abbate E., Bortolotti V., Passerini P. Major structural events related to ophiolites of the Tethys belt. "Ofioliti", N 1, 1976.
- Abib D., Panic I., Sestini G. The alpin magmatic and metamorphic processes and plate tectonics in Zagros range, Iran: Geol. Soc. Amer. Bull., Part I, vol. 90, №6, 1979.
- Abich H. Vergleichende geologische Grundzuge der Kaukasischen, Armenischen and Nordpersischen Gebirge. Prodromus einer Geologie der Kaukasischen Lander. Mém. de l'Acad. Imp. des Sc. de St. Petersburg, 1858, VI ser. Sciences mathem. et phys., Bd. VII.
- Berberian M. Two important deformational and metamorphic phases in the belt NE of the Zagros thrust line (Iran): Iran Geol. Survey, Rep. 61, 1973.
- Berberian M. Contribution to the Seismotectonics of Iran (Part II) - Geol. Surv. of Iran, Report. N 39, 1976.

- Bingöl E.* Evolution géotectonique de l'Anatoli de l'Ouest. Bull. Soc. Geol. France, vol. 18, N 2, 1976.
- Blumenthal M.* Le système structural du Taurus Sudantolien: Soc. Geol. France, t. II, p. 611—662, 1960—1963.
- Boccaletti M., Gočev P., Manetti P.* Mesozoic isopic zones in the Black Sea region. Bull. Soc. Geol. It., 93, 547—565, 1974.
- Boccaletti M., Guazzone G.* Plate tectonics in the Mediterranean region. Geology of Italy. Tripoli, 1974.
- Boccaletti M., Innocenti F., Manetti P., Mazzuoli R., Modamed A., Radicati F., Sobhani E.* Neogene and Quaternary volcanics of the Bijar area (western Iran). Bull. Volcanol., v. 40—42, 1976—1977.
- Brinkmann R.* Geology of Western Anatolia. Tripoli, Libya, 1971.
- Brinkmann R.* Einige geologische Leitlinien von Anatolien. Geologica et Paläontologica, 2, 111—119, Marburg, 1968.
- Brinkmann R.* Mesozoic troughs and crustal structure in Anatolia. Géol. Soc. Am. Bull., 83, 1972.
- Brunn J. H.* Recherche des éléments majeurs du système alpin. „Rev. géogr. phys. géol. dyn.“, 1967, 7. IX, n. 1.
- Brunn J. H., Monon O.* Mesozoic troughs and crustal structure in Anatolia (discussion). Geol. Soc. America Bull., 84, 1973.
- Canitez N.* Crustal structure of the Earth in the Northern Anatolia by gravimetric and seismic investigation. Berksoy, Matbaas Istanbul, 1962.
- Grawford A. R.* Iran continental drift and plate tectonics: Int. Geol. Congr. 24th Montreal, Sec. 3, 106—112, 1972.
- Davis R. G., Jones C. R., Hamzpour B., Clark G. C.* Geology of the Masuleh Sheet, NW Iran: Geol. Surv. Iran, Rep. N. 24, 1972.
- Demirtasli E.* Variscian and early alpine events in the Taurus belt: Abstracts of First Geol. Cong. Middle East, Ankara, 1979.
- Dewey I. F., Pitman W. C., Ryan W. B. F., Bonnin I.* Plate Tectonics and Evolution at the Alpine System. Geol. Soc. Am. Bull. 84, (10), 3137—3180, 1973.
- Falcon N. L.* The geology of the North-East margin of the Arabian basement shield, 1968.
- Golshani F.* Outline of the stratigraphy of Iran; Geol. Surv. Iran Internale Rep. N. 75, 1971.
- Ilhan E.* Toros-Zagros folding and its relation to Middle East oil fields. „Bull. Am. Ass. Petr. Geol.“, N 5, 1967.
- Ilhan E.* The structural features of Turkey. Geology and History of Turkey, Tripoli, Libya, 1971.

- Innoçenti F., Mazzuoli R., Pasqure G., Radicati di Brozolo F., Villari L.* The neogene calcalkaline volcanism of central Anatolia: geochronological data on kayserinigde area. *Geol. Mag.* vol. 112, 1975, 350—360.
- Innoçenti F., Mazzuoli R., Pasqure G., Radicati F., Villari L.* Evolution of the volcanism in the area of interaction between the Arabian, Anatolian and Iranian plates (Lake Van). *Journ. of Volc. et Geoterm. Res.*, N. 1, 103—112, 1976.
- Kamini D. C., Nortimer C.* The structural environment of Khoj region, NW Iran: *Geol. Rundschau*, v. 64, 1975.
- Kashfi M. S.* Plate tectonics and structural evolution of the Zagros geosyncline, SW Iran: *Geol. Soc. Amer. Bull.*, v. 87, 1976.
- Ketin J.* Tectonic unites of Anatolia. *Bull. Min. Res. Expl. Inst.*, Turkey, N 66, Ankara, 1966.
- Koprivica D.* Geological correlation in the Hopa-Artvin-Shavshat area: Abstracts of First Geol. Congr. Middle East, Ankara, 1979.
- Krumen K.* Zur Bewegung der Iranisch—Afganschen Platte (Paleomagnetische Ergebnisse): *Geol. Rundschau*, v. 65, 1976.
- Laubscher H. P.* Das Alpine-Dinaride Problem und Palinspastik der südlichen Tethys: *Geol. Rundschau*, v. 63, 1971.
- Marcoux J. et Ricou L. E.* Classification des ophiolites et radiolarites alpino-méditerranéennes d'après, leur contexte paléogéographique et structural. Implications sur leur signification géodynamique. *Bull. Soc. Geol. France*, 1979, (7) t. XXI, N 5.
- McKenzie D. P.* Plate tectonics of the Mediterranean region, *Nature*, v. 226, 1970.
- Mohajer-Ashjal A., Beghzadi H., Berberian M.* Reflections on the rigidity of the Lut blocks and recent crustal deformations in eastern Iran: *Tectonophysics*, v. 25, 1975.
- Moore E. M., Vine F. L.* Troodos massif. *Roy. Soc. London Philos. Trans.*, A 268, 443—466, 1971.
- Nowroozi A. A.* Seismotectonics of the Persian plateau, eastern Turkey, Caucasus and Hindi—Kush regions: *Seism. Soc. Amer. Bull.* v. 61, 1971.
- Nowroozi A. A.* Focal mechanism of earthquakes in Persia, Turkey, West Pakistan and Afganistan and plate tectonics of the Middle East: *Seism. Soc. Amer. Bull.*, v. 62, 1972.
- Oswald F. F.* Armenien "Handb. d. regional Geologie" Bd. V, Lief. 3. Hf. 10. Heidelberg, 1912.
- Radule P.* Some metallogenetic characteristics of the Murgul area: Abstracts of First Geol. Cong. Middle East, Ankara, 1979.

- Rigo de Righi M. and Cortesini A.* Gravity tectonics in foothills structure belt of South—East Turkey. *Bull. Am. Ass. Petr. Geol.*, N 12, 1964.
- Scandone P.* Triassic seaways and the Jurassic Tethys Ocean in the central Mediterranean area: Reprinted from "Nature", vol. 256, N 5515, 1975.
- Schroeder E.* Essai sur la structure de l'Iran. "Ecl. Geol. Helv.", 1944, N 1.
- Skhirtladze N. J., Koronovski N. V., Shirinian K. G.* The late orogenic volcanism of the Caucasus: *Himalayan Geology*, vol. 7, 1977.
- Stahl A. F.* *Kaukasus. Handbuch der regionalen Geologie. Bd. V. H. 25, Abt. 5.* Heidelberg, 1923.
- Stamfli G. M.* Etude geologique generale de l'Elburz oriental au S de Gonabaed-a Qabus, Iran NE, Geneva, 1978.
- Stille H.* über europäisch- zentralasiatisch Gebirgzusammenhänge, Gesellschaft der Wiss. Zu Göttingen, Mathem.-Phys., Kl., s. 175—201, 1928.
- Stocklin I.* Possible ancient continental margins in Iran: in Burk C. A. and Drake C. L. (editors): the geology of continental margins. N 1, Springer-Verlag, 1974.
- Takin M.* Iranian Geology and continental drift in the Middle East: "Nature", v. 235, 1972.
- Wells A.* The Crush zone of the Iranian Zagros mountains. *Geol. Mag.*, v. 106, N 5, 1969.
- Wilser I. L.* Die stratigraphische und tectonische Stellung der Dobrudscha und die Zugehörigkeit des Balkangebietes zu den nordanatolischen Ketten- *Geol. Rundschau*, 19, S. 161—222, 1928.

ИЗДАНИЕ ТОН

ИЗДАНИЕ ТОН

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие	5
1. Главнейшие морфоструктурные элементы Тавро-Кавказской области	8
2. Обзор сейсмо-гравитационных данных, характеризующих строение земной коры Тавро-Кавказской области	49
3. Основные этапы тектонического развития Тавро-Кавказской области	62
4. Основные черты эндогенной металлогении Тавро-Кавказской области	114
5. Некоторые особенности и закономерности истории геологического развития Тавро-Кавказской области	119
6. Некоторые вопросы палеотектонических реконструкций Тавро-Кавказской области в свете геосинклинальной теории и теории тектоники плит	129
Заключение	140
Литература	149

ИЗДАНИЕ ТОН

ИЗДАНИЕ ТОН

ИЗДАНИЕ ТОН

ИЗДАНИЕ ТОН

ИЗДАНИЕ ТОН

ИЗДАНИЕ ТОН

ИЗДАНИЕ ТОН

ИЗДАНИЕ ТОН

ИЗДАНИЕ ТОН

ИЗДАНИЕ ТОН

ИЗДАНИЕ ТОН

ИЗДАНИЕ ТОН

ИЗДАНИЕ ТОН

АСЛАНЯН АШОТ ТИГРАНОВИЧ

ИСТОРИЯ ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ
ТАВРО-КАВКАЗСКОЙ ОБЛАСТИ

Редактор издательства *Р. А. Багдасарян*

Художник *Ю. А. Аракелян*
Худ. редактор *Г. Н. Горцакалян*
Тех. редактор *Л. К. Арутюнян*
Корректор *Л. А. Хачатрян*

ИБ № 925

Сдано в набор 16.02. 1984 г. Подписано к печати 26.07 1984 г.
ВФ 06078 Формат 84×108¹/₂₂. Бумага № 1. Шрифт латинский.
Высокая печать. Печ. л. 10,13. Усл. печ. л. 8,5. Учетно-изд. л. 8,45.
Тираж 700. Зак. № 160. Изд. № 6110. Цена 1 р. 30 коп.
Издательство АН Армянской ССР, 375019, Ереван,
пр. Маршала Баграмяна, 24 г.
Типография Издательства АН Армянской ССР, 375019, Ереван,
пр. Маршала Баграмяна, 24.

1 р. 30 к.

4305