

**Б. П. БАРХАТОВ**



**Очерк  
тектоники  
Альпийского  
складчатого пояса  
юга СССР**

**ИЗДАТЕЛЬСТВО ЛЕНИНГРАДСКОГО УНИВЕРСИТЕТА 1971**

Ленинградский ордена Ленина и ордена Трудового Красного Знамени  
государственный университет имени А. А. Жданова

Б. П. БАРХАТОВ

551.24  
Б-26

**Очерк  
тектоники  
Альпийского  
складчатого пояса  
юга СССР**

172



Издательство Ленинградского университета 1971



*Печатается по постановлению  
Редакционно-издательского совета  
Ленинградского университета*

В монографии дана обобщающая характеристика тектонического строения и районирования Альпийского складчатого пояса юга СССР и его северного обрамления и рассмотрены современные взгляды на главные вопросы тектоники Альпийского пояса. Высказаны соображения об особенностях палеозойской предыстории, в связи с чем уточнены ограничения Альпийской геосинклинали в пространстве и во времени.

Книга рассчитана на широкий круг геологов, занимающихся изучением складчатых орогенических областей, тектоническим районированием и составлением тектонических карт, а также на специалистов, работающих в области геологии Альпийского складчатого пояса и сопредельных территорий.

Ответственный редактор проф. *В. Н. Огнев*

## ПРЕДИСЛОВИЕ

Предлагаемый вниманию читателей очерк тектонического строения Альпийского складчатого пояса и его северного обрамления написан по данным личных исследований и опубликованным материалам.

Основные положения очерка стали вырисовываться при составлении автором макета тектонической карты Альпийского пояса для тектонической карты СССР и при написании к этой карте объяснительной записки. В качестве главных источников информации послужили личные полевые наблюдения на Памире, в Таджикской депрессии, Горном Крыму, западной и северной частях Б. Кавказа. Определенное значение при осмысливании структуры и истории развития пояса имели также непродолжительные поездки по Армении, в районе Арзаканского массива, оз. Севан, бассейна р. Веди, посещение ряда районов Грузии во время экскурсии Международного коллоквиума по тектонике Альпийской складчатой области Европы и М. Азии в 1965 г., маршрутные работы, проведенные летом 1966 г. в Копетдаге и районе Кушки, пересечение части Кумаонских Гималаев во время экскурсии XXII МГК, изучение летом 1967 г. десской серии в Сванетии, посещение в 1968 г. ряда районов Азербайджана и Карпат.<sup>1</sup>

Очерк ни по объему, ни по построению не претендует на монографическую полноту и не дает описания всех особенностей тектоники протяженного и весьма сложного молодого складчатого пояса юга СССР и его северного обрамления. Несравненно более детальная характеристика отдельных регионов территории содержится в ряде монографий и статей. Уместно подчеркнуть, однако, что, кроме работы М. В. Муратова (1949), а также статьи М. В. Муратова с соавторами (Архипов и др., 1964), в отечественной литературе не было попытки обобщенной тектонической характеристики всего пояса в пределах СССР.

При написании очерка имелась в виду необходимость оперативного сведения и осмысливания с позиций современной тектоники быстро накапливающихся данных по региональной геологии. Определенный интерес представляло также более точное сопоставление удаленных друг от друга районов обширных складчатых территорий по простиранию и выявление при этом основных закономерностей развития, которые в конечном счете являются базой теоретической геотектоники. Известно, что, несмотря на успехи, достигнутые в разработке теории геосинклиального процесса, необходимо более точно определить само понятие «геосинклиналь», поскольку оно объединяет слишком разно-

<sup>1</sup> Летом 1970 г. автор имел возможность познакомиться с внешними и внутренними зонами Динарид, что подтвердило правильность выводов данной работы.

родные тектонические структуры (например, герцинский Урал и Пачелмская впадина). Нуждаются в дальнейшей разработке вопросы, касающиеся понимания начала и завершения собственно геосинклинального развития, ограничения конкретных геосинклиналей в пространстве, полицикличности, эволюции особенностей геосинклинального процесса во времени (стадийность), и многие другие.

Длительное господство в тектонической картографии принципа районирования на основании времени проявления только заключительной геосинклинальной складчатости сдерживало развитие понимания качественной особенности периодов и этапов предшествующей и последующей истории складчатых областей. Так, известно, что на существующих тектонических картах почти совершенно не отражена история развития складчатых областей до проявления завершающей складчатости, неясны этапы магматизма, не выделены типы тектонических режимов, господствовавших на разных участках земной коры и соответствующих отдельным периодам и этапам, и т. д.

В последние годы появились тектонические карты, на которых сделана попытка показать естественные геологические районы со спецификой развития их структур, магматизма и метаморфизма не только к концу последнего периода геосинклинального развития, но и в течение предшествующих и последующих периодов и этапов. К таким картам относятся упомянутая выше тектоническая карта Памира, в схематизированном виде приложенная к монографии автора (Бархатов, 1963), тектоническая карта СССР под редакцией Т. Н. Спижарского, тектоническая карта Сибири и Дальнего Востока в масштабе 1 : 10 000 000, составленная Э. Э. Фотиади, Ф. С. Моисеенко и др. Обладая рядом преимуществ, эти карты имеют свои недостатки.

Одним из наиболее существенных недостатков, который особенно бросается в глаза на тектонической карте СССР, является условность границ между различными типами складчатых систем, которые намечены несколько произвольно. Вместе с тем ясно, что от того или иного проведения границ некоторые части складчатых систем трактуются полициклическими с исключительно сложной магматической историей, в действительности не присущей всей площади этих областей. Ярким примером такого несообразия является изображение на карте ВСЕГЕИ Казахстана. Недостатки новых карт указывают на необходимость дальнейшего выявления общепринятых критериев, которые позволили бы более точно выделить во времени и пространстве регионы, обладающие определенными, но различными тектоническими режимами.

Альпийский складчатый пояс и его северное обрамление благодаря чрезвычайно полному набору разнородных и разновозрастных формаций, широкому диапазону структурных форм, относительной доступности для наблюдения является благоприятной для исследователя областью, в которой успешнее, чем в других регионах, можно подойти к разрешению упомянутых вопросов тектоники.

В очерке на основании регионального тектонического анализа с использованием последних геологических и геофизических данных сделана попытка обобщенной тектонической характеристики региона с целью проиллюстрировать те общие вопросы тектоники, с которыми приходится иметь дело составителям тектонических и прогнозных металлогенических карт. В работе в той или иной мере затронуты принципы тектонического районирования, типы тектонических режимов, критерии установления моментов смены этих режимов во времени и пространстве, вопросы связи магматизма, метаморфизма и тектоники, роль горизонтальных перемещений в конструкции складчатого пояса и др.

В списке литературы приведены лишь важнейшие труды.

## **I. ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ И ОБЩАЯ ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА**

Альпийский складчатый пояс Европы и Азии изображается на картах в виде широкой полосы, пересекающей южную Европу, Кавказ, Малую Азию, Иран и включающей весь Памир, Каракорум, Гималаи и Бирму. Складчатые горные сооружения южной периферии территории СССР от Карпат на западе до Памира на востоке рассматриваются как часть этого пояса (рис. 1).

Тектоника Альпийского или Средиземноморского пояса, входящего в пределы СССР, издавна привлекала внимание геологов, и к настоящему времени в литературе определилось несколько точек зрения по ее основным проблемам. Остановимся на них.

### **1. СОВРЕМЕННЫЕ ВЗГЛЯДЫ НА ТЕКТОНИКУ И ГРАНИЦЫ АЛЬПИЙСКОГО ПОЯСА**

Важнейшими проблемами, играющими принципиальную роль в понимании тектонического строения пояса, являются: а) тип современной тектонической структуры земной коры, к которой относится пояс; б) особенности его доальпийской истории; в) положение северной границы пояса в пределах СССР; г) значение горизонтальных движений земной коры в формировании его структуры и тектонической зональности.

По первой проблеме, касающейся сущности современного тектонического режима пояса, существуют две главные точки зрения.

Одни исследователи рассматривают Альпийский пояс в целом в качестве современной геосинклинали, утверждая, что только отдельные части его испытали инверсию и превратились в складчатые зоны. Это соображение опирается главным образом на данные геофизики, действительно указывающие на резкие отличия в пределах пояса физических характеристик отдельных участков земной коры.

Так, чередование горного, нередко высокогорного, рельефа и глубоких впадин, которое само по себе подчеркивает неоднородность земной коры, дополняется интенсивной линейной сейсмичностью и разнородным глубинным строением коры. На участках, которые рассматриваются сторонниками этой точки зрения как пережившие инверсию, земная кора имеет мощность от 35 до 60 км, из них 15—30 км приходится на так называемый «гранитный» слой, а 20—25 км — на «базальтовый».

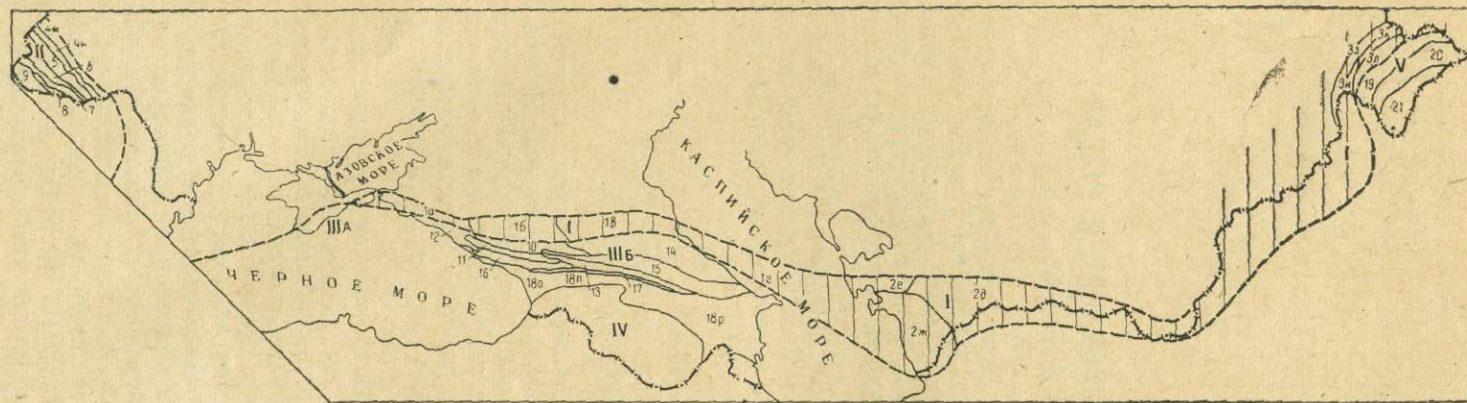


Рис. 1. Схема главной тектонической зональности Альпийского складчатого пояса и его северного обрамления.

1 — Скифо-Туранско-Куньлунская эпиплатформеноидная орогенетическая система (вертикальная штриховка). 1 — Скифская зона, подзоны: а — Западно-Кубанская, б — Лабино-Малкинская, в — Терско-Каспийская, г — Каспийская; 2 — Туранская зона, подзоны: д — Копетдагская, е — Балхано-Кубадагская, ж — Туркмено-Каспийская; 3 — Куньлунская зона, подзоны: з — Калайхумб-Сауксайская, и — Курговатская, к — Каракульская, л — Дарваз-Сарыкольская. Альпийский складчатый орогенетический пояс. II — Карпатская система, зоны: 4 — Предкарпатский прогиб, подзоны: м — Внешняя, н — Внутренняя; 5 — Скибовая; 6 — Кросненская; 7 — Магурская; 8 — Раховско-Пеннинская; 9 — Закарпатский внутренний прогиб. III — Крымско-Кавказская система. А — Крымский сектор, Б — Кавказский сектор, зоны: 10 — Краевой горст Главного хребта; 11 — Сванетская; 12 — флишевая зона Сев.-Зап. Кавказа; 13 — флишевая зона Вост. Кавказа; 14 — зона известнякового Дагестана; 15 — зона сланцевой поднятия Вост. Кавказа; 16 — Абхазско-Рачинская; 17 — Кахетинско-Лечхумская; 18 — Грузинская глыба, подзоны: о — Рионский прогиб, л — Дзирульское поднятие, р — Куриинский прогиб. IV — Понтийско-Эльбурская система. V — Каракорумская система, зоны: 19 — Центр. Памир; 20 — Юго-Вост. Памир; 21 — Юго-Зап. Памир.

Во впадинах, занятых внутренними морями, выделяются мощная осадочная толща (до 17—20 км) и слой со скоростями прохождения продольных волн 6,6—7 км/сек, рассматриваемый как «базальтовый». «Гранитный» слой во впадинах, по данным геофизики, отсутствует. Это позволило Т. Н. Спижарскому и некоторым другим исследователям сделать вывод о первичном отсутствии здесь «гранитного» слоя и об интенсивно идущих процессах дифференциации вещества в подкоровых слоях и в смежных горизонтах земной коры, которые характерны для регионов, переживающих геосинклинальный режим. Различия в геофизических характеристиках земной коры частей региона в соответствии с широко распространенным мнением интерпретируются как показатель существования в пределах пояса участков с «океанической» и «континентальной» типами коры, отличающихся, следовательно, не только плотностью, но и химическим составом.

В связи с этим стоит напомнить мнение М. М. Тетяева, которое он высказывал в своих лекциях 1955 г.: «Порочными являются все попытки наполнения внутренности Земли какими-то оболочками определенного химического состава. Прохождение сейсмических волн указывает только на различную плотность зон внутри Земли. О составе этих зон ничего не известно» (1962, стр. 64).

Рассмотренная точка зрения отражена на тектонической карте, составленной во ВСЕГЕИ под редакцией Т. Н. Спижарского, где наряду с современной Тихоокеанской геосинклиналью выделена и Альпийская геосинклинальная система (Спижарский, 1964).

Аналогичный взгляд на природу Альпийского пояса как на современную геосинклиналь давно отстаивает М. В. Муратов (1949). Следует заметить, однако, что Муратов не придерживается мнения о первичном отсутствии гранитной оболочки в глубоководной впадине Черного моря, считая, что она исчезла в процессе прогибания земной коры и латерального оттока в смежные районы (Муратов, Непрочнов, 1967).

Другие исследователи рассматривают Альпийский пояс в качестве складчатого орогенического пояса, т. е. территории, завершившей геосинклинальное развитие и вступившей примерно с олигоцена в орогенный или, точнее, орогенно-тафрогенный тектонический режим. Участки пояса с «океанической» корой квалифицируются при этом как резко погруженные блоки континентальной коры, изменившие главным образом свои физические свойства, но не состав.

Эта точка зрения, которой придерживается и автор очерка, отражена на карте новейшей тектоники СССР, составленной под редакцией С. С. Шульца и Н. И. Николаева, на международной тектонической карте Европы, на тектонической карте Евразии, в работах С. И. Субботина и др. (Субботин, 1965; Субботин и др., 1968, и др.).

Так обстоит дело с мнениями по первой проблеме; решение ее, как видно, зависит от более точного общего понимания терминов «геосинклиналь» и «складчатый пояс», а также от выяснения истинного происхождения участков с «океанической» корой. Если придерживаться точки зрения на «океаническую» кору как на участки первичного отсутствия сиалического слоя, то целый ряд областей, например акватория Северного Ледовитого океана, прилегающая к Таймырской складчатой системе и обладающая, по геофизическим данным, почти «океанической» корой, должен интерпретироваться как области, еще не закончившие геосинклинального развития. В то же время хорошо известно, что северо-восточное продолжение Таймырской складчатой системы срезается зоной континентального склона, совпадающего со ступенью в гравитационном и магнитном поле. Налицо опущенная часть палеозойской складчатой системы с несомненно существовавшей ранее гранит-

ной корой, изменившей свойства в сторону «океанизации» благодаря резкому вертикальному перемещению.<sup>1</sup>

Второй важнейшей проблемой тектоники Альпийского пояса является вопрос о его доальпийской истории, т. е. о характере доальпийского тектонического режима. От того или иного толкования этого режима существенно зависит представление не только о строении протяженного в пределах СССР складчатого пояса, но и об истории всего Средиземноморского пояса, а также подход к изучению истории складчатых сооружений вообще.

Преобладающее мнение по этой проблеме получило отражение на международной тектонической карте Европы, являющейся первым коллективным обобщением всех главнейших сведений о территории Европы. В основу изображения доальпийской истории на карте положена идея, высказанная Г. Штилле, Н. С. Шатским, М. В. Муратовым и рядом других геологов, считавших, «что Альпийская геосинклиналь Евразии и Сев. Африки возникла в процессе частичной регенерации значительно более обширной палеозойской геосинклинальной системы, завершившей свое развитие в конце палеозоя» (А. А. Богданов и др., 1966, стр. 17). В соответствии с этим при изображении домезозойских структурных ярусов на карте подразумевалось, что они построены геосинклинальными формациями, дислоцированными, метаморфизованными и пронизанными интрузиями до мезозоя. Совершенно определено это же мнение сформулировано в работе М. В. Муратова, И. В. Архипова и др., характеризующей основные черты строения и истории развития Альпийской геосинклинальной области. «Альпийско-Гималайская система,—делают вывод ее авторы,—развилась на герцинских структурах с законченным заключительным этапом» (Архипов и др., 1964, стр. 20). Эта же мысль была подтверждена позже на обобщающем профиле Альпийско-Гималайской системы, показанном М. В. Муратовым во время международного совещания 1965 г. в Тбилиси.

К. Н. Паффенгольц придерживается в общем аналогичных взглядов. «Структурные формы,—пишет он,—построившие хребты и впадины Кавказа, являются в основном складками мезозойского и кайнозойского покрова, резко несогласно перекрывающего *складчатое палеозойское основание*» (курсив мой.—Б. Б.) (1958, стр. 358). Г. А. Твалчрелидзе, предпринявший первую попытку металлогенического районирования Тетиса, высказывает то же мнение: «Альпийский геосинклинальный пояс заложился на герцинском и частично более древнем складчатом основании, непосредственные выходы которого на поверхность отмечаются в приподнятых срединных массивах и ядрах крупных антиклинорий» (1964, стр. 183). Г. И. Керимов и Р. Н. Абдуллаев в статье о мезозойских гранитоидах М. Кавказа пишут: «Малый Кавказ как одно из горных сооружений внутренней зоны Альпийско-Гималайской геосинклинали представляет собой сложно построенную тектоно-магматическую область киммерийской и альпийской складчатости, наложенную на *герцинские и каледонские* структуры (курсив мой.—Б. Б.) ... в значительной мере определившие складчато-глыбовый характер его строения» (1964, стр. 82). Сходной точки зрения до последнего времени придерживались многие геологи, в том числе Б. А. Петрушевский, В. Е. Хайн, О. С. Вялов, И. Е. Губин, частично А. А. Габриелян и др.

Приведенные выдержки показывают, насколько широко распространена оценка доальпийской истории всей территории Тетиса как истории палеозойской геосинклинали с завершенным развитием. Добавим, что

---

<sup>1</sup>«Океанизация» понимается в том смысле, который ей придается С. И. Субботинным, Г. Д. Афанасьевым и др.

некоторым знатокам геологии Альпийского пояса его основание представляется в виде не только герцинских, но и каледонских (по А. А. Габриеляну и др.) складчатых структур завершеного развития.<sup>1</sup> Такой характер доальпийской истории предполагается и в Гималаях (Рей, 1966).

Однако наряду с этими взглядами еще в 1950 г. А. В. Пейве и В. М. Сеницын высказали существенно иное мнение, указав, что «в большинстве мест в Альпийском поясе мощные согласно дислоцированные отложения мезо-кайнозойского комплекса располагаются на платформенном основании, сложенном гнейсами, и лежащем на них маломощном чехле палеозойских осадков типичного платформенного облика» (1950, стр. 38). В этой же статье они писали: «Примеры Альп, Гималаев, Памира, Кавказа и Карпат говорят за то, что мощнейшей подвижной пояс нашей планеты на большей своей площади, но, возможно, не всюду, до конца палеозоя представлял стабильную область, служившую соединительным звеном между ныне разобобщенными Русской, Африканской, Китайской и Индостанской платформами. Большую подвижность эта область приобрела лишь в мезозое (местами в верхнем палеозое)» (стр. 41). Несколько позже В. М. Сеницын отметил в выводах по схеме тектоники Высокой Азии, что «малая мощность палеозойской части разреза Гималаев и зоны Тетиса, фациальная устойчивость этих отложений в отдельных горизонтах и отсутствие среди них регионально проявляющихся угловых несогласий свидетельствуют о платформенном режиме развития этих областей в палеозое...» (1955, стр. 64).

Но приведенные взгляды не получили поддержки сразу после их опубликования, что объяснялось в значительной степени еще недостаточной изученностью восточной части пояса — Ирана, Афганистана, Памира и Гималаев. И лишь в настоящее время накопились факты, которые позволяют обосновать и развить предположение А. В. Пейве и В. М. Сеницына.

Так, уже в 1964 г. Д. П. Резвой, рассмотрев в ряде статей особенности строения гималайской части Тетиса, также пришел к выводу об отсутствии в этом регионе после докембрия геосинклинальных формаций. Он не только присоединился к мнению А. В. Пейве и В. М. Сеницына о негеосинклинальном развитии Гималаев в палеозое, но и резонно поставил под вопрос точку зрения о существовании на большей части этого уникального горного сооружения и мезо-кайнозойской геосинклинали (Резвой, 1964).

Анализ особенностей строения Памирского сектора Альпийского пояса, части пояса юга СССР и Гималаев заставил автора очерка, отмечавшего и ранее некоторую специфику развития Памира в палеозое, отказать от широко распространенных представлений о доальпийской истории пояса в пределах СССР как истории палеозойской геосинклинали и позволил по-новому изобразить в целом развитие этого региона после докембрия (Бархатов, 1965б, 1966а, 1966в, и др.). Сущность выводов, к которым пришел автор, сводится к тому, что герцинская геосинклиналь не распространялась на всю площадь, понимаемую сейчас в качестве Альпийского пояса, а захватывала с девона в Кавказском секторе и с раннего карбона в Памирском секторе только ее северную периферию. Южная часть Альпийского пояса в палеозое была областью платформенного или платформеноидного тектонического режима. Собственно Альпийская геосинклиналь, таким образом, заложилась на территории платформеноида, осадочный чехол которого охватывал от-

<sup>1</sup> В настоящее время А. А. Габриелян рассматривает палеозойский этап развития среднеземноморской области в качестве платформенного (1970).

ложения от венда до среднего триаса включительно. При таком понимании северная периферия Альпийского пояса к востоку от Крыма относится к палеозойскому складчатому сооружению, пережившему в мезо-кайнозойское платформеноидное, а с олигоцена — орогенно-тафрогенное развитие.

Следует указать, что в своей новой статье М. В. Муратов согласился с нашим мнением (высказанным еще на тбилиском совещании в 1965 г.) об отсутствии в основании Альпийского пояса юга СССР, Гималаев и других районов герцинских образований завершеного развития, хотя палеозойские формации, например, южного склона Б. Кавказа он пока считает геосинклинальными. «Сейчас,— пишет Муратов,— более ясна истинная роль герцинских складчатых систем в основании, причем выяснилась значительная унаследованность альпийских систем по отношению к герцинским. Именно из-за пространственной связи многих из них создавалось впечатление, что все или почти все складчатое основание Альпийской складчатой области Европы — герцинское» (1969, стр. 20). Вместе с тем в этой же статье Муратов делает неправильный вывод о преимущественно байкальском возрасте складчатого основания, подстилающего платформеноидный палеозой Альпийского пояса. Наши данные по Памиру, наблюдения в Армении, Сванетии, Раховском массиве Карпат и сопоставления древних толщ с данными Дж. Штеклина по Ирану позволяют считать, что под палеозоем большей части Альпийского пояса располагаются довендские, а местами нижнепротерозойские и даже архейские складчатые образования. Третьей основной проблемой тектоники является вопрос о северной геологической границе Альпийского складчатого пояса.

Еще сравнительно недавно Д. В. Наливкин, характеризуя Средиземноморский пояс, отметил, что «положение северной границы вызывает большие споры и не может считаться общепринятым» (1962, стр. 573). На его взгляд, не вызывает сомнений принадлежность к поясу Карпат, Крыма, Кавказа, Закавказья, Копетдага, Южн. Таджикистана с Кугитаном и всего Памира. Севернее, по мнению Наливкина, располагается внешняя зона Средиземноморской геосинклинали, граница которой проходит «по южному краю Воронежского массива, по северной окраине Маньчжурской впадины, севернее Мангышлака, Туаркыра и в южной части Каракума западнее Кугитана и далее по северной границе южных хребтов Средней Азии» (1957, стр. 97—98). В районе Кугитана внешняя зона выклинивается и внутренняя зона Средиземноморской геосинклинали соприкасается с палеозойской — Ангарской геосинклиналию.

Выделение внешней зоны пояса, по Наливкину, основано на существовании в ее пределах — в Донецкой впадине, на Мангышлаке и в других районах — линейных складок мезозоя. В связи с этим возникает вопрос: почему во внешнюю зону не вошли горные районы Южн. и Ср. Тянь-Шаня, где также присутствуют интенсивно дислоцированные мезо-кайнозойские отложения?

Значительно южнее границу Альпийского пояса проводят И. В. Архипов, М. В. Муратов и др., указывающие, что «на севере он ограничен... Скифской плитой, которая отделяет его от древней Восточно-Европейской платформы, затем палеозойскими структурами Туранской плиты, Тянь-Шаня и Центральной Азии...» (Архипов и др., 1964, стр. 7). Такое территориальное распространение пояса в СССР принято большинством исследователей (Хаин, 1964; Петрушевский, 1961, и др.), и в этих границах он изображен на всех последних тектонических картах страны, хотя окончательной ясности во всех деталях границ пояса до сих пор нет.

Так, на примере тектоники Памирского сектора Альпийского пояса автор очерка пришел к выводу о необходимости проводить его северную границу не по южным предгорьям Гиссаро-Алая, а внутри Памира, по Акбайтальскому глубинному разлому (Бархатов, 1963, 1966б, 1966в, и др.). О негеосинклинальной природе мезо-кайнозойского комплекса Копетдага и, следовательно, о необходимости исключения его из Альпийского пояса высказывались С. С. Кузнецов (1960), Ю. П. Чепов (1965) и др. Наконец, анализ строения Кавказского сектора привел нас к выводу, что и здесь северная граница должна быть отмечена значительно южнее, чем это обычно делается, по крайней мере по Тырнаузской шовной зоне (Бархатов, 1965, 1966б, 1966в, и др.).

Подобная неопределенность рассматриваемой проблемы, впрочем, так же как и вопроса о характере доальпийской истории, связан не столько с недостаточной изученностью интересующей нас территории, сколько с отсутствием общепринятой тектонической терминологии и главным образом с нерешенностью ряда общих вопросов геотектоники, касающихся принципов выделения основных типов тектонического режима земной коры, разновидностей геосинклинального режима и этапов геосинклинального периода, понимания начала и завершения собственно геосинклинального развития, признания или отрицания самостоятельного значения орогенно-тафрогенного периода развития складчатых областей и многих других.

Последняя — четвертая — важная проблема тектоники Альпийского пояса касается роли горизонтальных движений земной коры в формировании его структуры и тектонической зональности. Напомним, что оценка этих движений в различные периоды изучения пояса существенно изменялась.

К настоящему времени по вопросу о значении горизонтальных движений в структуре Альпийского пояса имеются две различные точки зрения. Первая, поддерживаемая автором очерка, заключается в том, что современная тектоническая зональность пояса в главных чертах связана с вертикальными движениями земной коры и что предполагаемые и доказанные в отдельных случаях горизонтальные перемещения существенно не нарушают плана основной зональности, имея сугубо подчиненное значение. Сторонники второй точки зрения относятся к ультрамобилистам (Пейве, 1966, 1967; Дюфур и др., 1965; Руженцев, 1968, 1970).<sup>1</sup>

## 2. ОСНОВНЫЕ ТЕКТНИЧЕСКИЕ РЕГИОНЫ

В нашем очерке мы охватываем территорию, относимую одними исследователями целиком к северо-восточной и восточной частям Альпийского или Средиземноморского современного геосинклинального пояса, другими — к Альпийскому складчатому поясу, завершившему геосинклинальное развитие. Как будет ясно из дальнейшего, оба эти мнения нами не разделяются. В географическом отношении в рассматриваемую территорию входят Восточные Карпаты, Горный Крым, весь Кавказ, Черноморская и Южнокаспийская впадины, Копетдаг, Таджикская, Памиро-Алайская области<sup>2</sup> и весь Памир (см. рис. 1). На большом

<sup>1</sup> Подробнее см. на стр. 102—104.

<sup>2</sup> Территория Таджикской депрессии и Памиро-Алая как область орогенеза, строго говоря, занимает промежуточное положение между Сев. Памиром и Южн. Тянь-Шанем и должна выделяться в самостоятельную Таджикско-Алайскую орогеническую зону. В данном очерке строение территории специально не рассматривается и затрагивается лишь в той мере, насколько это необходимо для понимания истории развития Куьнлуньской орогенической зоны.

протяжении эта местность характеризуется горным рельефом и в той или иной степени дислоцированными отложениями от наиболее древних до четвертичных включительно.

Северный рубеж территории, за пределы которого наше описание почти не выходит, выражен в виде условной границы, которая начинается несколько западнее Львова, протягивается к Черновцам и далее уходит на юг, на территорию Румынской Социалистической Республики. В структурно-геологическом отношении она представляет собой зону глубинного разлома, намечаемую по данным глубинного сейсмического

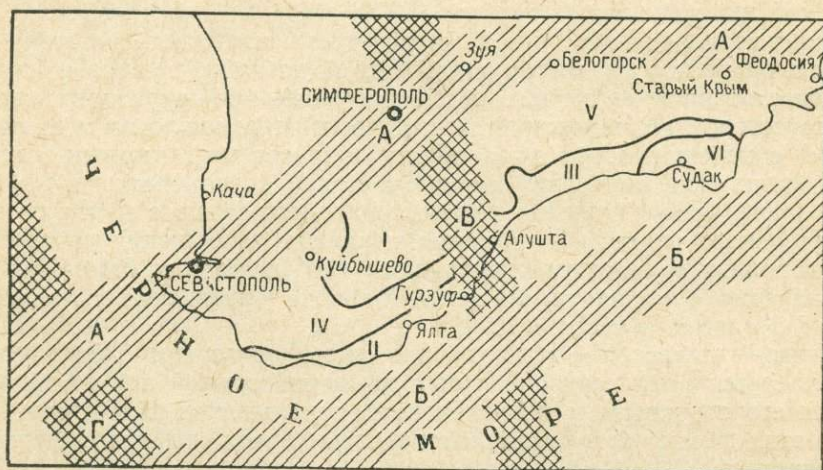


Рис. 2. Схема тектонического районирования Горного Крыма (по Т. С. Лебедеву, Ю. П. Оровецкому, 1966).

*Зоны основных глубинных разломов палеозойского (?) заложения: А — Предгорная Крымско-Кавказская, Б — Центральная Крымско-Кавказская; докембрийского заложения: В — Криворожско-Самсунская, Г — Одесско-Анкарская. Крупные структурные элементы Крымского горного сооружения: I — Качинский антиклинорий, II — поднятие Южного берега, III — Туацкий антиклинорий, IV — верхнеюрская моноклираль юго-западной части, V — верхнеюрская блоковая моноклираль восточной части, VI — Судакский синклиний.*

зондирования между Предкарпатским передовым прогибом и Русской платформой (Соллогуб и др., 1967).

Юго-восточнее этот рубеж, обогнув с юго-запада Добруджи, протягивается через о. Змеиный к Крымскому п-ву и отделяет его горную часть от степной. Геологически эта граница соответствует также зоне глубинного разлома между Крымско-Кавказской киммерийской складчатой системой на юге и протерозойской складчатой системой, лежащей в основании Степного Крыма. На полуострове она по геологическим и геофизическим данным проходит примерно в районе третьей гряды и названа Предгорной Крымско-Кавказской зоной (рис. 2).

На Кавказе северная граница рассматриваемой территории протягивается от Керчи на Пятигорск и Махачкалу, т. е. представляет собой рубеж, по которому Предкавказье (равнина) переходит в горное сооружение северного склона Б. Кавказа. К востоку от Кавказа она следует через Каспийское море к Красноводску и далее на Кушку, располагаясь здесь на большом протяжении внутри структур, закончивших геосинклинальное развитие в конце палеозоя — триасе, и отделяя равнинную часть на севере от невысоких горных цепей на юге. В структурно-геологическом отношении граница от Красноводска до Кушки представляет собой крупное молодое (олигоценное?) нарушение или зону нарушений, отделившую южную активизированную периферию

платформеноидной области от эпигерцинской Туранской платформеноидной области.

Самый восточный отрезок северной границы совпадает с линией, начинающейся от Кушки и идущей вдоль северных отрогов Банд-и-Туркестана к юго-западным отрогам Дарвазского хребта и далее вдоль северного подножия Заалайского хребта до границы с Китайской Народной Республикой. На этом отрезке рубеж проходит также внутри складчатых структур, закончивших геосинклинальное развитие в конце палеозоя — начале мезозоя. Его можно рассматривать в качестве молодого крупного разлома, по-видимому, отличающегося от Предкопетдагского тем, что в Памиро-Алайском секторе он унаследовал шов более древнего, вероятно докембрийского, заложения.

Южный рубеж описываемой территории совпадает с государственной границей. Однако поскольку Альпийский пояс распространен и значительно южнее, в очерке привлечены некоторые данные по зарубежным регионам, помогающие выяснить строение пояса в пределах нашей страны.

Неоднородность Альпийского пояса и его северного обрамления в отношении геологической структуры и истории ее формирования давно установлена. Различия в истории развития отдельных его частей отражены в особенностях современного рельефа, состава и возраста слагающих их горных пород, распространении различных по масштабу, форме и генезису структурных форм, в ассоциации магматических образований, в неодинаковом метаморфизме и физических параметрах пород, а также в специфических комплексах полезных ископаемых.

Вместе с тем в существующей геологической литературе разделение территории на естественные районы носит скорее геолого-географический характер, при котором обоснование тектонических границ, чаще всего не совпадающих с контурами географических областей, имеет второстепенное значение. Эта трудность объективного районирования связана с неразрешенностью многих общих вопросов тектоники, вследствие чего геология пока не только не в состоянии удовлетворительно объяснить причины возникновения того или иного тектонического режима в прошлом и настоящем, но и пользуется далеко не общепринятыми представлениями о его типах и характере. Правда, в последнее время в связи с составлением тектонических и металлогенических карт все большее внимание уделяется типизации тектонических режимов как основе, на которой строится районирование. Например, в работах А. А. Богданова, М. Н. Нагибиной, Т. Н. Спизарского, С. С. Шульца и др. содержатся важные соображения как о принципах естественного районирования и выделения типов тектонических режимов, так и о путях изображения истории тектонического развития на картах разного масштаба.

При районировании описываемого региона нами использованы выводы этих исследователей, а также опыт тектонического деления Памира, проведенного в связи с составлением его карты (Бархатов, 1963). И при районировании, и при характеристике истории развития региона принято во внимание разделение тектонических режимов в пределах всей земной коры на пять главных типов: геосинклинальный, платформенный, платформеноидный, орогенно-тафрогенный и менискогенный (аркогенный и океанический). Эти режимы возникли одновременно. Историческая последовательность их появления в неогее такова: геосинклинальный, орогенно-тафрогенный, платформеноидный, платформенный, менискогенный.

Для одной и той же территории может быть отмечена закономерная смена режимов, образующих своеобразный ряд. Как правило, наблю-

даются следующие ряды: а) геосинклинальный, орогенно-тафрогенный, платформеноидный, платформенный, менискогенный; б) геосинклинальный, орогенно-тафрогенный, платформеноидный, орогенно-тафрогенный, платформеноидный, менискогенный. Эта закономерность заключается в том, что геосинклинальный режим непосредственно никогда не сменяется новым геосинклинальным или платформенным и в то же время он закладывается после платформеноидного и платформенного. Орогенический режим может проявляться как после геосинклинального, так и после платформеноидного и платформенного. Менискогенный режим может сменить (наложиться) любой другой режим.

Смена тектонических режимов в пространстве заключается в закономерной асимметричной зональности по отношению к геосинклинали. Во фронтальной части геосинклиналь граничит с областями, переживающими платформенный или платформеноидный режим; в тыловой части, в сторону от геосинклинали, располагаются области, переживающие орогенно-тафрогенный, платформеноидный и платформенный режимы. Менискогенный режим может накладываться на любые участки земной коры.

Платформеноидным мы называем такой режим, который имеет значительное сходство с платформенным, но отличается большей дифференцированностью, амплитудой и скоростями вертикальных движений, меньшей продолжительностью проявления, распространением на площадях, обычно унаследовавших вытянутую форму от предшествовавших геосинклиналей. Довольно интенсивные деформации платформеноидных комплексов не синхронны платформеноидному режиму, а связаны с последующим орогеническим или геосинклинальным режимом. Между тем из-за деформированности платформеноидные комплексы до последнего времени путали с геосинклинальными. Платформеноидный режим многие называют также режимом молодой платформы, или койлогенным.<sup>1</sup> Однако так как платформеноидный режим существовал на территориях, завершивших геосинклинальное развитие и в докембрии, его не следует связывать с возрастом геосинклиналей.

На основании изучения и прослеживания как в пространстве, так и во времени качественно различных структурно-формационных комплексов и их частей — структурно-формационных ярусов, отражающих тот или другой существовавший тектонический режим, и учета имеющихся геофизических данных в пределах рассматриваемой территории юга СССР мы выделили два главных типа тектонических структур земной коры. Северная тектоническая структура — это Скифско-Туранско-Куньлуньская эпиплатформеноидная орогеническая система. Южная тектоническая структура — это часть Альпийского складчатого пояса. Скифско-Туранско-Куньлуньская орогеническая система протягивается от восточных пределов Степного Крыма (исключая его) через Северный Кавказ, акваторию Каспийского моря, Большой Балхан, Копетдаг, Банд-и-Туркестан (в Афганистане),<sup>2</sup> Западно-Таджикскую, Памиро-Алайскую области и Сев. Памир (см. рис. 1). С юга в Кавказском секторе эта система ограничена Тырнаузской зоной разломов и ее предполагаемым продолжением на запад до Керченского п-ва и на восток к Грозному и Махачкале. Не исключено, что при более детальном изучении границу можно будет провести по линии «главного над-

<sup>1</sup> Принятый Т. Н. Спизарским термин «койлогенный» режим (что означает «режим погруженной области») неточен, так как погружение может быть разного типа. Нами этот термин не употребляется.

<sup>2</sup> Зарубежная часть системы между Копетдагом и Зап. Таджикистаном на рис. 1 не показана.

вига» южного склона Б. Кавказа. В западном секторе Ср. Азии система с юга отделяется разломом, проходящим южнее государственной границы вдоль юго-западных отрогов Копетдага; еще восточнее, на территории Афганистана, этот рубеж условно можно наметить по разломам, расположенным между Банд-и-Туркестанским и Парапамизским антиклиналиями, откуда через район, лежащий севернее Кабула, он протягивается к Ванч-Акбайтальскому разлому Памира (Бархатов, 1966в).

Недостаточная изученность палеозойских комплексов Скифско-Туранско-Куньлуньской орогенической системы не позволяет строго обосновать ее более дробное тектоническое деление для домезозойского периода развития. Однако, исходя из отличий в строении и формационном составе мезо-кайнозойских постгеосинклинальных комплексов в пределах системы, намечаются три главных поперечных сегмента: Северный Кавказ и его продолжение под уровнем Каспийского моря, западный сектор Ср. Азии и Северный Памир. Эти сегменты на основе принятых нами принципов районирования условно можно отнести к рангу зон, а их части — к рангу тектонических подзон, в том смысле, как это было принято нами для Памира (Бархатов, 1963). Тогда будем иметь соответственно Скифскую, Туранскую и Куньлуньскую зоны.

Нетрудно заметить, что южная граница Скифско-Туранско-Куньлуньской системы одновременно является северным пределом Альпийского складчатого пояса. Этот пояс на территории СССР охватывает Вост. Карпаты, Горный Крым, Черноморскую впадину, часть Главного хребта и южный склон Б. Кавказа, большую часть Южнокаспийской впадины, М. Кавказ, Центр. и Южн. Памир. Таким образом, в пределы СССР попадают отдельные части Альпийского пояса, относящиеся к разным складчатым системам.

На основании принятых принципов районирования на территории нашей страны выделяются Восточные Карпаты, являющиеся частью Карпатской складчатой системы, Крымско-Кавказская система, включающая наложенные Черноморскую и Южнокаспийскую впадины, М. Кавказ, составляющий часть Понтийско-Эльбурской системы, и, наконец, Центр. и Южн. Памир, представляющие части Гиндукуш-Каракорумской складчатой системы. Перечисленные системы подразделяются на более мелкие естественные тектонические структуры — зоны и подзоны, о которых по мере необходимости будет сказано ниже.

### 3. ОБЩАЯ ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

В геофизическом отношении вся описываемая территория исследована неравномерно. Полнее изучены Кавказ, Черноморская и Южнокаспийская впадины. Быстро накапливаются данные геофизических наблюдений по Карпатам, Крыму, Копетдагу, Западно-Таджикской депрессии. Менее изучен Памир. Обобщением и интерпретацией геофизических наблюдений по отдельным регионам территории занимались Б. К. Балавадзе, М. Л. Белеловский, К. А. Болюбах, А. А. Борисов, Б. С. Вольвовский, И. С. Вольвовский, А. А. Гагельганц, И. А. Гаркаленко, В. П. Гончаров, А. Я. Краснощек, И. П. Косминская, Т. С. Лебедев, Я. П. Маловицкий, Г. Г. Михота, А. Ф. Непрочнова, В. Б. Соллогуб, С. И. Субботин, Г. К. Твалтвадзе, Ю. В. Тулина, Б. А. Харииков, А. В. Чекунов и многие другие геологи.

По форме аномальных зон в пределах территории выделяются два типа регионов. В первом из них наблюдается в целом линейное расположение аномальных зон гравитационного и магнитного полей, соот-

ветствующее крупным структурным формам, во втором линейность отсутствует. Регионы второго типа рассматриваются некоторыми в качестве срединных массивов.

Магнитное поле в Вост. Карпатах изучено недостаточно. В пределах Крымско-Кавказской системы оно различное. Для Крымского антиклинория характерно слабopоложительное магнитное поле, для Б. Кавказа — нормальное с локальными положительными и отрицательными аномалиями. Один максимум соответствует выходам метаморфических пород в Главном хребте. Магнитное поле М. Кавказа состоит из чередующихся полос положительных и отрицательных аномалий, совпадающих с основными структурными формами и осложненных локальными аномалиями. В Копетдаге оно ровное, слабopоложительное, но к зоне сочленения с Предкопетдагским прогибом приурочены максимальные значения  $\Delta T$ . Магнитные аномалии Памира не изучены.

Гравитационное поле Карпат отрицательное с максимумами, совпадающими с центральной зоной антиклинория. В Горном Крыму это поле положительное с максимумом, приуроченным также к мегантиклинорию. Оно широкой полосой протягивается в широтном направлении через Черное море к его западному берегу. Черноморская впадина характеризуется региональным положительным максимумом силы тяжести, вытянутым в широтном направлении, с экстремумами в западной и восточной частях. К береговой линии, за исключением Крымского побережья, региональный максимум постепенно сменяется отрицательным полем. Особенно резко выражены региональные минимумы силы тяжести в прибрежной части на востоке и западе моря.

Гравитационное поле Кавказа в целом и прибрежных частей Черного и Каспийского морей слабоотрицательное. На его фоне выделяются крупные гравитационные депрессии на Б. и М. Кавказе и зоны низких отрицательных аномалий силы тяжести, совпадающие с Талышско-Болниевской, Аджаро-Триалетской и другими складчатыми подзонами и с Дзирульским массивом. Относительные максимумы приурочены к подзонам, пограничным с Куринской впадиной. Гравитационное поле последней характеризуется чередованием в продольном и поперечном сечениях положительных и отрицательных значений силы тяжести, а на ее востоке выделяется нижнекуринский максимум. В Южнокаспийской впадине зафиксированы два максимума силы тяжести: один — в северо-восточной, а второй, меньший — в юго-западной части впадины. Гравитационное поле Копетдага делится на две части. Западная, включающая Туркестанскую впадину, характеризуется минимумом силы тяжести, восточная — максимумом, осложненным аномалиями северо-западного и широтного простирания. В южной, приосевой, части Копетдага гравитационное поле спокойное. Резкие градиенты силы тяжести в Копетдаге совпадают с зонами разломов. На Памире на фоне значительных отрицательных гравианомалий выделяется отрицательный максимум в его юго-западной части.

Альпийский складчатый пояс и прилегающая к нему с севера Скифско-Туранско-Куньлуньская складчатая орогеническая система характеризуются сейсмичностью более слабой, но соизмеримой с сейсмичностью Тихоокеанского пояса. Подавляющее число очагов землетрясений расположено в пределах земной коры, и лишь единичные очаги (Карпаты, Памир) размещаются в мантии на глубине 200 км. Исключение составляет Памир, где довольно часты землетрясения с очагами до глубины 300 км. Очаги землетрясений группируются в зоны.

Большинство землетрясений в области земной коры приурочено к длительно живущим и обычно глубинным разломам, разграничивающим складчатые системы и тектонические зоны. Наиболее интенсивные зем-

летрясения концентрируются по тем разломам, которые разделяют контрастно выраженные в рельефе тектонические структуры. Такой зоной является полоса нарушений, расположенная в области сочленения Копетдагского орогенического блока с Предкопетдагским тафрогеном, развившимся на узком глубокоопущенном блоке. Аналогичный характер имеет зона Северопамирского глубинного разлома, расчленяющая части единой палеозойской складчатой системы. Сильные землетрясения в Крымско-Кавказской системе также приурочиваются к районам молодого орогенного вулканизма, к местам пересечения продольных и поперечных разломов (рис. 3). В Черноморской впадине очаги землетрясений расположены в зонах перехода «континентальной» коры в кору по своим физическим параметрам аналогичную «океанической».

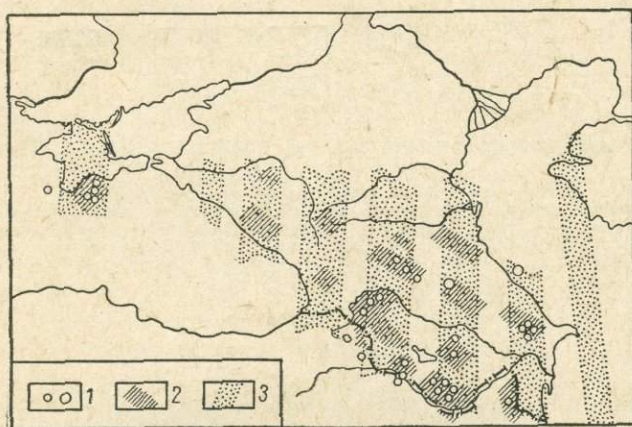


Рис. 3. Схема сейсмичности Крымско-Кавказской провинции и распространения региональных поперечно-меридиональных дислокаций (по М. А. Кашкай, Г. П. Тамразяну 1967).

1 — участки землетрясений силой VIII—IX баллов, 2 — наиболее сейсмоактивные площади, 3 — зоны региональных поперечно-меридиональных дислокаций.

Указанные распределения магнитных, гравитационных и сейсмических аномалий служат исходным материалом для общей характеристики глубинного строения. Вместе с тем следует напомнить, что в сводках по отдельным регионам особенности глубинного строения рассматриваются на основе данных, полученных с помощью неравнозначных геофизических методов.

Глубинное сейсмическое зондирование (ГСЗ), проведенное вдоль профиля, пересекающего с северо-востока на юго-запад склон Русской платформы, Предкарпатский прогиб и мегантиклинорий Вост. Карпат, позволило проследить основные границы раздела внутри земной коры, поверхность фундамента, раздел Конрада и границу Мохо (рис. 4). По этим данным, поверхность фундамента погружается от Украинского щита к Карпатам: глубины увеличиваются от 0 до 10—12 км в Предкарпатском прогибе, в Карпатах они достигают 3—6 км. Раздел Конрада располагается на глубинах 19—22 км, он также погружается в сторону Карпат. Поверхность Мохо резко опущена под Карпатами, где она находится на глубине 55—57 км; на платформе она залегает на уровне 42—46 км. Таким образом, в Карпатах земная кора образует «корень» гор. По данным ГСЗ, В. Б. Соллогубом, А. В. Некуновым и



172

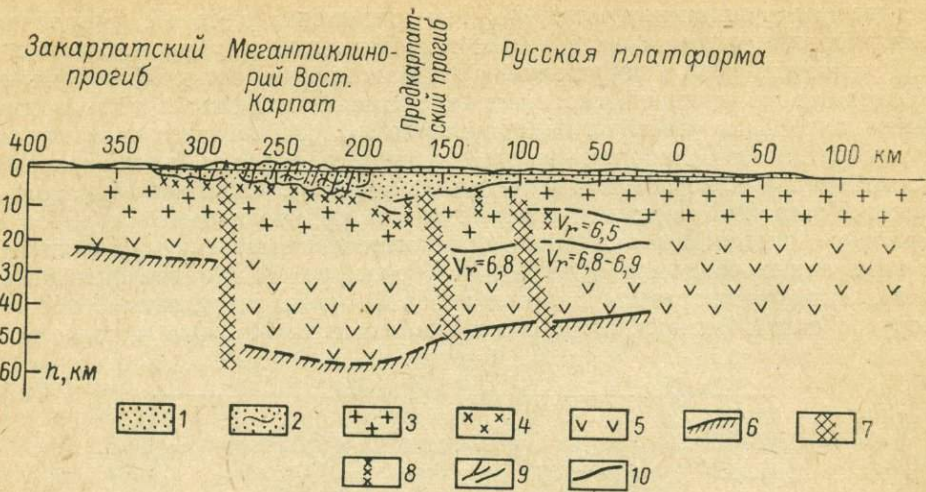


Рис. 4. Сейсмогеологический разрез земной коры Вост. Карпат (по В. Б. Соллогубу и др., 1967).

1 — осадочный слой, 2 — сложнодислоцированные участки осадочного слоя, 3 — „гранитный“ слой, 4 — метаморфизованные породы палеозойского возраста в „гранитном“ слое, 5 — „базальтовый“ слой, 6 — поверхность Мохо, 7 — глубинные разломы, 8 — крупные разломы, 9 — разломы в складчатых Карпатах по геологическим данным, 10 — сейсмические горизонты с указанием граничной скорости, км/сек.

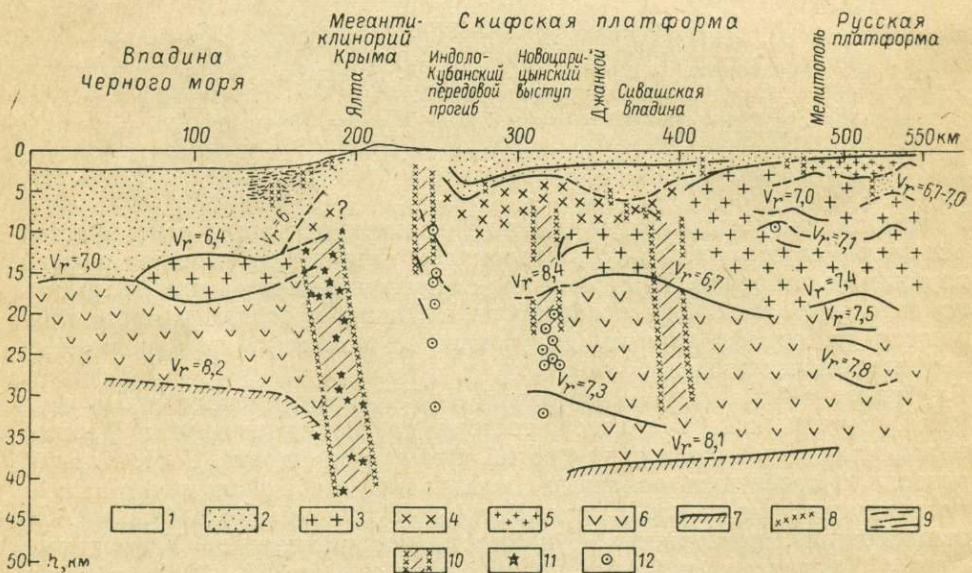


Рис. 5. Сейсмогеологический разрез по линии Воронежский массив — Черное море (по С. И. Субботину и др., 1963).

1 — водный слой, 2 — осадочный слой, 3 — „гранитный“ слой, 4 — метаморфические породы палеозойско-триасово-юрского (?) возраста, 5 — метаморфические породы протерозоя („гранитный“ слой), 6 — „базальтовый“ слой, 7 — поверхность Мохо, 8 — разрывные дислокации, 9 — преломляющие или отражающие горизонты, 10 — глубинные разломы, 11 — эпицентры землетрясений, 12 — точки дифракции;  $V_p$  — граничная скорость, км/сек.

Л. П. Ливановой выделены крупные глубинные разломы между Карпатами и Закарпатским прогибом, Предкарпатским прогибом и Русской платформой. Последний является самой западной в пределах СССР частью северной границы Альпийского пояса.

Данные ГСЗ и гравиметрические исследования позволили установить специфику глубинного строения Горного Крыма и Черноморской впадины (Соллогуб и др., 1966; Субботин, 1965, и др.). Общей особенностью всей этой территории является блоковое строение фундамента. В юго-западной части Крыма, вне пределов Альпийского пояса, располагается Альминская впадина, прилегающая к северо-западной части Горного Крыма. Здесь фундамент погружен на 2—2,5 км. Вместе с Симферопольско-Евпаторийским поднятием эта впадина в отличие от остальной территории равнинного Крыма образует единый участок приподнятого фундамента, разделенного на блоки крупными разломами северо-северо-западного простирания.

На сейсмогеологическом разрезе (рис. 5) видно, что к Крымским горам осадочный слой быстро утоняется. В Степном Крыму (Сивашская впадина) ниже поверхности фундамента на глубине 7—7,5 км отмечена четкая граница, нарушенная несколькими крупными разломами с амплитудой около 1 км. Эта поверхность сначала погружается к югу, доходя у Джанкоя до глубины 12—16 км, а затем быстро воздымается к Крымским горам. Весь слой, заключенный между этой границей и поверхностью фундамента, характеризуется весьма дробной слоистостью. Соллогуб, Чекунов и др. склонны относить его к фундаменту Скифской платформы, который, по их представлениям (в соответствии с мнением Муратова), сложен геосинклинальными образованиями палеозоя.

Поверхность «базальтового» слоя в направлении с севера на юг образует сложные структуры. Вблизи Крымских гор она круто воздымается. Таким образом, под Горным Крымом поверхность «базальтового» слоя образует положительную структуру, которую лишь условно можно назвать антиклиналью. Поверхность Мохо к югу от полуострова залегает на глубинах 22—30 км; под Крымскими горами ее предполагают на глубинах 45—50 км. На границе Скифской платформы и Горного Крыма, а также на рубеже последнего с Черноморской впадиной отмечены глубинные разломы.

Глубинное строение Черноморской впадины, как показали недавние исследования, достаточно сложное (Балавадзе, 1966; Гончаров и др., 1966; Субботин, 1965). Мощность осадочного слоя во впадине постепенно возрастает от берегов в сторону ее глубоководной части, где достигает 15—16 км. В районах, прилегающих к Крыму и Кавказу, осадочный слой имеет сложное строение — во всяком случае, это дислоцированные отложения. Так, к югу от Крыма под 500—700-метровым слоем сравнительно однородных моноклинально залегающих осадков расположена сильно дислоцированная толща. Предполагают, что это погребенная часть южного крыла Крымского мегантиклинория.

На тектонической схеме Черноморской впадины (рис. 6) наряду с контурами концентрично правильно расположенных полос, отражающих такую же зональность мощностей различных оболочек земной коры, можно видеть реликты структур, которые как бы обрезаны контурами глубоководной впадины, лишенной «гранитного» слоя. На других схемах геофизиков (рис. 7) показана исключительно правильная концентричность изопахит осадочной оболочки, идущих параллельно берегам бассейна, так же как и изолинии равных мощностей «гранитного» слоя и всей земной коры до поверхности Мохо.

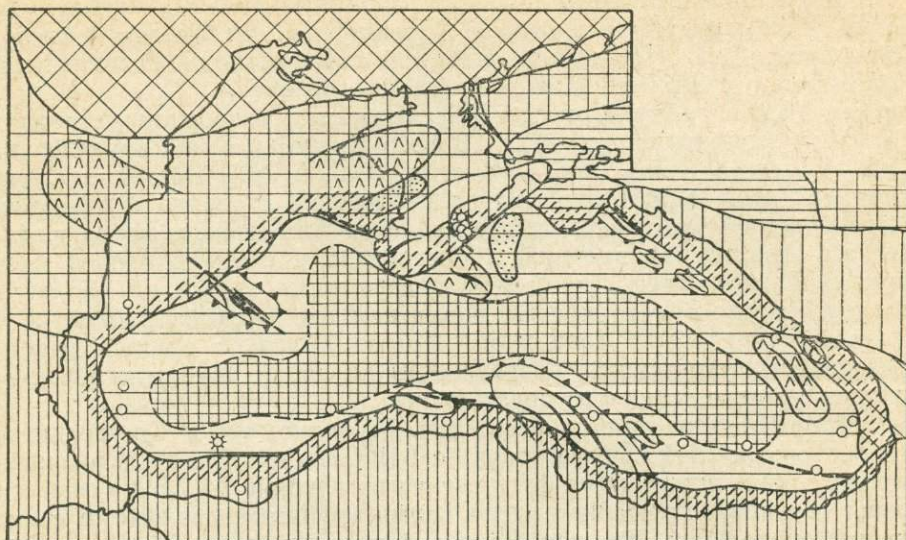


Рис. 6. Тектоническая схема Черноморской впадины (по В. П. Гончарову и др., 1966)

1 — Русская платформа, 2 — Скифская платформа, 3 — прогибы фундамента в ее пределах, 4 — выступы фундамента в ее пределах, 5 — зоны альпийской складчатости Крыма и Кавказа, 6 — зоны альпийской складчатости Понтида и М. Кавказа, 7 — передовые и периклинальные прогибы, 8 — Ринская впадина, 9 — участки, вовлеченные в молодые опускания Черноморской впадины, 10 — зона доальпийской складчатости и консолидации в пределах Черноморской впадины, 11 — складчатые сооружения в ее пределах, 12 — погребенные поднятия „гранитного“ фундамента в ее пределах, 13 — впадины „гранитного“ фундамента, 14 — зоны отсутствия „гранитного“ слоя, 15 — оси аттиклиналей и горных хребтов, 16 — линии разломов. Кружками нанесены эпицентры землетрясений (по данным А. Я. Левицкой, М. В. Муратова).

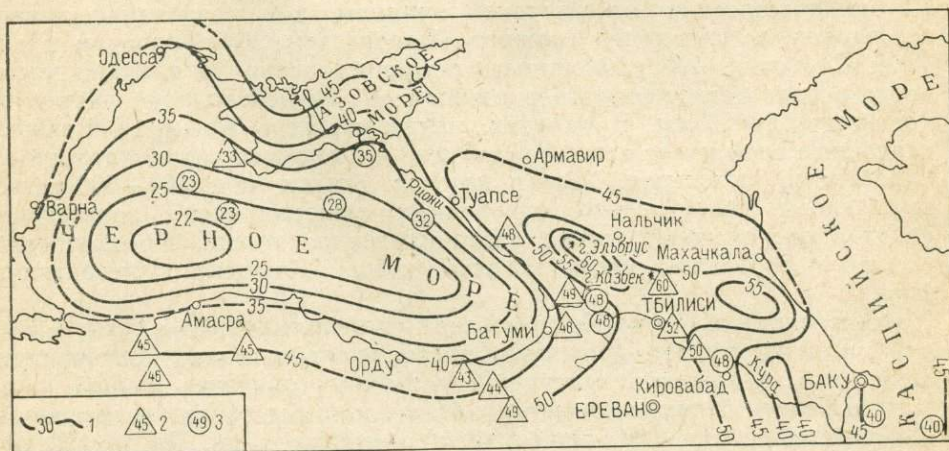


Рис. 7. Схема изменения мощности земной коры на Кавказе по Б. К. Балавадзе, 1966). 1 — изо мощности земной коры, км, 2 — мощности земной коры по землетрясениям, 3 — мощности земной коры по глубинному сейсмическому зондированию и мощным взрывам.

«Гранитный» и «базальтовый» слои, имеющие в прибрежной полосе мощность порядка 15—20 и 20—23 км, утоняются в сторону глубоководной части моря. При этом, по данным геофизики, «гранитный» слой не фиксируется глубже изобаты 2 км, а «базальтовый» слой, утоняясь, составляет оболочку мощностью около 7—9 км в западной части моря и 10—14 км в центральном участке восточной его половины. Со стороны берегов «базальтовый» слой по мере выклинивания «гранитного» испытывает поднятие, образуя в центральной части моря вытянутый по широте купол. Мощность земной коры меняется от 22—25 км в

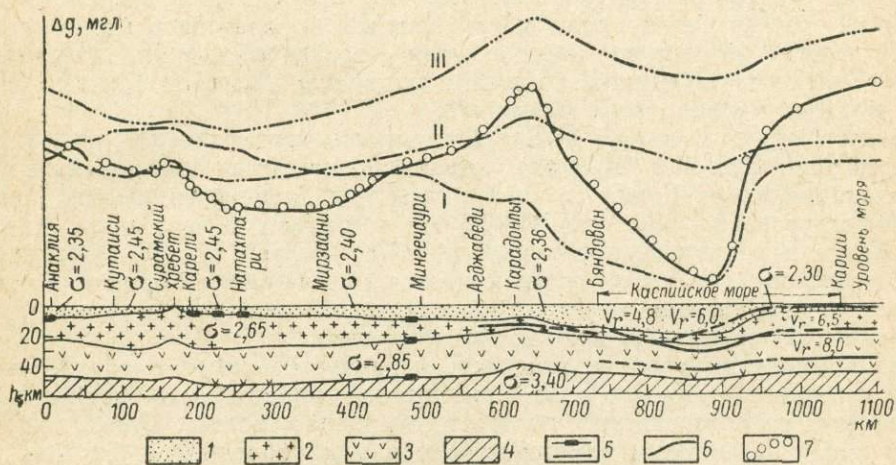


Рис. 8. Строение земной коры по геофизическим данным по линии Анаклия — Карши (по Б. К. Балавадзе, Г. К. Твалтвадзе, 1960).

1 — отложения кайнозоя и мезозоя, 2 — гранит, 3 — базальт, 4 — подкорковый субстрат, 5 — сейсмические границы раздела, 6 — наблюдаемая аномалия силы тяжести Буге, 7 — вычисленная аномалия силы тяжести; I, II, III — аномалии силы тяжести, вычисленные для осадочного, гранитного и базальтового слоев соответственно,  $\sigma$  — средняя плотность слоев;  $V_p$  — скорость упругих волн, км/сек.

центральной части впадины до 35—43 км в окружающих областях, причем, как мы уже отмечали, это изменение происходит примерно параллельно береговой линии, что наводит на мысль о прямом соответствии мощности предполагаемых оболочек с направленностью неотектонических движений.

Указанные особенности строения Черноморского бассейна обычно рассматривают как свидетельство наличия особой коры, близкой по строению к океанической. Отличием от последней служит присутствие мощного осадочного слоя. Не касаясь в этом подразделе вопроса о происхождении впадины, отметим, что наиболее приемлемое объяснение ее образования, согласующееся с нашим пониманием геологического строения окружающих областей, дали С. И. Субботин и др. (1968).

Представление о глубинном геологическом строении Кавказа (рис. 8) основывается на значительных данных по глубинному сейсмическому зондированию и гравиметрии (Милановский, Хаин, 1963; Давыдова и др., 1966; Габриелян, Татевосян, 1966; Балавадзе и др., 1966). Однако в интерпретации геофизических данных есть различия. Так, не все исследователи придерживаются мнения о слоистости консолидированной коры. По Милановскому и Хаину, под Предкавказским прогибом наблюдается утолщение коры, по более новым данным, в осевой части

Предкавказского прогиба мощность коры наименьшая, причем к северу от осевой части она составляет 21—35 км, а к югу — 40—49 км. Здесь отмечается резкий подъем границы Мохо, что, видимо, надо связывать с наличием глубинного разлома в зоне сочленения палеозойской платформеноидной области и ее южной орогенической системы.

Кавказ в целом по геофизическим данным отличается повышенной мощностью земной коры, составляющей 40—65 км. Наиболее выраженной зоной утолщения коры является складчатое сооружение Б. Кавказа и примыкающая к нему часть северного склона, т. е. активизированная южная периферия Скифско-Туранско-Куньлуьнской платформеноидной системы. Нетрудно заметить, что это самая приподнятая в неоген — четвертичное время часть Кавказа и, следовательно, опять-таки налицо «изменение» коры в связи с неотектоническими движениями. Она характеризуется крупными отрицательными гравияномалиями и мощной «гранитной» оболочкой.

Резким сокращением (до 4—6 км) мощности «гранитного» слоя отличается зона Сев.-Зап. Кавказа, характеризующаяся положительными гравияномалиями. К югу от Б. Кавказа, под Грузинской глыбой, происходит утонение коры до 45—50 км и подъем поверхности Мохо. Западнее и восточнее, при переходе к Черноморской и Южнокаспийской впадинам, мощность коры меняется еще заметнее за счет «исчезновения», по данным геофизиков, «гранитной» оболочки и появления коры субокеанического, или переходного, типа.

Так, в Рионской впадине мощность «гранитного» слоя около 14 км, «базальтового» — 25 км, а в Черноморской впадине на базальтовой оболочке непосредственно залегает осадочная толща. Аналогичные переходы и изменения в мощности отдельных оболочек наблюдаются в районе Нижнекуринской впадины и Каспийского моря. Южнее Грузинской глыбы, в районе М. Кавказа, входящего в Понтийско-Эльбурскую складчатую систему, расположена вторая на альпийском Кавказе область утолщения коры, захватывающая главным образом юго-западную часть М. Кавказа (Центр. Армения), где ее мощность составляет 52—55 км.

Е. Е. Милановский и В. Е. Хаин предполагают, что по северо-восточной периферии Черноморской впадины и вдоль побережья Анатолии протягивается зона, уже пережившая древние доальпийские периоды складчатости, а центральная часть котловины представляет собой реликт существовавшей здесь с глубокой древности впадины океанического типа, накопившей мощную (до 10—15 км) толщу осадков, еще не испытавших складчатости и метаморфизма. Аналогичного мнения о природе впадины придерживается и Т. Н. Спижарский, который относит рассматриваемую территорию к современной геосинклинали. Близкой к Черноморской по характеру строения и развития является, по мнению этих же авторов, Южнокаспийская впадина. Объективное отличие ее западной части от Черноморской котловины заключается в большей мощности осадочного слоя, а также в наличии ориентированных в соответствии с общекавказским простираем неровностей дна, рассматриваемых как складчатые деформации осадочного слоя.

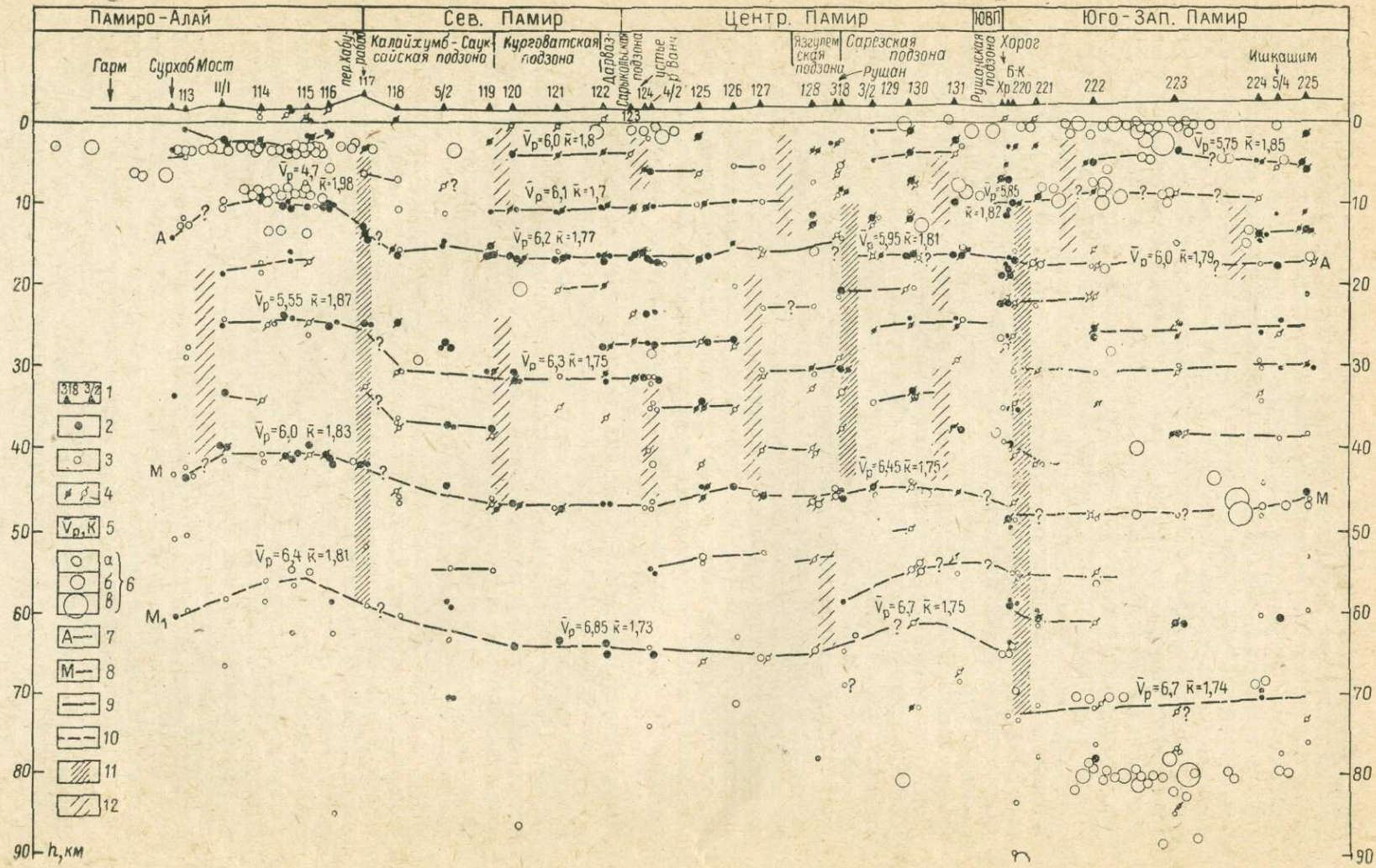
Глубинное строение западного сектора Ср. Азии освещалось в ряде работ (Годин, 1958; Борисов и Маловицкий, 1964; Белеловский, 1964; Борисов, 1966, и др.). Основное внимание в них уделено глубинным структурам равнинной неактивизированной части территории; о строении южной орогенной области можно судить лишь косвенно, проводя интерполяцию по сопряженным территориям. Так, в Каракумах глубина залегания поверхности Мохо 30 км, в зоне Предкопетдагского прогиба и у подножия Гиссара она опускается до 50 км. Увеличение

мощности земной коры происходит в предгорьях Копетдага в основном за счет утолщения покровных платформенных образований, а остальные оболочки коры ограничены в общем параллельными поверхностями. По новым данным А. А. Борисова, Г. И. Амурского и др., строение коры под Копетдагом и Б. Балханом аналогично структуре коры Туранской платформеноидной области. По линии глубинного профиля примерно от хр. Кугитантау через Таджикскую депрессию до Преддарвазя, по данным М. Л. Белеловского, наблюдается слабое погружение поверхности Мохо на восток до 50 км. Поверхность же домезозойского складчатого основания, по его представлениям, неровная, она нарушена разрывами, отдельные блоки опущены до глубины 8 км.

Материалов о глубинном строении Памира пока мало. Гравиметрическое поле Памира характеризуется отрицательными аномалиями, колеблющимися в пределах от  $-100$  до  $-200$  мг. Слабopоложительное поле присуще северо-восточной части области от долины Маркансу (Куньлуньская орогеническая зона) до хр. Базардар (Каракорумская система). По более поздним данным (Косминская и др., 1958), изолинии глубин поверхностей Мохо и Конрада в области Сев. Памира указывают на наличие субмеридиальных «валов» и «впадин». По данным Н. К. Булина, наименьшие значения мощности земной коры соответствуют Памиро-Алайской зоне, где поверхность Мохо залегает на глубинах 35—40 км. На юг в пределах Памира мощность коры возрастает до 50 км. Он же установил на Памире многочисленные вертикальные поверхности раздела, совпадающие с крупными разломами, выявленными ранее геологическими наблюдениями. По всем разломам отмечается смещение однозначных физических поверхностей, в том числе и поверхности Мохо (рис. 9). Глубинный разлом, выделенный нами в районе г. Хорога и отделяющий докембрийский срединный массив Юго-Зап. Памира от Рушанской подзоны Юго-Вост. Памира, намечен Булиным несколько южнее, что можно объяснить общим южным падением зоны разлома.

Изучение сейсмичности Памира показало приуроченность эпицентров преимущественно к четырем крупным разломам (Бархатов, 1963). Северная зона эпицентров совпадает с геологической границей между Памиро-Алайской и Северо-Памирской структурно-формационными зонами эпиплатформеноидной Скифско-Туранско-Куньлуньской орогенической системы. Она проходит по линии Каракульско-Момукского надвига, относящегося к Северопамирскому краевому, или глубинному, разлому. Вторая зона эпицентров падает на линию Центральнопамирского, или Акбайтальского, глубинного разлома, отделяющего Куньлуньскую зону от Альпийского пояса. Третья, очень активная зона приурочена к Рушанско-Пшартскому разлому, разделяющему Центр. и Южн. Памир. Наконец, слабее выражена четвертая зона, обрамляющая с севера срединный массив Юго-Зап. Памира (Гунтско-Аличурский разлом). Заметим, что максимальная сейсмичность наблюдается в западной части зон-разломов, т. е. в области развития наибольших отрицательных аномалий силы тяжести. Это позволяет предположить общее асимметричное поднятие Памира, при котором активнее поднимается западная его часть.

В заключение общей геофизической характеристики регионов следует подчеркнуть, что интерпретация данных геофизики о глубинном строении земной коры Альпийского пояса и его северного обрамления, как правило, противоречит геологическому пониманию развития этих областей. Так, данные геофизики говорят об отсутствии четкого различия мощности земной коры регионов с существенно неодинаковой историей развития и, наоборот, о резко различном глубинном строении районов



с идентичным геологическим развитием. Наглядно это противоречие выступает на схеме-врезке к широко известной карте неотектоники СССР, изображающей мощность земной коры Евразии и отчетливо демонстрирующей совпадение больших мощностей коры с горными районами и утонение ее в глубоких впадинах типа Черного моря. При сравнении, например, Сев. Тянь-Шаня и Южн. Казахстана мы видим на схеме резкое увеличение мощности земной коры в сторону Тянь-Шаня, хотя горный Сев. Тянь-Шань и по крайней мере часть равнинного Казахстана построены в геологическом отношении принципиально одинаково.

Основной вывод, напрашивающийся из этой схемы, заключается в необходимости признать, что увеличение мощности коры произошло в течение неотектонического этапа, поскольку резкое увеличение мощности коры совпадает с областями высокого рельефа. Однако мощность коры не могла возрасти на глубину в неоген—четвертичное время за счет магматизма, следы которого на поверхности совершенно отсутствуют. В связи с этим «увеличение» мощности надо связывать с причиной, противоположной той, которая в случае опускания участка земной коры за неоген—четвертичное время приводит к «уменьшению» мощности земной коры, а в глубоких впадинах — к полному «уничтожению» так называемого гранитного слоя. Вспомнив еще раз М. М. Тетяева, можно предположить, что намечаемые геофизиками внутри земной коры границы раздела, в том числе и по сейсмологическим данным, являются в лучшем случае границами изменения физических констант (давления, температуры) и не связаны с существенным изменением химического состава вещества коры.

С нашими наблюдениями значительно лучше увязываются выводы тех геофизиков и геологов (пока еще очень малочисленных), которые приведенные закономерности ставят в зависимость от явлений уплотнения и разуплотнения вещества нижней части коры и верхней мантии (Вольвовский и др., 1964; Афанасьев, 1968; Субботин и др., 1968). В свете этих предположений, требующих дальнейших исследований и обоснования, нельзя согласиться с мнением об отсутствии «гранитной» оболочки в Черноморской и Южнокаспийской впадинах. Если же признать ее наличие, то отпадает основной довод, приводимый рядом ученых, для отнесения Альпийско-Кавказского региона к современной геосинклинали.

Геологические данные, прежде всего изучение пространственного распространения фациальных комплексов и их мощностей, указывают на отсутствие значительных фациальных изменений в мезо-кайнозойских отложениях при приближении к участкам с «отсутствующей» гранитной корой: на таких участках наблюдается срезание мезо-кайнозой контурами современных впадин Черного моря и Южного Каспия.

Рис. 9. Схема глубинного строения Памира (по Н. К. Булину и Е. Я. Рабинович, 1964—1969 гг.).

1 — пункты регистрации землетрясений; 2 — отметки глубин границ обмена (сейсмических горизонтов) по данным обменных волн  $pS$  средней и малой интенсивности (далекие и удаленные землетрясения); 3 — то же по менее уверенным данным; 4 — то же по данным волн  $pS$  близких землетрясений (большие кружки соответствуют обменным волнам повышенной интенсивности); 5 —  $\bar{V}_p$ ,  $\bar{K}$  — принятые при построении глубинных разрезов значения средней скорости продольных волн  $\bar{V}_p$ , км/сек, и параметра  $\bar{K} = \bar{V}_p / \bar{V}_s$ ; 6 — центры землетрясений с квалификацией по величине энергии упругих волн в очаге  $K = \lg \epsilon$  по шкале Т. Г. Раутмана:  $a - K < 8$ ,  $b - 8 < K < 11$ ,  $v - K > 11$ ; 7 — горизонт А в «гранитно-метаморфическом» слое (по сейсмологическим данным); 8 — поверхность Мохо (по сейсмологическим данным); 9 — сейсмические горизонты земной коры с невыясненной стратификацией; 10 — участки неуверенной корреляции или сложного рельефа границ; 11 — зоны резкого изменения характера геологического разреза и рельефа сейсмических границ (возможно, связанные с глубинными разломами) большой вертикальной протяженности; 12 — то же локальных.

## II. СКИФСКО-ТУРАНСКО-КУНЬЛУНЬСКАЯ ЭПИПЛАТФОРМЕННОИДНАЯ ОРОГЕНИЧЕСКАЯ СИСТЕМА

В описываемую территорию входит южная периферия Скифско-Туранско-Куньлуньской верхнепалеозойской платформеноидной области, представляющая в современной структуре орогеническую систему, за которой мы сохраняем то же географическое название. Активизация в пределах системы прошла неравномерно, обусловив в отдельных случаях выведение на дневную поверхность древних формаций и приведя на обширной территории к крупным погружениям, вследствие чего домезозойские породы перекрыты мезо-кайнозойем, а местами мощными неоген — четвертичными отложениями. Это вызвало пробелы в стратиграфии домезозойских образований, которые с большой натяжкой (из-за значительной протяженности системы) можно восполнить интерполяцией данных, имеющихся по Кавказскому и Памирскому секторам.

### 1. СТРАТИГРАФИЯ СИСТЕМЫ

**Докембрийские отложения.** Основание стратиграфического разреза Скифско-Туранско-Куньлуньской орогенической системы слагают кристаллические и метаморфические сланцы докембрия, выходящие на поверхность небольшими участками на северном склоне Кавказа в бассейнах рек Б. и М. Лабы и Малки и в осевой части Сев. Памира от г. Калайхумба на западе до хр. Каинды на востоке. По нашим наблюдениям докембрийские отложения, выделенные на Сев. Кавказе еще А. П. Герасимовым, наиболее полно представлены по р. Малке, где среди них можно различать следующие свиты (снизу вверх): а) муштинскую, сложенную амфиболовыми и слюдяными сланцами и интрузивными гнейсами с преобладанием кварц-альбит-амфиболовых, биотитовых, двуслюдяных, мусковитовых сланцев и альбитовых амфиболитов, — мощность 300—350 м; б) малкинскую, согласно залегающую на муштинской и сложенную рассланцованными вулканогенно-осадочными породами: серицит-хлоритовыми и хлоритовыми сланцами, сланцеватыми альбитофирами, метабазами, плагиоклазитами и диабазовыми амфиболитами с преобладанием порфиroidов, — мощность до 1,5 км; в) атахункольскую, согласно залегающую на малкинской и сложенную преимущественно серицит-хлоритовыми сланцами и рассланцованными эффузивами, — мощность варьирует от 700 м до 2 км, однако возможно, что увеличение мощности связано со складчатостью, благодаря которой она утраивается; г) манглайскую, залегающую на

предыдущей с конгломератами, но без заметного углового несогласия и сложенную кварцитовидными ровно- и косослоистыми среднезернистыми аркозовыми песчаниками, — мощность не более 1 км.

В бассейнах Б. и М. Лабы толща кристаллических сланцев и гнейсов разделена на три свиты: нижнюю — сланцево-гнейсовую мощностью 0,6 км, среднюю — амфиболитово-гнейсовую мощностью до 2 км и верхнюю — сланцево-гнейсовую мощностью до 3 км (Милановский, Хаин, 1963). Общая мощность докембрия Сев. Кавказа около 3,5 км.

На Сев. Памире к верхнему докембрию (протерозою) относится боршитская свита, включающая кварц-сланцевые, роговообманковые, гранат-биотитовые, ставролитовые сланцы и парагнейсы мощностью не менее 2 км, возможно, до 4 км (Бархатов, 1963).

**Палеозойские отложения.** Кембрийские отложения известны на Кавказе и Памире. На Кавказе еще в 1915 г. А. П. Герасимовым по р. Малке была найдена глыба известняка с остатками среднекембрийских трилобитов и брахиопод. Положение глыбы вблизи от верхнего контакта манглайской свиты с силуром дает основание предположить размыв относительно маломощных отложений. Не исключена возможность, что кембрийскими являются кварцитовидные песчаники манглайской свиты, относимые нами условно к докембрию и залегающие на атахункольской свите с конгломератами. На Сев. Памире (долина р. Сев. Акбайтал) кембрийские отложения представлены красными и исключительно характерными темно-серыми полосчатыми известняками мощностью несколько десятков метров. В точно таких же известняках в Акбайтальской подзоне Центр. Памира были обнаружены трилобиты нижнего и среднего кембрия. Предположительно кембрий входит и в нижнюю часть висхарвской<sup>1</sup> свиты черных филлитов, развитой в районе Калайхумба.

Взаимоотношения кембрия с докембрием и на Кавказе, и на Памире тектонические, однако на Памире заметный скачок в региональном метаморфизме и особенности залегания позволяют предполагать о существовавшем между ними или внутри верхнего докембрия первичном перерыве в отложении и угловом несогласии.

Принимая во внимание небольшие мощности кембрия на Алае и Центр. Памире, первичную мощность кембрия Сев. Памира, видимо, можно исчислять несколькими десятками или единицами сотен метров; приблизительно такая же мощность кембрия предполагается нами для всей западной части системы.

Ордовикские отложения известны только на Памире, где они представлены преимущественно терригенной формацией, в которой выделены три свиты. Висхарвская свита распространена в северо-западной части Сев. Памира и сложена черными, темно-серыми и зеленоватыми филлитами с тонкими прослоями кварцитовидных песчаников и редкими линзами известняков. Судя по определенным из этой свиты спорам, она, кроме предполагаемого протерозоя, включает кембрий и ордовик, а также часть нижнего силура. Общая мощность ее не более 1 км. В юго-восточной части Сев. Памира развиты ишийская и тоуташская свиты. Первая образована терригенными и эффузивными породами среднего и основного составов нижнего и частью среднего ордовика; лежащая выше тоуташская свита сложена сланцами с прослоями мраморизованных известняков. Общая мощность ордовика Сев. Памира не превышает первых единиц сотен метров.

Силурийские отложения выходят на Кавказе по р. Малке и в ряде пунктов Сев. Памира. Они представлены терригенно-карбонатной фор-

<sup>1</sup> Не исключена возможность принадлежности пород висхарвской свиты к верхам протерозоя.

мацией. По р. Малке доказано присутствие верхнего силура, сложенного серицит-хлоритовыми филлитами с прослоями слонстых известняков, образующих лахранскую свиту общей мощностью около 600 м. Верхняя часть ее может относиться к девону. На Сев. Памире наиболее полный разрез силура известен в Дарвазе и в хр. Петра Первого. Здесь присутствуют все ярусы нижнего силура, построенные преимущественно карбонатной формацией общей мощностью до 640 м. Верхний силур также сложен известняками, выше по разрезу постепенно переходящими в девонские. Неясна роль силурийских отложений, присутствующих в южной и восточной частях Сев. Памира. Вероятно, силур Сев. Памира, как и Кавказа, имеет постепенные переходы к ордовика и девону. Общая мощность его на Сев. Памире, по последним данным, не более 800 м.

Девонские отложения тесно слиты с силурийскими. Они представлены всеми тремя отделами, широко распространены в Лабино-Малкинской и Тырнаузской<sup>1</sup> подзонах Сев. Кавказа, а также вскрыты скважинами в сопредельных участках. К девону Сев. Кавказа отнесена толща метаморфизованных вулканогенных и терригенно-карбонатных пород, в которой выделено три свиты. К нижнему и среднему девону причисляют вулканогенную свиту рассланцованных диабазов, кварцевых порфиров, кварцевых альбитофиров, туфов и филлитов; к среднему и верхнему — туфогенно-обломочную свиту; наконец, верхи девона образует терригенно-карбонатная свита мощностью 600—900 м (в ее верхних слоях присутствуют элементы нижнего карбона). Общая мощность девона Сев. Кавказа до 4,5 км. На Сев. Памире присутствуют также все три отдела, представленные, однако, почти исключительно известняками общей мощностью не более 1 км. Неизвестный до последнего времени нижний девон на южном склоне Дарвазского хребта обнаружен Е. Ф. Романько по р. Ванч, где он охарактеризован кораллами и составляет карбонатную часть рохарвской свиты мощностью до 100 м.

Каменноугольные отложения выходят на Кавказе и Памире. В обоих районах карбон представлен фациально изменчивыми мощными (в отдельных подзонах) терригенно-вулканогенными и терригенно-карбонатными формациями.

На Сев. Кавказе, в Тырнаузской и Лабино-Малкинской подзонах, нижний карбон сложен мощным (5—6 км) комплексом осадочных и вулканогенных пород карачаевской серии (Кизевальтер, 1965), согласно залегающим на известняках низов турне (слои этрень). Среди нижнекаменноугольных отложений выделены снизу вверх три свиты: свита терригенных пород мощностью до 1—2 км, сложенная чередующимися глинистыми сланцами, алевролитами, песчаниками, известняками с линзами конгломератов и обломками девонских известняков; вулканогенная свита мощностью 2—2,5 км, состоящая из диабазов, спилитов, авгитовых и плагиоклазовых порфиритов, альбитофиров, туфов, туфобрекчий, туфоконгломератов с прослоями яшм, линзами и слоями известняков и туффитовых сланцев с радиолариями; песчано-конгломератовая свита до 2,5 км мощности, сложенная песчаниками, алевролитами с прослоями туфопесчаников и конгломератов.

Средне- и верхнекаменноугольные отложения в этих же подзонах Кавказа залегают на более древних породах резко несогласно. Они образованы в нижней части аргиллитами, алевролитами, серыми песчаниками с прослоями гравелитов и конгломератов, линзами углистых

<sup>1</sup> Тырнаузская шовная подзона ограничивает Скифскую зону с юга, но из-за незначительной ширины не получила отражения на рис. 1.

сланцев, каменных углей, кислых и средних эффузивов. Верхняя часть карбона имеет более грубый состав и сложена преимущественно полимиктовыми конгломератами, песчаниками с редкими линзами порфириров. Общая мощность среднего и верхнего карбона до 1,6 км.

На Сев. Памире отложения каменноугольной системы развиты широко, представлены всеми тремя отделами и залегают, как и на Кавказе, на более древних отложениях без заметного несогласия. В строении их участвуют главным образом терригенные и вулканогенные породы; карбонатные отложения играют второстепенную роль. Фации и мощность каменноугольной системы Сев. Памира сильно варьируют; намечены два основных типа разрезов — северный и южный, отличающиеся преимущественно строением нижнего отдела системы.

В северном разрезе нижний карбон сложен мощной вулканогенно-осадочной формацией (до 7 км), объединяемой сейчас под названием пяндж-сауксайского комплекса; в южном разрезе соответствующая ему часть сильно сокращена или первично отсутствует. Полный разрез нижнего карбона снизу вверх представлен чередованием различных эффузивов: порфириров, диабазов, спилитов, альбитофиров, кварцевых порфиров с прослоями и линзами алевролитов, конгломератов и известняков. В верхней части разреза преобладают андезитовые порфириты, агломераты, туфобрекчии и другие вулканогенно-обломочные породы с редкими прослоями известняков. В целом нижний карбон, как и на Кавказе, принадлежит к спилит-кератофировой формации, подчеркивающей сходство в развитии этих регионов.

Средний и верхний карбон повсеместно на Сев. Памире залегают на более древних отложениях резко несогласно и представлен довольно разнообразными терригенными и карбонатными породами, мощность которых варьирует от 400 м до 2 км. Значительное развитие карбона в юго-восточной части Сев. Памира подтвердилось в последние годы многочисленными находками спор И. А. Сиверцевой.

Отложения пермской системы имеют постепенные переходы с карбонатыми; они обнажаются на северном склоне Центр. Кавказа, широко развиты на Сев. Памире.

В Лабинно-Малкинской и Тырнаузско-Пшекишской подзонах распространена пермская красноцветная моласса, подразделяемая на две свиты. Нижняя свита, относящаяся к нижней перми, согласно лежит на верхнем карбоне, представлена сероцветными и красноцветными песчаниками и конгломератами континентального происхождения мощностью от нескольких десятков до 800 м. Верхняя, красноцветная, свита залегают на нижней или на древних отложениях с размывом. Она отличается более пестрым составом, сложена грубыми песчаниками и конгломератами, включающими прослойки и линзы пирокластических пород и эффузивов кислого и среднего составов. Возраст ее в самых полных разрезах охватывает часть нижней и всю верхнюю пермь. Максимальная мощность этой свиты достигает 5 км.<sup>1</sup>

На Сев. Памире пермские отложения представлены мощными и фациально разнообразными толщами, группирующимися в три главные типа разрезов, соответствующих разным тектоническим подзонам. Так, нижнепермские отложения самой северной Калайхумб-Сауксайской подзоны залегают на верхнем карбоне согласно и составляют толщу мощностью до 3 км, в которой преобладают метаморфизованные терригенные песчано-сланцевые и рифовые отложения с подчиненным количеством туфогенных пород. Верхнепермские образования этой под-

<sup>1</sup> По нашим представлениям, эта моласса — продукт размыва верхнепалеозойских возвышенностей, располагавшихся севернее Лабинно-Малкинской впадины, а не Главного хребта Б. Кавказа.

зоны сложены фиолетовыми песчаниками и конгломератами с прослоями туфов и водорослевых известняков, которые по существу относятся к молассовой формации. Максимальная их мощность достигает 2,5—2,8 км. В Каракульской подзоне нижнепермские отложения принципиально не отличаются от одновозрастных образований предыдущей подзоны. Вместе с тем верхняя пермь построена преимущественно морскими карбонатными фациями мощностью до 2 км, которые только в своей верхней части сменяются конгломератами молассы. В самой южной, Дарваз-Сарыкольской, подзоне стратиграфия пермских отложений из-за скудности органических остатков, значительного метаморфизма отложений и сложности структуры не разработана. Здесь развиты, по-видимому, в основном нижнепермские флишеидные отложения, мощность которых превышает 3 км, а верхняя пермь первично отсутствует.

**Мезозойские отложения.** Триасовые отложения Скифско-Туранско-Куньлуьской орогенической системы в СССР выходят на поверхность на Сев. Кавказе и в Памиро-Алайской области. На сопредельной территории Афганистана они вскрыты в осевой части хр. Банд-и-Туркестан.

На Сев. Кавказе триасовые отложения представлены лагунно-континентальными и реже морскими осадками всех трех отделов, залегающими на древних отложениях несогласно и не имеющими сплошного первичного распространения. Нижний триас в наиболее полном разрезе по рекам М. Лабе и Белой сложен конгломератами, песчаниками, тонкоплитчатыми известняками мощностью до 300 м. Средний триас состоит здесь из плитчатых известняков, мергелистых глинистых сланцев с сидеритами мощностью до 600 м. Верхнетриасовые отложения в верхней части терригенные, сложены рифогенными известняками мощностью до 600 м. На большей части Сев. Кавказа триас имеет меньшую мощность или отсутствует.

В Туранской зоне орогенической системы триас обнажается в хр. Банд-и-Туркестан (Чепов, 1965; Хайдари, 1965). Здесь присутствует только верхний триас, образованный двумя свитами. Нижняя свита сложена крупнозернистыми песчаниками с прослоями гравелитов и конгломератов, а также пластами и секущими жилами дацитов и порфиров. К ней же приурочены прослойки каменного угля. Мощность свиты до 650 м. Верхняя свита построена преимущественно сланцами с кремнистыми и известковистыми конкрециями. Общая видимая мощность верхнего триаса Банд-и-Туркестана до 1150 м.

В Памиро-Алайской области, понимаемой в границах Таджикской депрессии и Памиро-Алайской зоны, триас выходит небольшими клочками по южной периферии. Его истинная первоначальная площадь распространения не установлена. В западной части этой территории, еще в пределах Туркмении, верхнетриасовые отложения представлены преимущественно песчано-сланцево-конгломератовыми континентальными и реже терригенными морскими осадками, которые залегают аналогично пермотриасовому нерасчлененному комплексу, выстилающему понижения в фундаменте Туранской платформеноидной области. Мощность их варьирует от нуля до нескольких сот метров (Геология и нефтегазоносность..., 1966). В более восточных районах все три отдела триаса известны по северо-западной окраине Дарваза, где сложены снизу вверх фиолетовыми песчаниками мощностью до 900 м, содержащими прослойки конгломератов, глинистых сланцев, туфов и углей, а также гипсов. Еще восточнее, вдоль северной окраины Сев. Памира, развита так называемая монтекинская свита пестроцветных конгломератов, песчаников с прослоями пирокластов, кислых и основных эффу-

зиков. Средняя часть ее мощностью до 500 м относится к нерасчлененному триасу (Бархатов, 1963). На Сев. Памире триасовые отложения отсутствуют первично и, возможно, развиты лишь в южной части (хр. Музкол) в терригенной формации мезозойского краевого прогиба (Бархатов, 1966в).

В целом неповсеместное присутствие нижнего и среднего отделов и фации триаса свидетельствуют о преобладании континентальных условий, оживлении разломов и наземном вулканизме. Первая половина триасовой эпохи в описываемой системе совпадает с продолжающимся с перми герцинским орогенезом, в то время как вторая — с новым периодом развития относительно слабого и недифференцированного прогибания негеосинклинального типа.

Юрские отложения распространены несколько шире триасовых, что указывает на продолжающееся с верхнего триаса выравнивание герцинского рельефа и погружение. Они выходят на поверхность на Сев. Кавказе, Памиро-Алае и в ряде районов Туранской орогенической зоны.

На Сев. Кавказе, где триас развит далеко не всюду, юра залегает на различных более древних отложениях несогласно. Вдоль всего Сев. Кавказа наблюдаются подверхнетюарское, предбайосское и предкелловейское несогласия, вызванные поднятиями, сказавшимися особенно в Лабино-Малкинской подзоне, к западу и востоку от которой мощность юры возрастает. В Малкинской подзоне общая мощность юры до 500 м, причем около 300 м из них приходится на карбонатную платформенную формуацию верхнего отдела. В юго-восточной части Лабино-Малкинской подзоны верхнеюрские отложения, преимущественно карбонатные, достигают наибольшей мощности (свыше 1 км). Нижняя и средняя юра от рек М. и Б. Лабы до Терека сложена морскими песчаниками, алевролитами с прослоями конгломератов. В долине Кубани юре приурочена угленосная паралическая субформация. В Туранской орогенической зоне юрские отложения выходят на поверхность в Копетдаге, Б. Балхане и Кубадаге. Наиболее низкие горизонты юры известны на Б. Балхане, где она начинается байосским ярусом. Средняя юра сложена песчано-глинистой толщей мощностью до 3 км. Среди верхнеюрских отложений, залегающих согласно, преобладают относительно маломощные песчаные и доломитизированные известняки. Вследствие трансгрессивного налегания неокома верхняя юра местами полностью отсутствует и нижний мел залегает на байосе. В зоне Копетдага вскрыта только верхняя юра (оксфорд — титон), сложенная известняками, доломитизированными известняками и доломитами мощностью до 900 м (Верба, Прозоровская, 1966). В Гаурдак-Кугитанском районе и Таджикской депрессии выходит лагунно-континентальная соленосно-гипсоносно-известняковая толща мощностью несколько десятков метров. По южной периферии Памиро-Алайской зоны на границе с Куньлуньской юра представлена исключительно континентальными и приразломными, вулканогенными и вулканогенно-обломочными образованиями. На Сев. Памире она отсутствует первично.<sup>1</sup> Меловые отложения протягиваются непрерывной полосой вдоль северного Кавказа, преобладают среди коренных пород Б. Балхана и Копетдага, слагают ядра многих антиклиналей Таджикско-Афганской депрессии и ядра синклиналей Памиро-Алайской зоны. Для северного склона Кавказа характерно распространение морских мелководных отложений нижнего мела с преобладанием карбонатной формации в неокOME и песчано-глинистых образований в верхах ниж-

<sup>1</sup> К юрским отложениям, возможно, относятся красноцветные песчаники и конгломераты самой южной периферии Сев. Памира.

него мела. Общая мощность нижнего мела в центральной части северного склона от 600 до 1150 м (Милановский, Хаин, 1963). К западу, в бассейне р. Кубани, неомом выклинивается, благодаря чему вышележащие осадки располагаются непосредственно на юре. Верхнемеловые отложения Скифской орогенической зоны залегают с незначительным размывом на нижнемеловых, сложены карбонатной формацией общей мощностью до нескольких сот метров.

В Туранской орогенической зоне (Балхано-Кубадагской и Копетдагской подзонах) среди нижнемеловых отложений, так же как и в Скифской зоне, выделяются две толщи: нижняя, охватывающая неомом, представлена преимущественно карбонатной формацией мощностью от 300—600 м в Б. Балхане до 800—1300 м в Копетдаге; верхняя, включающая апт-альбские отложения, сложена песчано-глинистой формацией мощностью от 1 до 2,2 км. Из верхнемеловых отложений преобладают глинисто-карбонатные осадки, составляющие толщу от 1000 до 1350 м. Восточнее (Банд-и-Туркестан в Афганистане) мощность меловых отложений варьирует в несколько больших пределах, так как в ряде мест неомом отсутствует.

В Куньлуньской орогенической зоне меловых отложений на значительной площади нет. Небольшими полосами они залегают в Дарваз-Сарыкольской подзоне юго-восточной периферии Сев. Памира. Здесь нижний мел сложен красноцветными конгломератами мощностью до 600 м, включающими в верхней части линзы гипса и соли; верхний мел представлен морскими известняками мощностью до 80 м. В Таджикской депрессии и Памиро-Алайской зоне, т. е. к северу и западу от Куньлуньской зоны Памира, мел представлен более мощным, но почти недифференцированным по площади разрезом. Нижний мел сложен континентальными красноцветными песчаниками мощностью до 1100 м, которые в сторону Памира и Южн. Тянь-Шаня сокращаются до 150 м. Верхний мел представлен карбонатной формацией, включающей в верхней части пачки глин и гипсы; его мощность от центра зоны к периферии также постепенно уменьшается от 1600 до нескольких десятков метров.

**Кайнозойские отложения.** Палеогеновые отложения развиты в пределах орогенической системы почти так же широко, как и меловые.

На западе Скифской зоны палеоцен и эоцен выражены малоизменчивой глинисто-карбонатной формацией общей мощностью 550—950 м, в восточном секторе зоны мощность отложений сокращается до 100—250 м. Верхние палеогена (олигоцен — миоцен) характеризуются резкой сменой карбонатных пород терригенными песчано-глинистыми отложениями майкопской серии, представляющей нижнюю молассу поднятий Б. Кавказа. В Туранской орогенической зоне палеоцен и эоцен также сложены глинисто-карбонатной формацией с подчиненным количеством песчаников, местами туфов и эффузивов. Они залегают на меловых отложениях с небольшим несогласием. В олигоцене преобладают песчано-глинистые образования. В Зап. Копетдаге мощность палеогена достигает 2 км, а в восточнее, в Банд-и-Туркестане, — 400—900 м (Амурский, 1966). В Таджикско-Афганской депрессии и Памиро-Алае палеоцен и эоцен, как и на западе, сложены морскими и лагуно-морскими отложениями глинисто-карбонатной формации; олигоцен представлен мощной толщей красноцветных песчаников с прослоями конгломератов. Таким образом, верхние палеогена, построенные в западной части Туранской зоны терригенными морскими отложениями, замещаются на востоке в Таджикско-Афганской депрессии континентальной молассой. Мощность палеогена вследствие появления орогенной формации достигает в полных разрезах 1,7—2 км. На Сев. Памире фаунистиче-

ски охарактеризованные палеогеновые отложения (палеоцен и эоцен) были обнаружены нами в 1958 г. в Дарваз-Сарыкольской подзоне (устье р. Зорташкол) и представлены красноцветными конгломератами и песчаниками с линзами глинистых известняков общей мощностью до 400 м (Бархатов, 1963). В настоящий момент палеогеновый возраст некоторых выходов в связи с переопределением фауны ставится под сомнение. Однако маломощные известняки с устрицами по рекам Аиль-утек и Сев. Акбайтал относятся нами к палеоцену.

Неоген орогенической системы представлен морскими терригенными и континентальными молассовыми формациями существенной мощности. Следует отметить повсеместную связь олигоценовых отложений с нижним миоценом, образующих единую нижнюю молассу растущих хребтов Кавказа, Копетдага и Сев. Памира.

На Сев. Кавказе мощные неогеновые отложения приурочены к центральным частям Кубанского и Терского передовых прогибов Б. Кавказа, южные половины которых располагаются в западном и восточном пределах Скифской орогенической зоны. В центральной части зоны неоген имеет наименьшую мощность, находясь только в области сочленения Лабино-Малкинской подзоны и Ставропольского поднятия. Здесь отложения среднего и верхнего миоцена образованы преимущественно глинами с подчиненным количеством мергелей, песков и известняков ракушнякав, их мощность варьирует от 200—300 до 1000 м. Плиоценовые отложения имеют ограниченное развитие и представлены в приэльбрусской части зоны вулканогенно-обломочными породами — туфами, туфолавами и лавами андезит-базальтов, липаритов, дацитов и грубообломочными ледниковыми (?) отложениями (Милановский, Хаин, 1963). Западнее и восточнее от Лабино-Малкинской подзоны мощность неогена возрастает; плиоцен представлен более грубыми континентальными песчано-конгломератовыми отложениями.

Неоген Туранской и Куньлуньской орогенических зон, кроме района Западно-Туркменской и Южнокаспийской впадин, представлен исключительно континентальной молассой и имеет ограниченное развитие, поскольку большая часть описываемого региона с конца олигоцена являлась областью сноса. Максимальной мощности (до 6 км) моласса неогена достигает в Таджикско-Афганской депрессии и Памиро-Алае. В пределах Сев. Памира молассоидные отложения неогена присутствуют в Каракульской котловине и по северо-западной периферии Дарваза, где их мощность не превышает 800 м.

Четвертичные отложения в связи с приподнятостью системы распространены ограниченно, и мощность их относительно невелика. Они представлены различными, преимущественно континентальными, отложениями, среди которых подчиненное значение имеют эффузивы и морские осадки Черного и Каспийского морей.<sup>1</sup>

## 2. СТРУКТУРЫ И МАГМАТИЗМ ОРОГЕНИЧЕСКИХ ЗОН

На основании анализа обобщенной стратиграфии отложений в пределах системы можно выделить пять разновозрастных формационных комплексов, отграниченных друг от друга региональными несогласиями, сменой формаций и характеризующихся особенностями внутреннего строения, которые выдерживаются на протяжении системы. Такие несогласия устанавливаются между протерозоем и нижним палеозоем

<sup>1</sup> По данным А. В. Мамедова и др. (1967), мощность четвертичных отложений Южнокаспийской наложенной впадины близ устья р. Куры до 1200 м.

или внутри верхнего протерозоя, между девоном и нижним карбоном, между средним и верхним триасом, а также примерно между эоценом и олигоценом. Правда, приводимое ниже разделение основывается на еще весьма несовершенной стратиграфии, особенно домезозойских отложений, а это связано как со сложностью их залегания и значительным метаморфизмом, так и с ограниченным распространением на поверхности.

Структурно-формационные комплексы системы соответствуют самостоятельным качественно отличным периодам тектонического режима, указывающим в то же время на сходные условия развития всей территории в течение каждого из намеченных отрезков времени. Многоэтажность строения и дислоцированность всех комплексов до верхнего включительно затрудняют точную квалификацию тектонических режимов, при которых формировались нижние комплексы. Несмотря на это и основываясь главным образом на строении разреза, а также учитывая морфологию структурных форм, магматизм и метаморфизм, мы выделяем следующие комплексы:

1. Геосинклинальный докембрийский комплекс, формировавшийся в течение верхнего (?) докембрия. Вследствие разбросанности небольших его выходов на поверхности и недостаточной изученности он не может быть расчленен на структурно-формационные яруса, отвечающие отдельным этапам развития.

2. Платформеноидный комплекс, включающий отложения от кембрия или верхов протерозоя до девона включительно. Он имеет более широкое развитие на поверхности, но значительно различается в качественном отношении для девонского времени в Скифской и Куньлуньской зонах. В Скифской зоне уже в девоне существовал геосинклинальный режим, в то время как в Куньлуньской — платформеноидный.

3. Геосинклинальный комплекс, охватывающий отложения от нижнего карбона до нижнего — среднего триаса включительно. Он пользуется широким распространением в Куньлуньской и центральной части Скифской зоны. Комплекс отчетливо разделяется на три структурно-формационных яруса. Нижний из них охватывает нижний карбон, второй включает отложения от среднего карбона до мургабского яруса перми, третий построен верхней пермью и частью триаса (нижний и средний триас).<sup>1</sup>

4. Платформеноидный комплекс, объединяющий отложения от верхнего триаса до эоцена. Он распространен широко в Скифской и Туранской зонах и почти отсутствует в Куньлуньской.

5. Орогенический (орогено-тафрогенный) комплекс, включающий отложения от олигоцена до современных. Площадь его сплошного развития расположена непосредственно севернее, в смежном районе, а также в акватории наложенной Каспийской впадины.

Для обоснования приведенного качественного расчленения комплексов системы необходимо охарактеризовать структуры, магматизм и некоторые особенности формационного разреза каждой из зон. Следует подчеркнуть, что геохронологические рубежи во времени и пространстве выделенных нами комплексов и ярусов в дальнейшем будут несомненно уточняться. Можно уже сейчас предвидеть, что после геосинклинального докембрийского и геосинклинального средне-верхнепалеозойского комплексов будут выделены периоды орогенного режима, которые мы не обособили из-за недостатка фактического материала.

---

<sup>1</sup> Время формирования третьего яруса, может быть, следует рассматривать в качестве самостоятельного орогенического периода.

## Скифская зона

Под Скифской орогенической зоной понимается часть северного склона Б. Кавказа, протягивающаяся от Таманского п-ва до Дербента, откуда ее структуры, погруженные под уровень Каспийского моря, проходят к Туркменской впадине и Зап. Копетдагу. Южной границей зоны на всем протяжении Кавказа служит Пшекиш-Тырныаузская зона разломов (включительно); северной — линия, примерно совпадающая с Черкесским, а восточнее — с Невинномысским глубинными разломами. В западном направлении, по нашим представлениям, зона выклинивается, не достигая Степного Крыма. На востоке зона условно ограничивается восточным берегом Каспийской впадины. Геолого-тектоническое изучение этой зоны проводили многие геологи, в том числе П. Д. Гамкрелидзе, А. П. Герасимов, Д. С. Кизевальтер, С. С. Кузнецов, К. Н. Паффенгольц, В. Е. Хаин и др. Последняя наиболее полная сводка по тектонике зоны принадлежит Е. Е. Милановскому и В. Е. Хаину. В строении Скифской зоны принимают участие все комплексы, развитые на поверхности очень неравномерно, в частности в связи с неодинаковым ходом вертикальных движений земной коры в неотектонический этап. С запада на восток в пределах зоны различаются четыре поперечных блока-подзон, отделенных почти меридиональными глубинными разломами: Западно-Кубанская, Лабино-Малкинская, Терско-Каспийская и Каспийская (см. рис. 1). В строении Западно-Кубанской и Терско-Каспийской подзон участвуют отложения олигоцен — четвертичного орогенического комплекса; наиболее сложное строение устанавливается в приподнятой Лабино-Малкинской подзоне, где на поверхность выходят структуры всех нижних комплексов, наконец, недостаточно выяснено строение акватории Каспийской подзоны.

Лабино-Малкинская подзона протягивается от р. Белой на западе (система Цицино-Курджапских разломов) до р. Чегем на востоке. На юге подзона ограничена Пшекиш-Тырныаузской шовной зоной, отделяющей ее от зоны Главного хребта; на севере Черкесским разломом она отделена от Восточно-Кубанского передового прогиба, в пределах которого доверхнетриасовый складчатый фундамент опущен и перекрыт нижнемезозойскими отложениями, часть которых отсутствует в Лабино-Малкинской подзоне. В палеогеновых породах выражен незначительной флексурой. Восточнее Минераловодского выступа, на продолжении северной части Лабино-Малкинской подзоны, расположена Кабардинская впадина, отделяющаяся от моноклинали Лысогорским разломом, который в осадочном чехле представлен по кровле майкопа амплитудой 1,5—2 км (Бурштар и др., 1966).

Внутреннее строение Лабино-Малкинской подзоны четко выраженное двухъярусное. Нижний ярус является сложной складчатой структурой, в которой участвуют три нижних структурно-формационных комплекса; верхний ярус представлен мезозойским платформенным чехлом. Доверхнетриасовые формации вскрыты в наиболее приподнятой южной части подзоны и погружаются на северо-восток под маломощный мезозой моноклинали.

В домезозойском фундаменте подзоны выделяются четыре тектонические структуры, ориентированные с северо-запада на юго-восток и имеющие торцовое сочленение с Пшекиш-Тырныаузской шовной зоной. Самая западная из них представлена неширокой полосой сжатых складок среднего и верхнего палеозоя, выходящих в верховье р. Белой. Западное окончание их несогласно перекрыто верхней юрой, а по р. Белой местами триасом. Юго-восточное их продолжение вклинивается между Пшекишской подзоной и высоко поднятым Лабинским блоком

докембрия и метаморфических образований, связанных с интрузиями гранитов. В целом структура является узким небольшим грабен-синклинорием.

Вторая тектоническая структура образована вытянутым с северо-запада на юго-восток блоком докембрия (?), занимающим пространство от западных составляющих р. Лабы до р. Уруп. Метаморфические и кристаллические породы Лабинского поднятия резко несогласно перекрыты почти ненарушенным триасом.

Третья тектоническая структура располагается северо-восточнее второй. Она представляет серию линейных складок, построенных девонном, карбоном и пермью, осложненных несогласиями между девоном и карбоном, карбоном и пермью. Эта полоса отделена на севере взбросом, за которым выходят граниты и ультрабазиты. Восточнее р. Лабы полоса линейных геосинклинальных складок тянется на юго-восток до верховьев р. Малки и северного подножья Эльбруса. По рекам Уруп, Б. Зеленчуку, Аксауту, Теберде, Кубани и Малке в ядрах некоторых антиклиналий выходит девон. Верхний геосинклинальный ярус, представленный пермской молассой, несогласно перекрывает более сложные складки карбона, образуя по рекам Уруп, Б. Зеленчуку и Аксауту наложенные складчатые прогибы. Домезозойский комплекс прорван в ряде мест по рекам Белой, Б. Зеленчуку, Теберде гранитоидами. Крупная интрузия основного состава, рвущая граниты, расположена в бассейне р. Б. Зеленчук. Сложная система складок нарушена продольными разрывами; в северной части герцинские структуры несогласно перекрыты нижней юрой. На северо-востоке описываемая система складок отделяется разломом от Кубано-Малкинского горстообразного поднятия. Таким образом, третья структура представляет собой узкий протяженный грабен-синклинорий.

Четвертая тектоническая структура образована приподнятым блоком фундамента, выходящего по рекам Кубани и Малке. Между этими выходами лежит неглубокий прогиб, выполненный нижнеюрскими отложениями. Кубанский выступ с юга, северо-востока и северо-запада ограничен разрывами; внутри него небольшие сбросы оконтуривают грабен, выполненный складчатым верхним палеозоем. Восточнее выступ соединяется с Малкинским поднятием.

Основной частью структуры наиболее приподнятого в подзоне Малкинского поднятия является Малкинский антиклинорий, ядро которого сложено протерозойскими метаморфическими сланцами и рассланцованными эффузивами. По северо-восточному более пологому крылу антиклинория прослеживается ряд разорванных разломами неполных складок и чешуй, сложенных кварцитовидными песчаниками протерозоя, филлитами и известняками силура. Ось антиклинория, имея общее простирание на северо-запад, описывает пологую дугу, выпуклую на северо-восток. Юго-западное более крутое крыло антиклинория прорвано межформационной интрузией малкинских гранодиоритов, под которую под углом 20—40° падают сланцы протерозоя. Южнее интрузии вскрываются более высокие горизонты юго-западного крыла; под них круто погружается южный контакт малкинских гранитов.

Северо-восточное крыло антиклинория сложено верхними свитами протерозоя, из которых свита кварцитовидных песчаников залегает на более древних с небольшим угловым несогласием и конгломератами в основании. Крыло антиклинория осложнено складками высших порядков и разрывами, в одинаковой мере затронутыми докембрий и платформеноидный комплекс палеозоя. Метаморфизм свит протерозоя и палеозоя заметно отличается вследствие контактового воздействия гранодиоритов, залегающих в породах протерозоя. Так называемые «миг-

матиты» в протерозое представляют собой приконтактовые инъекционные гнейсы и связаны с гранодиоритами, хотя докембрий до отложения палеозоя претерпел деформацию и был метаморфизован до стадии метаморфических сланцев одновременно с внедрением мелких интрузий плагиоклазитов и габбро-диабазов. Самая северо-восточная часть антиклинория сложена верхним силуром, прорванным массивом серпентинизированных гарцбургитов, контакт которых вытянут на северо-запад. На складчатом, прорванном гарцбургитами и гранодиоритами докембрии и палеозое резко несогласно залегает маломощный мезокайнозой, полого падающий на северо-восток. Таким образом, Малкинский антиклинорий особенно ярко демонстрирует двухъярусное платформеноидное строение зоны.

Юго-западнее Малкинского антиклинория располагается Кубано-Зеленчукский грабен-синклиний, образовавшийся еще в домезозойский период. Его контуры частично унаследованы в платформеноидный период развития, что выразилось в больших мощностях мезозоя, а также в присутствии угленосной и вулканогенной формаций юры.

Северо-западнее и юго-восточнее Лабино-Малкинской подзоны складчатые палеозойские структуры испытывают ступенчатое погружение, слагая основание Западно-Кубанской и Терско-Каспийской подзон. На поверхности эти подзоны представлены орогенным комплексом, участвующим в их южных частях в строении пологих антиклинальных складок.

Каспийская подзона занимает узкую полосу, пересекающую акваторию Каспийского моря от района Махачкалы до Туркменской впадины. На севере подзона ограничена разломом, являющимся восточным продолжением Черкесского глубинного разлома Сев. Кавказа. В акватории моря эта подзона устанавливается по наличию резкой гравитационной ступени и сопутствующей ей полосы интенсивных максимумов (Бурштар и др., 1966). Южная граница более проблематична. На суше она начинается в области Пшекиш-Тырныаузской шовной зоны и протягивается на юго-восток через акваторию Каспийского моря к району Бендер-Шах (в Иране), где совпадает с зоной разломов, отделяющих Копетдаг от Эльбурской складчатой системы. Внутреннее строение подзоны не выяснено, но можно предполагать, что оно принципиально не отличается от структуры остальных подзон Скифской орогенической зоны (см. также подраздел «Туранская зона»).

Магматизм Скифской зоны проявлялся с докембрия до верхнего триаса. Особенности магматизма периода формирования геосинклинального докембрийского комплекса недостаточно выяснены. Судя по наличию среди древних толщ амфиболитов и ортогнейсов можно только сказать, что магматические процессы в это время были интенсивными и носили геосинклинальный характер. Состав метаморфических пород по р. Малке свидетельствует о мощных эффузивных излияниях.

Достаточно четко прослеживается история магматизма с девонского времени, т. е. почти с начала палеозойского периода геосинклинального развития. Наиболее сильные магматические процессы, сопровождавшие формирование этого второго геосинклинального комплекса, происходили в Тырныаузской шовной зоне и к северу от нее. Здесь в раннем и среднем девоне, а затем в раннем карбоне образовались мощные вулканогенные толщи спилит-кератофировой формации. Позднее вулканические процессы стали более слабыми, изменился и состав их продуктов. В среднем и позднем карбоне изливались в наземных условиях лавы кислого и среднего состава, а еще позднее, в ранней перми, когда развивалась инверсия, преобладали центральные извержения с излиянием лав от средних к кислым — андезитов, дацитов, трахитовых

порфириров и кварцевых альбитофиров. Соответственные изменения наблюдаются в составе и интенсивности интрузивного магматизма палеозойского геосинклинального периода. В девоне — раннем карбоне сформировался так называемый уруштенский комплекс, включающий разнообразные породы: серпентиниты, габбро, плагиограниты, тоналиты, кварцевые диориты, аляскитовые граниты. Как устанавливается в настоящее время, этот комплекс, по-видимому, следует подразделить на два подкомплекса, образование которых связано с проявлением двух этапов вулканизма: девонского и раннекарбонного. В среднекарбонное — пермское время, а местами до раннего триаса включительно происходило образование преимущественно двуслюдяных, биотитовых и микроклиновых гранитов малкинского типа. В большинстве случаев перечисленные породы залегают в виде пластовых и межформационных тел среди метаморфических толщ северного склона Главного хребта.

Наиболее молодой, неогеновый, магматизм Скифской зоны связан с орогеническим режимом и представлен гипабиссальными телами Минераловодского района.

### Туранская зона

Под Туранской орогенической зоной понимается северная часть Туркмено-Хоросанских гор, окаймляющих с юга Туранскую платформенноидную область и связанных с последней общностью доолигоценной истории развития. Туркмено-Хоросанская система, протягивающаяся от Эльбурса до Парапамиза, состоит из двух главных дуг — внутренней и внешней. Строение дуг, их структурное положение и соотношение с Альпийским складчатым поясом и палеозойскими складчатыми сооружениями изучены недостаточно и до сих пор дискутируются. Внутренняя дуга включает хребты Эльбурс, Хоросанский (Аладаг-Беналуд), Парапамиз; внешняя дуга составлена возвышенностями Кубадага, хребтами Б. и М. Балхана, Копетдага и Банд-и-Туркестана. На территории Советского Союза расположена часть пологовыпуклой на северо-восток внешней дуги, относящейся к передовым складкам Кубадага, Б. и М. Балахана и Копетдага.

На северо-западе Копетдаг через прогиб, разделяющий Б. и М. Балхан, сочленяется со структурами Каспийской подзоны Скифской орогенической зоны. В акватории Каспийского моря эти структуры огибают с севера Каспийско-Туркменский докембрийский краевой массив, граничащий на юге с Альпийским складчатым поясом и условно включаемый нами в Туранскую зону (см. рис. 1). Таким образом, на западе Туранская зона состоит из отрогов Копетдага, затухающих в Западно-Туркменской впадине, которая в свою очередь, опускаясь на запад, переходит в область Южн. Каспия.

На юго-востоке Туранская орогеническая зона между реками Герируд и Мургаб также испытывает погружение по Урало-Оманскому глубинному разлому (Амурский, 1966) и восточнее прослеживается в хр. Банд-и-Туркестан на территории Афганистана. На севере Туранская зона по сложной зоне глубинных дислокаций граничит с Предкопетдагским и Предбалханским прогибами и через них — с Туранской верхнепалеозойской платформеноидной областью.

Наиболее полные новые материалы по тектонике Копетдага и сопредельных районов обобщены в работах П. И. Калугина (1966), В. Н. Крымуса (1966), Г. И. Амурского (1966), Н. А. Крылова и А. И. Летавина (1966), Дикенштейна и др. (1964). Эти работы наряду

со статьями, затрагивающими отдельные вопросы геологии Туранской зоны или ее частей, легли в основу данного подраздела.

В Туранской зоне четко выделяются два комплекса из пяти, намеченных нами для всей орогенической системы. Доступна наблюдению большая часть платформеноидного комплекса, объединяющего отложения от верхнего триаса до эоцена, а также орогенно-тафрогенный комплекс, включающий отложения от олигоцена до современных. Более древние комплексы не вскрываются, но их присутствие предполагается нами на глубине на всем протяжении зоны. По данным Г. И. Амурского, А. А. Борисова, В. И. Лыкова и И. Ф. Шелегова, предоставивших нам свои неопубликованные материалы, глубинное строение земной коры Копетдага и сопредельных районов характеризуется следующими главными чертами.

Консолидированное основание, которое, по нашему мнению, представлено верхнепалеозойским геосинклинальным комплексом, залегает на глубинах до 9—10 км и лишь в области Западно-Туркменской впадины ниже 15 км. По мощности слоев консолидированной толщи коры и параллелизму ограничивающих их сейсмических горизонтов строение земной коры Копетдага, Б. Балхана и передовых прогибов, а также сопредельной части Туранской платформеноидной области тождественно, что вполне естественно, поскольку они представляют части одного целого, разобщенные в орогенический период. Каждому из геотектонических районов соответствуют разделенные глубинными разломами блоковые зоны относительного воздымания или погружения всех слоев коры, но общая мощность ее и слагающих ее слоев от блока к блоку существенно не изменяется. Еще раньше аналогичное заключение о глубинном строении Б. Балхана сделал Б. А. Хариков (1966).

По данным упомянутых авторов и А. В. Глазуновой (1964), в основании Копетдага наблюдаются четкие линейные гравитационные и магнитные аномалии. Последние, по нашему мнению, связаны со среднепалеозойскими эффузивами, известными на Сев. Памире и Сев. Кавказе. Отмеченные Г. И. Амурским и др. поперечные локальные магнитные аномалии, вероятно, могут отвечать эффузивам орогенного этапа палеозойской геосинклинали, охватывавшего часть перми, нижний и средний триас.

В зависимости от особенностей состава формаций, морфологии структур и различий послепалеозойской истории развития в пределах Туранской зоны выделяют три подзоны: Копетдагскую, Балхано-Кубадагскую и Туркмено-Каспийскую, которые могут быть подразделены, главным образом по морфологическим признакам, на еще более мелкие районы (Луппов и др., 1958).

Самый полный разрез, характерный в основных чертах для всей зоны, вскрывается в Копетдагской подзоне. Он построен структурными формами мезо-кайнозойского платформеноидного комплекса, сложенного преимущественно меловыми породами. Последние подстилаются верхнеюрскими отложениями, обнажающимися в нескольких местах. Менее распространены осадочные толщи палеогена и неогена. Верхняя юра, представленная, по-видимому, верхними горизонтами, сложена известняками, доломитами и мергелями с гипсом и ангидритом. На них согласно залегают по большей части различные известняки и подчиненные им песчаники, глины, аргиллиты и мергели меловой системы.

Общая видимая мощность мезозойских отложений свыше 5,5 км. В действительности она несколько больше, так как под верхней юрой, вероятно, располагаются нижне- и среднеюрские отложения, не вскрытые в обнажениях. На меловых породах согласно лежит толща глин, рыхлых песчаников, мергелей и отчасти известняков палеогенового

возраста мощностью до 2 км на западе и 1,5 км на востоке Копетдага. В Центр. и Вост. Копетдаге между эоценом и олигоценем отмечается несогласие. В этих районах развита континентальная толща олигоцен — раннемиоценового возраста, структурно более тесно связанная с вышележащим орогеническим комплексом. На морских отложениях палеогена на западе Копетдага несогласно залегают неогеновые породы, начинающиеся морской толщей песков, глин, известняков и мергелей, сменяющейся вверх по разрезу континентальной песчаниково-конгломератовой серией, на которой снова несогласно лежат морские акчагыльские и апшеронские отложения. Заканчивается разрез континентальными образованиями. В Цент. и Вост. Копетдаге неоген представлен континентальными образованиями.

Соотношения осадочных толщ различного возраста и генезиса и их дислоцированность дают основание считать, что отложения юры, мела и всего палеогена на западе Копетдага и на его востоке до эоцена включительно образуют единый структурный комплекс общей мощностью свыше 7 км. Несогласия в нем отмечаются между нижним и верхним мелом и в верхах мела, но они имеют местное значение. Этот комплекс соответствует платформеноидному периоду развития Копетдага, характеризовавшемуся недифференцированным прогибанием.

Второй комплекс, формировавшийся в орогенический период, охватывает отложения начиная со среднего миоцена на западе Копетдага и олигоцена на востоке. Он характеризуется более частыми перерывами, вызванными изменениями тектонического режима, неустойчивой обстановкой накопления осадков и общей сменой морских отложений континентальными. Орогенический период продолжается в Копетдаге в течение всего четвертичного времени. Это подтверждается образованием четвертичных моласс, ростом складок, особенно в западных предгорьях на границе с Западно-Туркменской впадиной, интенсивным развитием разрывных нарушений, из которых многие выражены в рельефе, и повышенной сейсмичностью, что в совокупности указывает на орогенез и сопровождающую его приразломную складчатость.

В структуре Копетдага выделяются три несимметрично расположенные части: область передовых глубинных дислокаций, область Главного антиклинория и область юго-западных виргаций Зап. Копетдага (рис. 10 — см. вклейку). Существенное значение в строении всех трех районов, как установлено новейшими работами, имеют взбросо- и сбросо-сдвиги (Крымус, 1966).

Самой северной частью Копетдагской подзоны является южный борт Предкопетдагского прогиба, вытянутый вдоль северо-восточного края Копетдага с северо-запада на юго-восток более чем на 500 км. Северной и южной границами прогиба, по данным аэромагнитных и гравиметрических исследований, служат зоны глубинных разломов. На юго-востоке прогиб ограничен Серахской перемычкой, а на северо-западе он переходит в Предбалханский предгорный прогиб. В Предкопетдагском прогибе выделены три поперечные впадины: Казанджикская, Ашхабадская и Каахкинская, разделенные Кизыларватской и Аксуйской структурными перемычками. Южный борт прогиба включает ряд постплиоценовых складок, ориентированных в субширотном и широтном направлениях. Обычно они имеют простое строение, но некоторые осложнены взбросо-сдвигами. Большинство складок причленено к передовой антиклинальной цепи под острым углом или отделено от нее разрывами.

Южнее Предкопетдагского прогиба располагается антиклинальная полоса передовой цепи. Входящие в нее антиклинали представляют сложенные нижнемеловыми известняками брахискладки, вытянутые

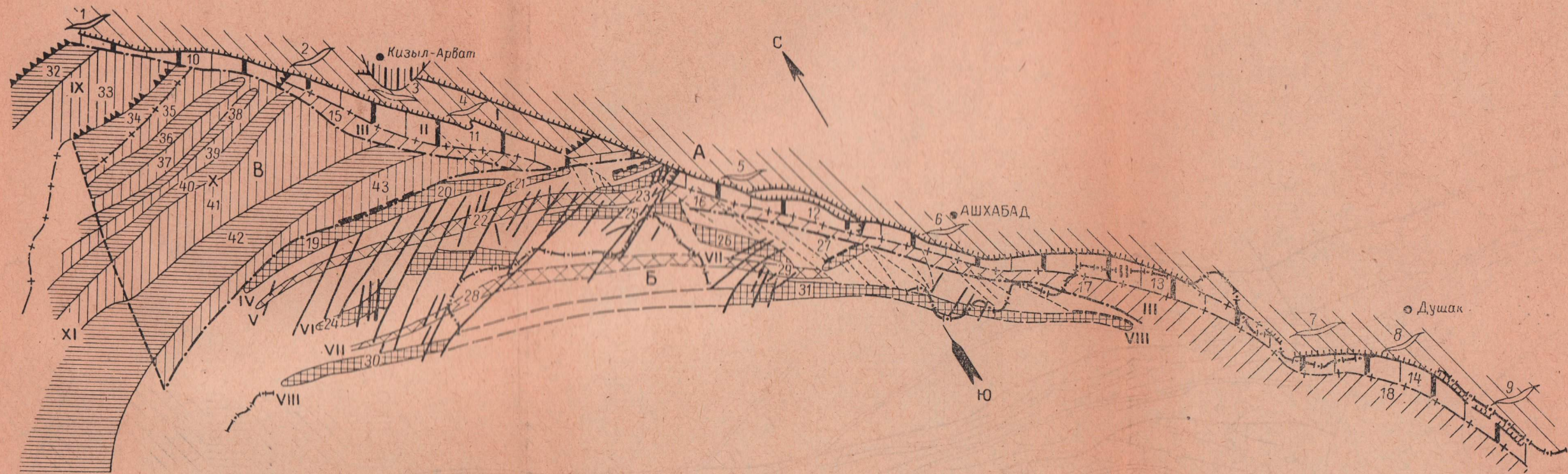


Рис. 10. Схема тектонического районирования Копетдага (по П. И. Калугину, 1966).

А — область передовых глубинных дислокаций. I — южный борт Предкопетдагского прогиба, зоны предгорных складок: 1 — Малобалханская, 2 — Искандерская (Ушакская), 3 — Кизыларватская, 4 — Бами-Коджинская, 5 — Бахарден-Келятинская, 6 — Ашхабадская, 7 — Восточнокопетдагская северо-западная, 8 — Восточнокопетдагская центральная, 9 — Восточнокопетдагская юго-восточная; II — Передовая антиклинальная цепь, зоны ее структур: 10 — Кюрендагская (Казанджикская) мегантиклиналь, 11 — Главная передовая антиклиналь Зап. Копетдага, 12 — Главная передовая антиклиналь Центр. Копетдага, 13 — Гяурдагская мегантиклиналь, 14 — Главная передовая антиклиналь Вост. Копетдага (Келатская мегантиклиналь); III — Главная синклиальная цепь (Главная синклиналь), зоны: 15 — Аджидеринская, 16 — Центральнокопетдагская, 17 — Маньшская, 18 — Келатская. Б — область Главного антиклинория. IV — Сюнт-Хосардагская антиклинальная цепь: 19 — 20 — антиклинали Дойрун-Исак, 21 — антиклиналь Емишдали; V — Сумбарская антиклинальная цепь: 22 — Сумбарская синклиналь, 23 — Арвазская синклиналь; VI — Северная антиклинальная цепь: 24 — Кунузундагская антиклиналь, 25 — Еликанская антиклиналь, 26 — Миручасток, 27 — Душакская (Ерекдагская) антиклиналь; VII — Уандыр-Мергенулинская синклиальная цепь: 28 — Чандырская синклиналь, 29 — Мергенулинская синклиналь; VIII — Приграничная антиклинальная цепь: 30 — Западнокопетдагский синклиналь, 31 — Центральнокопетдагский участок. В — область юго-западных виргаций Зап. Копетдага. IX — М. Балхан, Данатинская синклиналь и Обой-Данатинская антиклиналь: 32 — Малобалханская антиклиналь, 33 — Данатинская синклиналь, 34 — Обой-Данатинская виргация; X — Эзет-Карагезская депрессия: 35 — Узекдагская синклиальная зона, 36 — Чаалджинская антиклинальная зона, 37 — Иланлы-Гяурлинская синклиальная зона, 38 — Карагезская антиклиналь, 39 — Кызылджа-Дарбаирская синклиальная зона, 40 — Эйшем-Куйлярская антиклинальная зона, 41 — Сиркелли-Турфинская синклиальная зона, 42 — Тргойская антиклинальная зона, 43 — Терсакан-Яловачская синклиальная зона; XI — Мессерианский тектонический район.



Рис. 22. Схема тектоники Альпийского пояса юга СССР

1 — ранне- и среднепротерозойские участки складчатых систем (K — нерасчлененные); 2 — средне- и верхнепротерозойские участки складчатых систем (Sv — нерасчлененные); 3 — преимущественно позднепалеозойские складчатые системы (Kz); а — синклинии (sKz), б — антиклинории (aKz); 4 — раннеальпийские (палеогеновые) участки складчатых систем (Kz); а — синклинии (sKz), б — антиклинории (aKz); 5 — позднеальпийские (миоценовые) участки складчатых систем (Kz); а — синклинии (sKz), б — антиклинории (aKz); 6 — раннеальпийские (палеогеновые) участки складчатых систем (Kz); а — синклинии (sKz), б — антиклинории (aKz); 7 — раннеальпийские (палеогеновые) участки складчатых систем (Kz); а — синклинии (sKz), б — антиклинории (aKz); 8 — позднеальпийские (миоценовые) участки складчатых систем (Kz); а — синклинии (sKz), б — антиклинории (aKz); 9 — раннеальпийские (палеогеновые) участки складчатых систем (Kz); а — синклинии (sKz), б — антиклинории (aKz); 10 — раннеальпийские (палеогеновые) участки складчатых систем (Kz); а — синклинии (sKz), б — антиклинории (aKz); 11 — байкальские и более древние срединные и краевые массивы, переработанные в позднеальпийскую эпоху; 12 — интрузии: а — кислого и среднего состава, б — основные и ультраосновные; 13 — раннеальпийские (палеогеновые) участки складчатых систем (Kz); а — синклинии (sKz), б — антиклинории (aKz); 14 — раннеальпийские (палеогеновые) участки складчатых систем (Kz); а — синклинии (sKz), б — антиклинории (aKz); 15 — раннеальпийские (палеогеновые) участки складчатых систем (Kz); а — синклинии (sKz), б — антиклинории (aKz).



Часть юга СССР и его северного обрамления со снятыми послегеосинклинальными образованиями (по Б. П. Бархатову, 1969—1970 гг.).

Складчатые системы (V — нерасчлененные); 4 — позднепалеозойские участки складчатых систем: а — синклиории (sV), о — антиклиории (aV); 5 — байкальские срединные и краевые массивы, подвергшиеся переработке в варийскийскую эпоху (BV); 6 — позднемезозойские — кайнозойские (альпийский) участки складчатых систем (K<sub>2</sub>): а — синклиории (sK<sub>2</sub>), б — антиклиории (aK<sub>2</sub>); 9 — байкальские и более древние срединные и краевые массивы, подвергшиеся тектонической переработке в позднемезозойскую — кайнозойскую эпохи (BK<sub>1</sub>); 10 — байкальские и более древние срединные и краевые массивы, переработанные в ультраосновные; 13 — альпийский складчатый пояс, нерасчлененный в акватории Черного моря; 14 — области отсутствия (по геофизическим данным «гранитного слоя»); 15 — тектонические разрывы: а — глубинные разрывы 1-го порядка, б — глубинные разрывы 2-го порядка, в — крупные разрывы.

на юго-восток. С севера крылья крупных антиклиналей, образующих цепь, оборваны разрывами; среди них, по данным Крымуса, преобладают крутопадающие взбросо-сдвиги. Лишь местами есть и надвиги (р. Фирюза), в которых бурением под юрскими породами вскрыты неогеновые молассы (Калугин, 1966).

Передовая антиклинальная полоса протягивается в виде прямолинейной ундулирующей складки более чем на 500 км. Самой западной частью полосы является Кюрендагская антиклиналь, ограничивающаяся на востоке Эззет-Карагезской депрессией. Вслед за ней располагается Главная передовая антиклиналь Зап. Копетдага, представляющая широкою коробчатую складку, ядро которой сложено неокомскими известняками. Восточнее Главная передовая антиклиналь осложняется дополнительными складками и разрывами северо-восточного простирания, образующими в совокупности Арчман-Нухурский тектонический узел. Возникновение его связано с пересечением в этом месте двух главных разновозрастных направлений дислокаций, характерных для западной и восточной частей Копетдагской подзоны. Более ранними, видимо домиоценовыми, являются северо-западные простирания, более поздними, преимущественно неоген — четвертичными, — северо-восточные. Следует отметить, что в юго-западной части Копетдага северо-восточные простирания характерны для обеих возрастных генераций. К востоку от Арчман-Нухурского тектонического узла расположена Главная передовая антиклиналь Центр. Копетдага. Она представлена целым рядом брахиантиклиналей, нарушенных крупными диагональными разрывами северо-западного простирания. Еще дальше на восток антиклинальная цепь включает Гяурсдагскую и Келатскую антиклинали брахиформного облика, усложненные складками более мелкого порядка. Они образованы в основном неокомскими известняками, из-под которых на поверхность местами выступают юрские огипсованные известняки и ангидриты. Складки осложнены многочисленными косорассекающими разрывами-сдвигами; осевые поверхности антиклиналей часто наклонены или опрокинуты на северо-восток.

К области передовых глубинных дислокаций, по Калугину, относится также синклиновая полоса, отделяющая эту область от области Главного антиклинория, лежащей южнее. На западе синклиновая полоса начинается Адждеринской синклиналью, протягивающейся с северо-запада на юго-восток и включающей еще целый ряд брахисинклиналей, характеризующихся коробчатым строением и наличием двух осевых плоскостей, ориентированных под разными азимутами. Синклинали сильно разбиты диагональными сбросо- и взбросо-сдвигами с правым смещением крыльев. Все они сложены нижним мелом. В Вост. Копетдаге продолжением синклиновой полосы является Келатская синклиналь, расположенная в Иране.

Область Главного антиклинория соответствует наиболее высокой части Копетдага, достигающей (вне пределов СССР) 3 км абсолютной высоты. Антиклинорий состоит из серии линейных и брахискладчатых структур веерообразной или сундучной формы, иногда надвинутых на север или юг. Морфологические осложнения складок связаны с многочисленными разрывами. На западе складки антиклинория круто погружаются в сторону Южнокаспийской впадины, заворачивают на юг и прослеживаются, по геофизическим данным, под четвертичными отложениями. На юго-востоке антиклинория складки также погружаются в районе к югу от Бадхыза; соответствующие им складки выходят в хр. Банд-и-Туркестан.

В пределах советского Копетдага частично расположены три антиклинальные цепи: Сюнт-Хосардагская, Северная и Приграничная. Первая

состоит из нескольких брахиантиклиналей с крутыми северными и пологими южными крыльями, расположенных на одной оси или кулисообразно подставляющих друг друга. Северная антиклинальная цепь немного больше по длине, построена крупными несимметричными складками, рассеченными многочисленными северо-восточными сдвигосбросами и взбросами с левым перемещением сдвинутых крыльев. Складки этой полосы образованы нижнемеловой карбонатной формацией и реже сеноманом. В Зап. Копетдаге Сюнт-Хосардагская и Северная антиклинальные цепи разделены протяженной очень пологой Каракалинской (Сумбарской) синклиналью, ядро которой выполнено на востоке верхами нижнего мела, а на западе, где она расширяется и погружается, — верхним мелом и палеогеном. В районе Кара-Кала складки рассечены северо-восточными сбросо-сдвигами, около которых развиваются брахискладки, куполовидные и фестончатые складки, горизонтальные флексуры и складки волочения. Приграничная антиклинальная цепь по своему строению принципиально не отличается от более северных районов Главного антиклинория.

Область юго-западных виграций Зап. Копетдага является связующим звеном между Копетдагом и Западно-Туркменской впадиной. В этом районе копетдагские складки имеют северо-восточное простирание, быстро погружаются на юго-запад и скрываются под слабодислоцированными четвертичными и современными отложениями Западно-Туркменской впадины. Территория области характеризуется глубоким погружением, вследствие чего на поверхности преобладают относительно слабодислоцированные и почти не нарушенные разрывами третичные отложения. Самыми северо-западными структурами юго-западных виграций Копетдагской подзоны являются Малобалханская антиклиналь, Данатинская синклиналь и Обой-Данатинская антиклиналь. По форме это брахискладки с крутыми северо-западными и более пологими юго-восточными крыльями. К юго-востоку от складок расположена Эзет-Карагезская депрессия, вмещающая более тридцати узких складок, сложенных палеогеном и неогеном и сгруппированных в пять синклинальных и пять антиклинальных рядов. Синклинали этого района как с юго-запада, так и северо-востока не имеют центриклинальных замыканий, они открываются в предгорный прогиб, в Главную синклиналь или оборваны на юго-западе поперечным разломом.

К взбросо- и сбросо-сдвигам, имеющим важное значение в структуре Копетдага, относится большинство разрывов (рис. 11). Самой крупной разрывной структурой является Копетдагская зона глубинных разрывов, которая прослеживается с северо-запада на юго-восток вдоль подошвы хребтов Передовой антиклинальной цепи, начиная с Кюрендагской антиклинали. Строение ее сложно и меняется по простиранию. Основной разрыв этой зоны в западной части до Арчман-Нухурского узла складок представляет собой прямолинейный надвиг с амплитудой перемещения 4—5 км. Севернее расположен Кызыларватский разлом с небольшой амплитудой перемещения. На участке между ст. Арчман и г. Бахарден этот разрыв является взбросо-сдвигом с крутым наклоном плоскости сместителя. В пределах Центр. Копетдага он приобретает ступенчатое строение и состоит из разрывов почти широтного и северо-западного простирания, а в Вост. Копетдаге переходит во флексуру, осложненную сдвиговыми деформациями. Амплитуда флексуры 7—8 км.

На всем протяжении Копетдагская зона глубинных разрывов осложнена диагональными сдвиговыми разрывами, которые распространяются в юго-восточном направлении и группируются в некоторых местах в отдельные пучки. Наиболее крупные из них — Гермабский, Душанский и Асельминский — пересекают восточную часть Каракалинской (Сумбар-

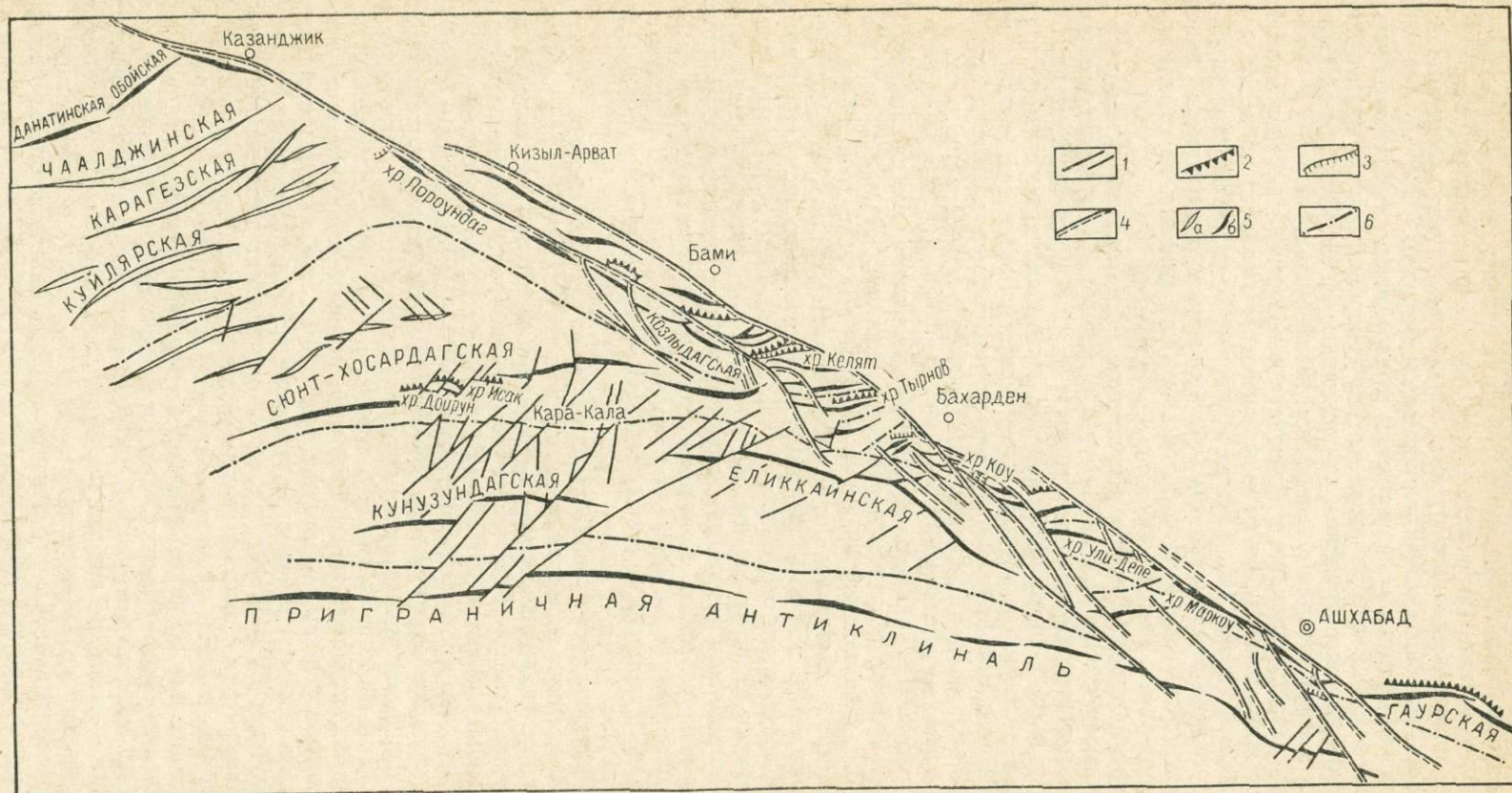


Рис. 11. Схема разрывных дислокаций Копетдага (по В. Н. Крымусу, 1966).

1 — левые взбросо-сдвиги среднемиоценовые, 2 — надвиги среднемиоценовые, 3 — надвиги верхнемиоцен — четвертичные, 4 — правые взбросо-сдвиги среднемиоцен — четвертичные, 5 — оси антиклиналей: а — в Эзет-Карагезской депрессии, б — по остальной территории Копетдага, 6 — оси синклиналей.

ской) синклинойной структуры. В этих пучках разрывов фиксируются правосдвиговые смещения до 5 км. Амплитуда вертикальных перемещений гораздо меньше. На западе Копетдага развиты левосторонние сбросо-сдвиги северо-восточного простирания. Горизонтальные перемещения по ним достигают 5 км, вертикальные незначительны.

Более мелкие разрывные нарушения представляют собой крутопадающие сбросо-сдвиги северо-восточного и северо-западного простираний, а также надвиговые трещины, наклоненные на юг. Они весьма многочисленны и секут складки в поперечном направлении.

Магматические проявления в Копетдаге неизвестны, чем он резко отличается от сопредельных районов Альпийского складчатого пояса, к которому многие до сих пор относят Копетдаг. К узкой полосе северо-восточного склона Передового хребта Копетдага приурочены выходы термальных вод. Теперь установлено, что они связаны не с надвигами, как считали ранее, а с взбросо- и сбросо-сдвигами.

Любопытный вывод о природе складчатых дислокаций передовых цепей Копетдага сделал В. Н. Крымус. Он подчеркнул, что наиболее древние породы выведены на поверхность не в зоне внутренних складок Копетдага, а в его Передовой антиклинальной цепи, приуроченной к зоне глубинных разломов и мощных сдвиговых дислокаций. В связи с этим складки Передовой цепи могут рассматриваться не как результат геосинклиальной складчатости, развивающейся в процессе инверсии, а как следствие шовных дислокаций.

Второй подзоной Туранской орогенической зоны является Балхано-Кубадагская. Вопрос о тектоническом положении Б. Балхана, как и всей Кубадаг-Большебалханской антиклинальной подзоны, до сих пор дискутируется. Д. В. Наливкин, М. В. Муратов, В. Е. Хаин, И. А. Резанов, Т. Н. Спизарский, Г. Х. Дикенштейн и др. считают этот район частью Альпийского складчатого пояса; А. Л. Яншин, Б. А. Петрушевский, А. А. Борисов и др. включают его в область Туранской платформы. Есть и сторонники компромиссного решения, относящие Б. Балхан к переходной шовной зоне. По нашему мнению, история развития Б. Балхана принципиально не отличается от истории Копетдага и они составляют часть Туранской орогенической зоны, не входящей в Альпийский пояс.

Большебалханская часть подзоны представляет собой крупную антиклиналь, осложненную складками и разрывами. В ее основе залегают блоки палеозойских складчатых структур, поверхность которых находится на разных уровнях. По результатам геофизических исследований методом преломленных волн (КМПВ) и глубинного зондирования (ГСЗ) Б. А. Хариков на профиле Большой Балхан — Каспийское море (рис. 12) отмечает плавное погружение к югу от Б. Балхана поверхности Мохо с 30 до 55 км. В том же направлении погружаются «базальтовый» и «гранитный» слои соответственно с 13 до 40 и с 1 до 30 км. Для поверхности «гранитного» слоя характерно глыбовое строение с наличием большого количества разрывов, из которых три проникают в подкорый слой. Северный и южный из них ограничивают Б. Балхан, а средний, располагаясь в центральной его части, обуславливает горстовое строение. Большебалханская асимметричная антиклиналь протягивается на 100 км при ширине 50 км. В ядре структуры выходят среднеюрские терригенные отложения, крылья сложены верхнеюрскими и неокомскими карбонатными образованиями. Суммарная мощность мезозойских осадков от 5 до 8 км, из которых 5,5 км приходится на среднюю и верхнюю юру, 2,1 км — на мел. Констатируя сходство глубинного строения земной коры Б. Балхана и Туранской платформы, Хариков резонно относит Б. Балхан к последней. Мы рассматриваем Б. Балхан как северо-западное

окончание Туранской зоны, через которое она связывается с Каспийской подзоной Скифской орогенической зоны. При такой трактовке Б. Балхан не имеет генетической взаимосвязи с альпийским Кавказом.

Третья подзона Туранской орогенической зоны охватывает Западно-Туркменскую впадину и восточную часть Южнокаспийской впадины. Северной границей подзоны служит Копетдаг-Каспийский глубинный разлом, южной — Бендершахский глубинный разлом, являющийся в Каспийском секторе северным рубежом Альпийского складчатого пояса. Оба разлома, огибая подзону с севера и юга, смыкаются на западе в акватории Каспийского моря, на востоке — примерно на широте М. Балхана (см. рис. 22 — вклейка).

Строение подзоны неодинаковое, однако общим для этой территории является фундамент, который, по нашему мнению, сложен докембрийской

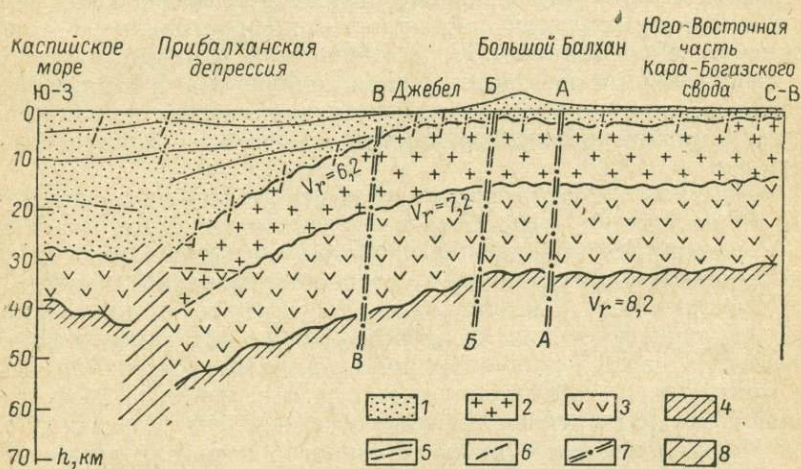


Рис. 12. Строение земной коры по региональному профилю КМПВ и ГСЗ Большой Балхан — Каспийское море (по Б. А. Харикову, 1966).  
 1 — осадочный слой, 2 — гранитный слой, 3 — «базальтовый» слой, 4 — подкорковый слой,  
 5 — преломляющие горизонты в осадочном слое, 6 — локальные нарушения, 7 — региональные зоны разломов (А — А, Б — Б, В — В), 8 — планетарный глубинный разлом (область базификации земной коры).

ской и вероятнее всего докембрийской консолидированной глыбой. На присутствие в основании подзоны такой глыбы массива указывает расположение в плане альпийских структур Эльбурса и Аладага, которые огибают древний массив с юга, а также наличие в основании Копетдага линейных северо-западных аномалий, огибающих этот массив с севера и вызываемых несомненно палеозойскими структурами (Глазунова, 1964; Амурский, 1966).

Северный и восточный борт Западно-Туркменской впадины характеризуются ступенчатообразным погружением ее консолидированного основания по серии субмеридиональных тектонических разломов или флексур. С востока на запад подзоны геофизики констатируют переход от материковой двуслойной коры к «базальтовой». В Южном Каспии на месте предполагаемого нами древнего массива они отмечают крупное поднятие поверхности Мохо до глубин 37—40 км. С приближением к этому поднятию мощность «гранитного» слоя уменьшается вплоть до полного его выклинивания, сокращается и мощность предполагаемого кристаллического комплекса земной коры в целом. Над «базальтовым» слоем лежит мезо-кайнозой мощностью от 8 до 20 км, в основном неоген и антропоген. Все эти данные, учитывая даже условность интерпретации геофизических наблюдений, позволили считать большинству

геологов, что Южнокаспийская впадина и часть Западно-Туркменской представляют молодой овал оседания. Такой вывод подтверждается погружением в сторону впадин мезозойских и палеогеновых складок Зап. Копетдага и возникновением субмеридиональных брахискладок в неоген — четвертичных отложениях вдоль восточного берега Каспия.

Казалось бы, геофизические данные противоречат нашему предположению о наличии древнего массива, поскольку «гранитный» слой как раз в этом районе «исчезает». Но геологические материалы свидетельствуют, что, если западная половина Южнокаспийской впадины характеризуется интенсивной дислоцированностью осадков плиоцен—антропогена, то в восточной части, где мы предполагаем положение древнего краевого массива, слои этих отложений не нарушены и залегают почти горизонтально. Лишь в самой восточной окраине акватории Каспия и вдоль его побережья в связи со ступенчатым погружением массива на запад формируются молодые складки меридионального простирания. К такому заключению о неоднородности Южнокаспийской впадины и необходимости ее разделения на две части пришли недавно и азербайджанские геологи, которые, однако, рассматривают древний массив не как краевой, а как срединный, расположенный внутри Альпийского складчатого пояса (Алиханов и др., 1968).

Кроме того, нужно иметь в виду, что не все геофизики придерживаются мнения об отсутствии «гранитной» оболочки в этом районе. Так, М. С. Абакелия (1966), затронув проблему «выклинивания» гранитного слоя в Закавказье, подчеркивает условность названий «гранит» и «базальт». Он приходит к выводу, что фиксировать с приемлемой точностью границу разделения мезозойских осадочных пород и подстилающих гранитов часто невозможно ни гравиметрическими, ни сейсмическими методами, так как их плотностные и скоростные свойства почти одинаковы. По его мнению, морской сейсмический разрез под Каспийским и Черным морями можно интерпретировать или выклиниванием гранитного слоя или отнесением к нему низов нижней части осадочной толщи и верхней части базальтов. Вторая интерпретация, по Абакелии, подтверждается неопределенностью фиксирования границы подкорового слоя в Южном Каспии и Черном море, сближением скоростей распространения волн в предполагаемых базальтах акваторий и «нижних гранитах», составляющих в Кировабадском районе Азербайджана  $0,1—0,5$  км/сек (в среднем  $0,3$  км/сек), и изменчивостью плотностных и скоростных свойств в горизонтальном и вертикальном направлениях внутри «гранитного» и «базальтового» слоев.

Учитывая эти соображения, можно предположить, что в строении глубинных частей земной коры восточной половины Южного Каспия и Западно-Туркменской депрессии принципиальных различий может и не быть. «Выклинивание» гранитного слоя, вероятнее всего, кажущийся результат несовершенной интерпретации геофизических наблюдений, что следует иметь в виду и при объяснении происхождения и строения Черноморской впадины.

### Куньлуньская зона

Куньлуньская складчатая зона на территории Советского Союза представлена лишь своей западной частью, известной под названием Сев. Памира. Его структурное положение в складчатой системе Куньлуня и соотношение с Альпийским поясом уточнены в последнее время в ряде работ, однако многие геологи до сих пор рассматривают Сев. Памир в составе Альпийского пояса и относят к складчатым сооружениям кай-

нозойской геосинклинали или даже к современной геосинклинали, как это сделано на тектонической карте ВСЕГЕИ под редакцией Т. Н. Спизарского.

Орографически Сев. Памир является высокогорной страной, в пределах которой протягиваются высокие широтные хребты Петра Первого, Заалайский, Дарвазский, а также меридиональные высокие перемычки — хребты Академии наук, Билянд-Киик, Кара-Чим, Сарыкольский. Изучением тектоники Памира занимались многие исследователи начиная с И. В. Мушкетова, Д. Л. Иванова, Д. В. Наливкина (Бархатов, Бархатова, 1962). Наиболее полная сводка по тектонике Памира сделана нами (Бархатов, 1963); некоторые дополнения в нее внесены в более поздних статьях (Бархатов, 1965а, 1965б, 1966а, 1966б).

В структурном отношении Сев. Памир представляет собой мегаантиклинорий, в котором выделяются с севера на юг Калайхумб-Сауксайский антиклинорий, Курговатская антиклиналь, Каракульский синклинорий и Дарваз-Сарыкольский антиклинорий. Они сложены преимущественно палеозойскими образованиями до верхнепермских включительно. Границей Памира на севере является зона глубинных разрывных нарушений, объединяемых под названием Каракульского надвига, а на юге — Акбайтальский глубинный разлом.

Стратиграфия Сев. Памира разработана недостаточно. К самым древним, протерозойским образованиям здесь относится боршидская свита, включающая кварц-биотитовые, двуслюдяные, роговообманковые, гранат-биотитовые, ставролитовые сланцы и парагнейсы мощностью не менее 3 км.

Кембрийские отложения образуют небольшие выходы маломощных известняков с трилобитами по юго-восточной периферии Дарваз-Сарыкольского антиклинория. Ордовик на северо-западном участке Сев. Памира представлен филлитами, а по юго-восточной периферии — терригенными, карбонатными и эффузивными породами. Мощность ордовика в юго-восточной части, по нашим подсчетам, не более первых сотен метров. Ордовикские отложения постепенно переходят в силурийские, представленные филлитами, сланцами и маломощными известняками. Девонские отложения выражены исключительно известняками мощностью около 1 км.

Для нижнего карбона характерно преобладание метаморфизованных терригенных отложений и вулканогенных пород: спилитов, диабазов, порфиритов, кварцевых альбитофинов, достигающих в совокупности по северной окраине до 7 км мощности и несогласно лежащих на девонских образованиях.<sup>1</sup> С вулканогенными породами генетически связана интрузивная офиолитовая формация: перидотиты, гарцбургиты, горнблендиты. Раннекаменноугольный возраст имеют также гранитоиды (преимущественно плагиограниты), образующие крупные массивы в Калайхумб-Сауксайском антиклинории. Средний и верхний карбон составляют единую толщу карбонатных и терригенно-карбонатных отложений, резко несогласно залегающих на более древних образованиях. Мощность их от 1 до 4 км.

Пермские отложения разнообразны в фациальном отношении. Нижняя пермь представлена метаморфизованными терригенными, в том числе флишоидными, и вулканогенными породами: спилитами, диабазами и порфиритами, составляющими толщу свыше 3 км. Верхняя пермь по северной окраине сложена лагунно-континентальными образованиями молассовой формации, а в Каракульском синклинории — карбонатными породами мощностью до 2 км. Пермские отложения прорваны комплек-

<sup>1</sup> Между девоном и каменноугольной системой заметного углового несогласия нет.

сом многофазных гранитоидных интрузий: диоритов, кварцевых диоритов, гранодиоритов, кварцевых монзонитов, биотитовых и лейкократовых гранитов и микроклиновых гранитов, образующих небольшие тела. Триасовые отложения на большей площади Сев. Памира, по-видимому, не отлагались. Они известны по северной периферии Дарваза, где представлены песчаниками, переходящими выше по разрезу в песчано-глинистые и карбонатно-гипсоносные отложения, и восточнее по южной периферии Памиро-Алайской орогенической зоны. Здесь они составляют нижнюю половину терригенно-вулканогенной толщи мощностью до 1,7 км. Юрские и меловые отложения отсутствуют первично. Палеоген имеет локальное развитие по южной периферии. Неоген и четвертичные отложения представлены орогенной формацией.

Из приведенного стратиграфического разреза следует, что самые крупные изменения тектонического режима, фиксируемые региональными несогласиями и сменой формаций, происходили между девоном и ранним карбоном, между ранним и средним карбоном, в конце перми — начале триаса. Более мелкие несогласия отмечаются в перми. Устанавливать стадийность в тектоническом развитии Куьнлуньской зоны, не имея материалов по всей ее протяженности, пока нельзя, так как эти несогласия могут оказаться местными. Тем не менее нужно отметить, что в течение палеозоя, до девона включительно, на Сев. Памире господствовал режим, отличный от типичного геосинклинального и напоминающий по своим особенностям платформенный (платформеноидный). Это доказывает сравнительно небольшой мощностью и недифференцированностью отложений, отсутствием магматических проявлений и предкарбонной складчатости. Типичный геосинклинальный режим возник в раннем карбоне и продолжался короткое время. В поздней перми произошла инверсия, и в триасе геосинклинальные процессы уже закончились.

Для Сев. Памира характерны хорошо выраженные сжатые линейные складки с крутыми углами падения, осложненные многочисленными согласными разрывными нарушениями и интенсивным кливажом. Большинство слагающих пород отличает неравномерный метаморфизм, достигающий на значительной площади ступени зеленосланцевой фации. Самый северный, Калайхумб-Сауксайский, антиклинорий протягивается от селения Калайхумб до устья р. Маркан-су. В его строении участвует комплекс отложений от нижнего палеозоя до верхней перми включительно. Антиклинорий ограничен с севера Каракульским надвигом, а с юга — Уйсуйским взбросо-надвигом. Поверхность первого имеет преимущественно южное падение, поверхность второго близка к вертикальной. С запада на восток антиклинорий сужается и его внутренняя структура упрощается. В западной части (Дарвазский хребет) ширина антиклинория около 50 км; здесь он состоит из ряда сложных сжатых складок второго порядка, опрокинутых на север. В бассейне р. Уйсу он представляет собой несколько опрокинутую на север осложненную разрывами сжатую антиклиналь. Внутреннее строение антиклинория усложняют многочисленные, преимущественно широтные, взбросы, реже имеют место разрывы северо-западного и северо-восточного простираний.

Южнее в восточной части Сев. Памира расположен Каракульский синклинорий, выраженный мощной толщей терригенно-пирокластических образований нижней перми и карбонатными отложениями верхней перми, прорванными крупными многофазовыми гранитоидными интрузиями, которые наряду с повсеместным почти вертикальным падением во вмещающих породах затрудняют выявление складчатых структурных форм более мелкого порядка. Вследствие воздымания шарнира синклинория на запад в его западной части развиты северо-западные и юго-за-

падные простирания, дисгармонирующие с главными верхнепалеозойскими структурными линиями смежных районов. Синклинорий сильно усложнен многочисленными разрывами и довольно пологими надвигами, особенно в западной сжатой части. В бассейне р. Байгашки разрывы образуют сложную зону чешуйчатых надвигов. Северным рубежом Каракульского синклинория служит Уйсуйский взбросо-надвиг, продолжением которого на западе до р. Пяндж является Висхарвский взброс. Южная граница синклинория примерно совпадает с распространением верхнепермских отложений.

Южная часть Сев. Памира занята Дарваз-Сарыкольским антиклинорием сложного строения, ограниченным на юге Акбайтальским разломом, по которому антиклинорий надвинут на Центр. Памир. В этом же направлении опрокинуты и складки антиклинория. На северо-западе антиклинорий сочленяется по разрыву с Калайхумб-Сауксайским антиклинорием, а на востоке отделен от последнего широким клином Каракульского синклинория. В его северо-западной части располагается Курговатская антиклиналь, сложенная образованиями среднего и верхнего карбона. На юге она сопрягается с Пшихарвской синклиналью, в строении которой принимают участие средне-верхнекаменноугольные, а также пермские отложения. В целом палеозойский комплекс западной части антиклинория собран в резкие линейные складки, усложненные более мелкими складками. Осевая часть Дарваз-Сарыкольского антиклинория сложена предположительно средне-верхнекаменноугольными и нижнепермскими метаморфическими сланцами, кварцитами, мраморизованными известняками. Слои падают или вертикально, или круто на север. Редко вырисовываются замки складок мелкого порядка, обычно наблюдается крутое моноклиальное залегание интенсивно расклеванированных пород.

Юго-восточную часть Дарваз-Сарыкольского антиклинория занимает крупная Зартошкольско-Ишибулакская антиклиналь, ядро которой построено метаморфическими сланцами, кварцитами и эффузивами, возможно, протерозоя, кембрия и ордовика, а крылья — метаморфическими сланцами среднего и верхнего палеозоя. Антиклиналь в целом имеет чрезвычайно сложное строение, обусловленное наличием многочисленных резких, часто изоклиальных складок, большинство которых опрокинуто на юг и нарушено крутыми взбросами и надвигами.

### III. АЛЬПИЙСКИЙ СКЛАДЧАТЫЙ ОРОГЕНИЧЕСКИЙ ПОЯС

На территории СССР Альпийский складчатый пояс охватывает Вост. Карпаты, Горный Крым, акваторию Черноморской впадины, Главный хребет и южный склон Б. Кавказа, М. Кавказ, большую часть акватории Южнокаспийской впадины, Центральную и Южную зоны Памира. Как уже отмечалось в разделе «Основные тектонические регионы», все перечисленные районы группируются в складчатые системы, отличающиеся не только положением в пространстве, но и геологическим развитием. Вместе с тем, начиная по крайней мере с верхнего протерозоя и поныне, эти системы объединяет общая последовательность смены тектонических режимов, в частности приблизительно одновременное завершение последнего геосинклинального периода и превращение в складчатый орогенический пояс.

Так как в нашу задачу не входит детальное описание стратиграфии, ниже приведена обобщенная характеристика разреза; отклонения от нее восполняются в подразделе, посвященном рассмотрению структур и магматизма входящих в складчатый пояс систем и зон.

#### 1. СТРАТИГРАФИЯ ПОЯСА

**Докембрийские отложения.** В основании Альпийского пояса залегают регионально метаморфизованные, метаморфические, а местами кристаллические породы докембрия. Они выходят на поверхность сравнительно небольшими участками в зоне водораздела Карпат, на Кавказе в зоне Главного хребта, в Дзирульском массиве и в ряде мест М. Кавказа. На Памире к архейско-протерозойским нерасчлененным отложениям относятся кристаллические породы Юго-Зап. Памира, а к протерозою — метаморфические толщи Центр. Памира.

В Вост. Карпатах предполагаемый докембрий слагает Мармарошский массив, в котором представлен парагнейсами, двуслюдяными сланцами, кварцитами, мраморами и кристаллическими известняками белопотокской, бутинской и деловецкой свит (Бойко, 1969). Большинство данных о глубинном строении западного и юго-западного обрамлений Русской платформы указывает на развитие в этих районах складчатой верхнепротерозойской (?) системы. На значительной площади основание Карпат

и Предкарпатского прогиба сложено так называемой санской серией зеленых и красных филлитов рифея, распространенных от Келецко-Сандомирских гор до Добруджи (Вялов, 1967). Соотношение свит Мармо-рошского массива и санской серии не выяснено, но данные абсолютной геохронологии указывают на их разновозрастность.

В Горном Крыму коренных выходов докембрия нет. Однако новые данные бурения в смежном районе Степного Крыма и геофизические материалы свидетельствуют об относительно неглубоком залегании метаморфических и кристаллических пород, гальки которых давно известны из среднеюрских и нижнемеловых конгломератов Горного Крыма. В восточной части Горного Крыма еще с конца прошлого столетия отмечены огромные (несколько десятков метров в поперечнике) глыбы слюдистых сланцев. Наличие этих пород дало основание считать, что в палеозое территория Степного Крыма «испытывала геосинклинальное развитие» (Муратов, 1949, стр. 161). Общегеологические соображения, данные о мощностях и составе мезозоя и палеозоя в Степном Крыму, необычная гравияномалия, указывающая на незначительную мощность «гранитной» оболочки, позволяют с наибольшей вероятностью предполагать, что обломки метаморфических пород Горного Крыма представляют продукты размыва не палеозойского геосинклинального комплекса, а геосинклинального складчатого докембрия, поверхность которого ступеннеобразно погружается с севера на юг (см. рис. 5).

В области Б. Кавказа, относящейся к Альпийскому поясу, докембрийские породы выходят в виде блоков южнее Пшекиш-Тырныаузской шовной зоны, в Софийском, Тебердинском, Балкарском и Адайхохском поднятиях фундамента. В Софийском блоке выделены три свиты: а) биотитовые парагнейсы с пачками амфиболитов мощностью 400 м, б) амфиболиты с пачками слюдяных сланцев мощностью 500 м, в) кварц-слюдяные сланцы мощностью 2,5 км. В Балкарии докембрий расчленен на две толщи: а) слюдяные гнейсы с подчиненными пачками мраморов, гранулитовых гнейсов и амфиболитов и б) кварц-слюдяные сланцы, андалузитовые сланцы и гнейсы. Во многих случаях присутствуют мигматиты, часть которых связана, видимо, с альпийским магматизмом. Следует отметить отсутствие в докембрии Главного хребта кристаллических пород, образовавшихся за счет метаморфизма эффузивов и подобных тем, которые известны по р. Малке в Скифской орогенической зоне.

Небольшие выходы предполагаемого докембрия отмечены в Дзирульском срединном массиве, где ксенолиты пород, представленные кристаллическими сланцами и гнейсами, залегают в гранитах. На территории М. Кавказа предполагаемый докембрий рассматривают вместе с предполагаемым нижним палеозоем как единый метаморфический комплекс. Эти породы выходят в ядрах отдельных, изолированных друг от друга брахантиклинальных структур, приуроченных к разным структурно-формационным подзонам.

Самые крупные выходы метаморфического комплекса М. Кавказа известны из Локского, Арзаканского, Апаранского и Зангезурского массивов. По данным Р. А. Аракеяна, в Арзаканском массиве и сопредельных территориях метаморфический комплекс снизу вверх подразделяется на четыре свиты: а) арзаканскую, сложенную преимущественно кварц-слюдяными и графитизированными сланцами низкотемпературных ступеней метаморфизма, которые вблизи от послеюрских гранитов превращены в инъекционные гнейсы (мигматиты), — мощность более 500 м; б) бжнуяльскую, согласно сменяющую арзаканскую и сложенную хлоритовыми, хлорит-эпидотовыми сланцами с линзами мраморов и доломитов, — мощность до 300 м; в) дзораглухскую, в строении которой главную роль играют роговообманковые сланцы и амфиболиты, — мощность

до 800 м; г) агверанскую, залегающую несогласно и состоящую из основных эффузивов, пирокластов, прослоев и линз мраморов, — мощность 600—800 м. Сходный состав и такой же сравнительно слабый региональный метаморфизм характерны для остальных выходов, которые относят к докембрийско-нижнепалеозойскому (?) комплексу М. Кавказа. По мнению Аракеляна, только нижняя свита из приведенного наиболее полного разреза относится к докембрию (протерозою), бжнуальская и дзораглухская параллелизуются им с кембрием, агверанская условно включена в ордовик (Геология Армянской ССР, 1964).

Такая трактовка разреза метаморфических пород, не охарактеризованных органическими остатками, в настоящее время принята большинством геологов. На ее основании до последних лет доказывалось мнение, что в пределах М. Кавказа присутствуют не только герцинские, но и каледонские складчатые сооружения, якобы подстилающие вышележащие комплексы (Габриелян, 1959, 1964). Действительно, если нижнепалеозойские отложения слиты с протерозоем и одновременно метаморфизованы до среднего палеозоя, то такой вывод кажется правдоподобным. Однако исследования, проведенные на территории Ирана А. Ганссером, Дж. Штеклиным и др., а также сведения, полученные и обобщенные по Памиру и Афганистану, свидетельствуют об отсутствии на обширном протяжении Альпийского пояса (Понтийско-Эльбурская и Каракорумская системы) каледонской геосинклинальной складчатости. Нет и какого-либо скачка в региональном метаморфизме между ниже- и среднепалеозойскими отложениями.

Наибольший интерес для решения рассматриваемого вопроса имеют наблюдения в северных Иранидах (Эльбурс, Аладаг), представляющих складчатые сооружения, соединяющиеся на западе непосредственно со структурами Армянского нагорья и Азербайджана (Понтийско-Эльбурская система), а на востоке через Аладаг и Паратамиз с Гиндукуш-Каракорумской системой. Отчетливо главные черты палеозойской тектоники Ирана охарактеризовал Дж. Штеклин (1966). Выделяя структурные этажи, он объединил в единый комплекс отложения от кембрия до среднего триаса включительно и указал, что нигде в Иране нет признаков палеозойской складчатости и палеозойских интрузий, нет там ни каледонского, ни варисцийского фундамента, а палеозой имеет умеренную мощность и относительно выдержанный характер формаций на больших площадях, свидетельствующих о платформенном режиме.

В свете приведенных данных по Ирану и более ранних наблюдений в складчатой системе Каракорума (Бархатов, 1963) история развития связанного по простиранию с северной областью Ирана М. Кавказа как части Понтийско-Эльбурской системы, которая эволюционировала в до-мезозойский этап в существенных чертах одинаково, требует корректировки. Действительно, среди доверхнетриасовых отложений М. Кавказа выделены два комплекса: метаморфический и нормально-осадочный. Нижний комплекс, характеристику которого мы дали на примере Арзакана, представлен филлитовыми и слюдистыми метаморфическими сланцами, мраморами и подчиненными им эффузивами. Эти породы дислоцированы и метаморфизированы до девона, так как в бассейне р. Ворган они несогласно перекрыты отложениями девонского возраста (Габриелян, 1959). Для этих додевонских пород характерен в общем одинаковый региональный метаморфизм стадии метагенеза или фации зеленых сланцев, и лишь на контактах с мезо-кайнозойскими интрузиями в них развиваются кристаллические сланцы и инъекционные гнейсы.

Все известные теперь факты и особенно данные о платформеноидном ха-

рактуре палеозойского комплекса сопредельных (по простирацию) территорий указывают на то, что метаморфический комплекс не включает нижнепалеозойских отложений, так как последние не должны быть отделены от девона эпохой регионального метаморфизма и складчатости. Возраст его нужно оценивать не моложе протерозоя и, возможно, не древнее верхнего протерозоя. Сомнение вызывает стратиграфическое положение агверанской свиты, лежащей с угловым несогласием и отличающейся от подстилающих пород более слабым метаморфизмом. Не исключена принадлежность ее к значительно более молодым, вероятно, мезозойским образованиям. Любопытно, что в образцах, взятых нами из бжнуяльской свиты Арзаканского массива, И. А. Сиверцева обнаружила зеленовато-желтую петельчатую ткань, сходную с синезелеными водорослями докембрия. По мнению Е. М. Андреевой, растительные остатки, подобные этим, характерны для средней и нижней части верхнего протерозоя.

Восточнее в пределах пояса на территории СССР докембрий обнажается в Юго-Западной и Центральной зонах Памира. Наибольший выход докембрийского основания в виде срединного массива приурочен к Юго-Западной зоне Памира и сопредельным районам Афганистана. Он сложен метаморфическими и ультраметаморфическими породами предположительно архейского и протерозойского возраста, объединенными в ваханскую серию, расчленяемую на восемь свит (Бархатов, 1963). Среди пород преобладают различные гнейсы, мигматиты, кристаллические сланцы с подчиненными прослоями и линзами мраморов и амфиболитов. Широко развиты наложенные на докембрий калиевый и кремниевый метасоматоз, контактово-метаморфические новообразования и явления типа катаклизмов, бластомилонитов и филлонитов. Общая мощность серии около 11—15 км. По северной периферии срединного массива (в Рушанском и Базардаринском хребтах) развит комплекс несколько слабее регионально метаморфизованных пород — метаморфические и кристаллические сланцы, кварциты, мраморы, мраморизованные известняки. Он отличается от ваханской серии региональным простираением и включает, видимо, более молодые протерозойские породы, а также палеозойские отложения, метаморфизованные мезо-кайнозойскими гранитоидами. Этот нерасчлененный комплекс образований мы выделяем под наименованием гунт-аличурской серии.

В Центральной зоне Памира развиты предположительно позднедокембрийские кварциты, амфиболиты, кристаллические и метаморфические сланцы, мраморы, гранулиты, метаморфизованные эффузивы общей мощностью до 5,5 км, объединяемую нами в ванч-музкольскую серию. В западной части Центр. Памира она представлена так называемым ванч-язгулемским комплексом, в восточной — музкольским комплексом.<sup>1</sup> Как видно из изложенного выше, докембрий Альпийского пояса выражен повсеместно метаморфическими и кристаллическими породами. Если учесть и снять наложившийся на его породы альпийский метаморфизм, можно проследить некоторые отличия докембрия в различных выходах. Так, наиболее сильный докембрийский региональный метаморфизм присущ толщам ваханской серии; несколько слабее (преобладают кристаллические сланцы) метаморфизм Б. Кавказа и Центральной зоны Памира; фация зеленых сланцев характерна для докембрия фундамента Карпат, Горного Крыма, М. Кавказа. Разные фации метаморфизма,

<sup>1</sup> По данным М. С. Дюфура и др. (1970), породы западной части Музкол-Рангульского антиклинория с большой вероятностью можно относить к верхнему палеозою — мезозою.

вероятно, отражают ступени регионального метаморфизма разновозрастных эпох.

**Палеозойские отложения.** Кембрийские отложения известны только в районе Дзирульского массива, т. е. наиболее приподнятой части Грузинской глыбы, и в Центральной зоне Памира. В толще пород Дзирульского массива, видимо перекрывающих докембрий и граниты,<sup>1</sup> из мраморов, переслаивающихся с филлитами, А. В. Вологдиным были давно определены остатки археоциат, указывающие на нижне- и среднекембрийский возраст филлитовой свиты. Однако подтверждений и более подробных данных о кембрии из этого района с тех пор не поступало, и вопрос о присутствии и характере кембрия в Дзирульском массиве и поныне является дискуссионным. В пределах М. Кавказа (Армения) к предполагаемому кембрию относят бжнуяльскую и дзораглухскую свиты метаморфического комплекса (Геология Армянской ССР, 1964), но, как было показано выше, большинство материалов свидетельствует, что эти свиты принадлежат верхнему протерозою. На Памире фаунистически охарактеризованные отложения кембрия были найдены В. И. Дроновым в 1961 г., хотя их присутствие не вызывало сомнения и раньше (Бархатов, 1963).

В настоящее время к нижнему кембрию относятся кирпично-красные, пепельно-серые, иногда песчанистые, сажистые или мучнистые тонкоплитчатые, обычно мелкозернистые известняки, содержащие кристаллы аутигенного альбита (Пашков, 1964). Эти известняки, обладающие исключительно характерной полосчатостью, включались нами ранее в состав ордовика тоутащской свиты. Они развиты по южной и северной периферии Музкол-Рангульского антиклинория, ядро которого сложено протерозоем. На юг от антиклинория небольшой выход известняков обнажается по левому склону долины р. Вост. Пшарта, в 18—20 км от его устья. Второе, лучше охарактеризованное, обнажение расположено по оврагам Тоу-Таш и Кыз-Ашу. Здесь кембрий выходит в тектонических чешуях северной периферии Акбайтальской подзоны, т. е. по границе между варисцидами Сев. Памира и Альпийского пояса. Известняки охарактеризованы многочисленными трилобитами *Sajanaspis lauta* N. Tchern (msc, *Palaeolenus* sp.). Верхи кембрийского разреза при переходе к ордовику казындыйской свиты приобретают прослой филлитов и единичные пластовые залежи диабазов. Общая мощность карбонатной формации кембрия Центр. Памира не более 300 м.

Соотношение кембрия и докембрия окончательно не выяснено. Раньше мы отмечали, что нижний палеозой и протерозой дислоцированы конформно, поэтому значительного перерыва между ними предполагать нельзя. Вместе с тем неопубликованные наблюдения Н. К. Щербакова (1950 г.) свидетельствуют, что нижний палеозой в Ванчском хребте налегает на протерозой с угловым несогласием и конгломератами в основании. В связи с этим можно делать более определенное заключение, если не о заметной структурной перестройке на границе протерозоя и нижнего палеозоя, то о перерыве в осадкообразовании и докембрийском этапе метаморфизма. Однако из-за наложения альпийского метаморфизма заметного скачка в региональном метаморфизме верхней свиты докембрия и нижнего палеозоя наблюдать не удастся, хотя вниз по разрезу метаморфизм докембрия несомненно возрастает. Характер перехода между протерозоем и палеозоем вынудил нас на тектонической карте Памира показать в Центральной зоне геосинклинальный

<sup>1</sup> Исходя из общегеологических данных, мы склонны относить граниты массива к альпийскому циклу.

допалеозойский комплекс незавершенного развития (Бархатов, 1963).

Разрез нижнего палеозоя оканчивается терригенной формацией ордовика, известного лишь на Памире. Выходы его, приуроченные к Центральной зоне и северо-восточной периферии Юго-Вост. Памира, протягиваются в широтном направлении от Ванчского и Язгулемского хребтов на западе к Рангульской впадине, Музкольскому и Сарыкольскому хребтам на востоке. Несмотря на сложную тектонику, видно, что большинство выходов ордовика участвует в строении крыльев Ванч-Язгулемского и Музкол-Рангульского антиклинориев, ядра которых сложены протерозоем. Разрез ордовика представлен песчаниками, кварцитовидными песчаниками, филлитами с подчиненными им пачками плитчатых известняков. Из органических остатков известны криноидеи, тентакулиты, граптолиты, трилобиты, брахиоподы, обосновывающие все три отдела. Общая мощность ордовика Центр. Памира малоизменчива и составляет около 550—700 м.

Фаунистически охарактеризованные силурийские отложения обнаружены только в Ванч-Язгулемской, Музкол-Рангульской и Акбайтальской подзонах Центр. Памира. В западных районах силур представлен известняками с подчиненными прослоями и пачками песчаников и сланцев. На ордовике он залегает с незначительным перерывом и без углового несогласия. Мощность силура на западе, по имеющимся данным, не менее 800 м. В восточной части Центральной зоны силурийские отложения приурочены к крыльям Музкол-Рангульского антиклинория. Здесь установавлены оба отдела, построенные преимущественно известняками с подчиненными им пачками сланцев и песчаников общей мощностью до 850 м. К югу разрез силура обогащается терригенными компонентами, появляются туфы и туфопесчаники, мощность несколько сокращается.

Девонские отложения известны на Кавказе и Памире. На Кавказе небольшие выходы приурочены к южному склону Главного хребта и южным районам М. Кавказа. В осевой зоне Главного хребта девон отсутствует, но судя по галькам и глыбам средне- и верхнедевонских известняков с кораллами в образованиях нижнекаменноугольного возраста Тырнаузской подзоны, южнее могли быть его мелководные и маломощные отложения. В пределах складчатой зоны южного склона Б. Кавказа, в истоках р. Лабы и восточнее, к девону условно отнесены две немые свиты — вулканогенная и карбонатная — общей мощностью до 600 м (Милановский, Хаин, 1963).

Более определенные данные имеются для Сванетии и верховьев р. Кодора. Так, основываясь на материалах изучения фораминифер и амфипор из мраморизованного известняка, взятого по р. Кодор, С. С. Кузнецов и А. Д. Миклухо-Маклай (1955) первыми констатировали присутствие в этом районе среднего и верхнего девона в низах так называемой десской свиты. Присутствие девона теперь подтвердилось для десской свиты (серии) и по р. Ингури, где в линзах известняков, залегающих среди филлитов, обнаружены кораллы среднего девона, а выше в линзах рифогенных известняков — кораллы нижнего карбона (Славин и др., 1962; Гамкрелидзе и др., 1963). По данным этих же исследователей мощность девона, возможно, уменьшалась с юга на север еще до отложения карбона, так как фаунистически охарактеризованные каменноугольные образования квишской свиты на северной периферии Местия-Накринской синклинали налегают на докембрий Главного хребта с конгломератами в основании. В литологическом отношении девон южного склона по р. Ингури снизу вверх, по нашим наблюдениям, представлен филли-

тами с пачками кварцитов, филлитами и кварцитовидными сланцами с линзами мраморов рифогенного происхождения. Мощность терригенной платформеноидной формации девона не менее 500—600 м. Не исключена принадлежность нижней части непрерывного разреза десской серии к силуру и даже нижнему палеозою.

В районе М. Кавказа девон развит в Приараксинском платформеноидном прогибе, где его осадки вскрыты глубинным бурением. Здесь разрез представлен терригенно-карбонатной формацией, включающей все три отдела, мощность которой от периферии прогиба к центру увеличивается от 800 м до 2 км. В юго-восточной Армении трансгрессивно на докембри залегает непосредственно только верхнедевонская карбонатная формация, достигающая мощности до 800 м. На Памире распространение девонских отложений связано с Центральной зоной, где они выражены хорошо фаунистически охарактеризованной карбонатной формацией.

Разрезы нижнего девона содержат светлые рифогенные и темные доломитизированные известняки общей мощностью до 600 м. В среднем девоне преобладают рифогенные известняки с подчиненными им пачками доломитизированных известняков и доломитов мощностью также около 600—650 м. Верхний девон представлен преимущественно темными, иногда глинистыми известняками, мергелистыми и углистыми сланцами мощностью до 200 м. Отложения девона всюду связаны постепенными переходами с силуром и вышележащими образованиями каменноугольной системы.

Каменноугольные отложения распространены шире девонских и выходят на южном склоне Главного хребта Б. Кавказа, в пределах Грузинской глыбы, южных районов М. Кавказа, а также Центральной и Юго-Восточной зон Памира. В зоне Вост. Карпат нижний карбон встречен в виде глыб известняков среди эоценового флиша; по северной периферии Горного Крыма среди нижнеюрских флишоидных отложений (эскиординская свита) также известны бескорневые экзотические глыбы известняков нижнего карбона и перми (Бархатов, 1955).

В осевой части Главного хребта Б. Кавказа карбон отсутствует, видимо, первично, так как продуктов его переотложения неизвестно. Вдоль южного склона, от долины р. Бзыпи почти до р. Цхенис-Цхали, каменноугольные отложения выходят в составе десской серии. Карбон представлен филлитами, рассланцованными песчаниками и гравелитами с линзами рифогенных известняков общей мощностью не более 500—600 м. Взаимоотношения его с подстилающими и вышележащими пермскими отложениями непрерывные (Гамкрелидзе и др., 1963). В Дзирульском массиве распространены средне- и верхнекаменноугольные образования, представленные «свитой нижних туффитов», налегающих на докембрийские (?) гранитоиды и перекрытых лейасом. В Армении нижний карбон присутствует только в Приараксинском прогибе, где согласно налегает на верхний девон. К нему относится терригенно-карбонатная формация мощностью около 400 м, включающая органогенно-обломочные, пелитизированные и глинистые известняки, переслаивающиеся с песчаниками и глинистыми сланцами. Средний и верхний карбон известен в северной части М. Кавказа, где сложен туфогенно-осадочной толщей, включающей линзы известняков и покровы эффузивов. В районе Храмского массива мощность среднего и верхнего отделов около 500—700 м.

Стратиграфия каменноугольных отложений Памира разработана недостаточно. В настоящее время для Центр. Памира установлены два типа разрезов карбона: относительно маломощный карбонатный и значительно более мощный терригенный. Карбонатный разрез приурочен к Ак-

байтальской подзоне, в которой нижний карбон согласно налегает на верхнедевонские известняки, содержит все три отдела и выражен карбонатными отложениями мощностью до 650 м. Второй разрез распространен к северу от Сарезского озера и образован алевролитами, песчаниками, сланцами общей мощностью до 1200 м. В этой так называемой сарезской свите присутствует, видимо, только нижний и средний карбон, ибо она с небольшим разрывом, перерывом и без углового несогласия перекрыта маломощными известняками калакташской свиты, возраст которой принимается сейчас в рамках верхний карбон — пермь (Материалы по геологии Памира, 1964). Аналогом сарезской свиты в Юго-Вост. Памире служит толща переслаивающихся песчанико-сланцев и алевролитов, согласно подстилающих отложения нижней перми. К этим нерасчлененным каменноугольным образованиям относятся базардаринская свита, девлехская толща и сходные с ней отложения района пика Тербой в Рушанском хребте. По сообщению А. М. Павлова, из слоев верхней части базардаринской свиты, примерно на 200 м ниже контакта с шиндийской свитой перми, собран и описан комплекс гониатитов верхнего карбона. А по сообщению В. П. Булина, из черных ороговикованных филлитов пика Тербой мощностью 650 м собраны многочисленные споры нижнего карбона.

Отложения пермской системы выходят на Б. Кавказе, в Закавказье и на Памире. По северной периферии Горного Крыма (реки Бодрак, Салгир) нижнепермские известняки, так же как и карбоновые, встречены в виде экзотических глыб среди нижнеюрской эскиординской свиты или выходят из-под таврических сланцев в ядре антиклинали (р. Марта).

В зоне Главного хребта пермь размыта или почти не отлагалась. Галька ее содержится севернее в конгломератах Тырнаузской подзоны и реке южнее, в районе г. Хуко (Милановский, Хаин, 1963). В складчатой зоне южного склона Б. Кавказа пермские отложения развиты от р. Шахе на западе до Сев. Осетии на востоке (реки Фиагдон и Гизельдон). В западных и восточных выходах нижнепермские отложения залегают с конгломератами в основании на метаморфических и кристаллических породах докембрия; в Сванетии, в бассейне р. Цхенис-Цхали, они с конгломератами, но без углового несогласия сменяют вверх по разрезу карбон, входящий в десскую серию. Разрез нижней перми южного склона включает аркозовые песчаники, гравелиты, маломощные конгломераты, кварцито-видные песчаники, филлиты и известняки общей мощностью до 450 м. Верхняя пермь представлена известняками, кремнистыми сланцами и филлитами мощностью около 500 м (Славин, 1960). В южной части М. Кавказа пермские отложения выражены кораллово-фузулиновыми известняками, залегающими без углового несогласия, но с разрывом на девоне и нижнем карбоне. Общая мощность перми от 350 до 650 м (Габриелян, 1959).

На Памире пермские отложения известны в Центральной и Юго-Восточной зонах. В Центральной зоне они имеют очень ограниченное распространение и небольшую мощность. Нижняя пермь выходит в Акбайтальской подзоне, в районе г. Калакташ и у оз. Джилгакуль. В последнем месте пермские отложения, по нашим наблюдениям, с разрывом, но без углового несогласия ложатся предположительно на средний карбон. Разрез нижней перми представлен здесь преимущественно известняками. Только в нижней части разреза присутствуют песчаники, конгломераты и маломощные покровы эффузивов. Общая мощность нижней перми, включающей отложения карачатырского и дарвазского ярусов, от 25 до 60 м. Верхняя пермь этой зоны выражена доломитами мургабского яруса мощностью от 15 до 100 м.

Широко распространены пермские отложения в Юго-Восточной зоне

Памира, где к уже известным районам их развития прибавилась восточная часть Рушанского хребта (Бархатов, 1963; Материалы по геологии Памира, 1964). Нижнепермские отложения этой зоны согласно налегают на базардаринскую свиту карбона. Они представлены шиндийской свитой, сложенной диабазами, туфами, песчаниками, туфоконгломератами, мощность которой варьирует от 0 до 150 м, и кубергандинской известняково-сланцевой свитой мощностью от 25 до 160 м. Верхнепермские отложения включают известняки, кремнистые сланцы мургабской свиты мощностью от 30 до 150 м и известняки, сланцы и вулканогенно-обломочные породы памирской свиты мощностью от 0 до 150 м.

**Мезозойские отложения.** В пределах Альпийского пояса мезозой тесно слит с верхним палеозоем. Эта связь выражается как в отсутствии резких несогласий, так и в характере замедленного осадкообразования вследствие слабых прогибаний, резко усиливающихся только с начала верхнего триаса.

Триассвые отложения распространены во всех системах складчатого пояса, где они или без углового несогласия сменяют пермские, или (иногда) залегают на более древних породах, включая докембрийские. В Вост. Карпатах нижний триас или отсутствует, или имеет незначительную мощность. К среднему (?) и верхнему триасу относится толща мощностью до 250 м, состоящая из песчаников и сланцев с прослоями кремнистых пород, известняков и вулканогенных образований. В основании триаса залегают конгломераты, несогласно перекрывающие в Раховско-Пенинской зоне карбон и санскую серию рифея. Местами, по данным А. К. Бойко (1969), триас кузинской свиты перекрывает филлиты мунцецельской свиты карбона, лежащей с угловым несогласием на Раховском массиве.

В Крыму нижнетриассовые отложения неизвестны. К среднему триасу на основании одиночных находок точно не определенных среднетриассовых аммоней до недавнего времени условно относили низы таврической формации (Наливкин, 1962). В 1963 г. по правому склону долины р. Бодрак, у водораздела с р. Альмой, из грубозернистых известковых песчаников мощностью 0,8 м В. Н. Швановым (1966) были собраны брахиоподы, характерные для нижней части раковинного известняка Германии и анизийских отложений альпийского триаса. Мощность среднего триаса не выяснена. К верхнему триасу относится большая часть таврической свиты, представленная преимущественно ритмично чередующимися алевритами и аргиллитами. Мощность таврической свиты, включающей в полных разрезах и какую-то часть нижней юры, вследствие сложной тектоники оценивается в очень широких пределах — от 1,2 до 6 км (Наливкин, 1962). По данным ГСЗ, проведенного в Горном Крыму по линии Ново-Лавловка — долины рек Бодрак, Марта — Ялтинская Яйла, глубина залегания подошвы таврической свиты варьирует от 2 до 5 км, а средняя, наиболее вероятная, мощность свиты, учитывая ее интенсивную деформацию, равна 3—3,3 км (Хмелевской, Кузьмина, 1967), что совпадает (или не противоречит) с материалами бурения ялтинской скважины, которая на глубине 2350 м не вышла из таврической формации.

Характер соотношения триасовых отложений с подстилающими породами в Крыму неясен. Вероятно, они или без существенного несогласия перекрывают платформеноидный палеозой, или, где он отсутствует, резко несогласно, так же как в Вост. Карпатах, лежат на дислоцированном рифейском основании. Такое предположение согласуется с последними данными Т. Мурджану и Д. Патрулиус, считающими, что Мизийский массив консолидировался до палеозоя и что широко развитая в Старой Планине диабазово-филлитовидная формация отвечает не девону (как

думали ранее), а рифею (Славин, 1965). Эта платформа уходит под Черное море, а потому, видимо, и под область Крыма.

В области Б. Кавказа триас известен в складчатой зоне южного склона Главного хребта. К нему С. Г. Букия (1959) и В. И. Славин (1960), основываясь на обнаружении спор, гифов грибов, обломков спикулей губок, а также учитывая положение в разрезе между пермскими и юрскими породами, относят верхнюю часть десской серии, представленную глинистыми сланцами, переслаивающимися с песчаниками и содержащими прослой и линзы гравелитов, реже конгломератов, известняков, порфиритовых туфов и туфобрекчий. Мощность этой свиты, названной гвашхаринской, от 600 до 800 м; она согласно подстилает фаунистически охарактеризованные отложения нижнего лейаса.

В зоне М. Кавказа триас развит в Приараксинской синеклизе, унаследованной от палеозойской эпохи платформеноидного режима, и залегает на перми согласно (Габриелян, 1959). Нижний и средний триас сложен преимущественно карбонатными маломощными (200—220 м) породами: красными, серыми мергелистыми, пизолитовыми и оолитовыми, иногда массивными известняками. Верхний триас отличается фациальной изменчивостью и заметно большей мощностью. Так, в Нахичеванском районе развит карбонатно-доломитовый разрез рифогенных известняков мощностью до 600—700 м, в то время как в районе с. Джерманис (р. Веди) имеет место терригенно-угленосная формация мощностью до 600 м (Геология Армянской ССР, 1964). По аналогии с более восточными районами Альпийского пояса есть основание считать, что значительная часть карбонатного разреза Нахичевани, относимая Р. А. Аракеляном к среднему и нижнему триасу, является в действительности верхнетриасовой; тогда мощность нижнего и среднего триаса составит около 100 м.

В Центральной зоне Памира нижний и средний триас сложен маломощной (0—50 м) известняково-мергелистой свитой; верхний триас представлен филлитовидными и глинистыми сланцами и песчаниками мощностью до 2 км. В Юго-Восточной зоне триас отчетливо делится на две разнофациальные и разновозрастные толщи. Нижняя, преимущественно известняковая, объединяет нижний, средний триас и карнийский ярус верхнего триаса. Из общей мощности этого разреза, достигающей 900 м, только первые десятки метров относятся к нижнему и среднему триасу, остальные — к карнийскому ярусу верхнего триаса. Верхняя толща, в основном песчано-сланцевая, имеет мощность до 1,3 км и относится к норийскому и рэтскому ярусам. Предполагаемые триасовые образования, плохо охарактеризованные фаунистически и метаморфизованные до узловатых сланцев, присутствуют также в Юго-Зап. Памире.

Юрские отложения являются самыми распространенными мезозойскими образованиями Альпийского пояса. Только в Карпатах юра имеет относительно небольшую мощность и встречается лишь по окраинам Мармарошского массива и в зоне Карпатских утесов. Наиболее полные разрезы нижней юры Главного антиклинория включают терригенные песчано-глинистые и известняково-мергелистые отложения мощностью до 70—100 м, согласно залегающие на триасе. Средняя и верхняя юра выражена карбонатной формацией, достигающей 400 м.

В Горном Крыму юрские отложения имеют пестрый фациальный состав. Нижняя юра образует два главных терригенных типа разреза. Первый характерен для периферии мегантиклинория Горного Крыма и выражен разнообразным набором преимущественно песчано-сланцевых пород, включающих линзы грубых аркозов, гравелитов, конгломератов, глыбы известняков нижнего карбона, перми, верхнего триаса, линзы известня-

ков нижнего и среднего лейаса. Отложения этого типа образуют эскиординскую свиту таврической формации мощностью более 300 м (Бархатов, 1955). Все данные указывают на то, что она несогласно налегает на триасовые отложения, составляющие большую часть таврической свиты одноименной формации. Второй тип разреза, флишеидный, включает толщу преимущественно темных и серых глинистых и кремнистых сланцев, чередующихся с алеволитами и тонкозернистыми песчаниками. Толща представляет собой верхнюю часть таврической свиты, слагающей ядро мегантиклинория Горного Крыма. Переход между триасовыми и юрскими отложениями во втором типе разреза постепенный. Мощность юрской части таврической свиты не определена, она может составлять более 1 км.

Средняя юра сложена более разнообразными фациями, не обладающими столь характерной ритмичностью чередования, которая отличает таврическую свиту. В ее строении участвуют континентальные, морские и вулканогенно-осадочные образования. По северной и южной периферии мегантиклинория распространены байосские и батские отложения, в которых существенную роль играют песчаники, конгломераты и туфолоавовые породы. В районе Карадага вулканические образования относятся к спилит-кератофировой формации. Байосские слои, видимо, согласны налегают на нижнюю юру и составляют в наиболее полных разрезах толщу в несколько сотен метров. Бат выражен преимущественно песчано-глинистыми морскими отложениями, содержащими линзы континентальных угленосных фаций. По северной периферии к нему же относится мощная (до 2 км) толща континентальных, так называемых битакских конгломератов. В ряде мест бат трансгрессивно и иногда с резким угловым несогласием налегает на более древние горизонты юры и триаса. Средняя мощность бата не менее 1,5 км.

Верхнеюрские отложения в Крыму перекрывают более древние слои резко несогласно и лишь местами постепенно переходят в нижний мел. Они представлены преимущественно карбонатной и терригенно-карбонатной формациями, иногда с хорошо выраженной флишевой ритмичностью. В основании верхнеюрского комплекса залегают базальные конгломераты и песчаники, переходящие выше в сланцево-мергелистую толщу келловея, сменяющуюся слоистыми мергелями, сланцами и известняками оксфорда. Более высокие горизонты представлены преимущественно различными рифовыми известняками, по простиранию замещающимися мергелями, глинисто-песчанистыми флишеидными отложениями и иногда конгломератами (восточнее г. Демерджи). Сложная фациальная изменчивость верхней юры и ее мощности показывают, что наибольшее прогибание происходило в осевой части мегантиклинория, где сформировалась толща от 0,5 до 2,5 км (Муратов, 1949).

На Кавказе благодаря очень широкому распространению и значительной мощности юрских отложений их фациальные различия выражены особенно ярко. Юрский этап осадкообразования представляет собой продолжение и дальнейшее развитие дифференцированных прогибаний Альпийской геосинклинали, начавшихся с верхнего триаса. В районе Кавказа намечаются следующие главные участки, характеризующиеся неодинаковыми геосинклинальными разрезами юрских отложений: известняковый Дагестан, Чечня и Сев. Осетия, Главный и Боковой хребты, Закавказская межгорная зона, М. Кавказ. Причем необходимо подчеркнуть, что и внутри участков фациальные изменения весьма существенны. Отложения этих зон хорошо изучены и описаны многими исследователями (Милановский, Ханн, 1963). В нашем очерке отметим лишь наиболее характерные особенности формационного состава юрских отложений и их мощности.

В пределах зоны Дагестана, Чечни и Сев. Осетии в Улучайском антиклинории нижняя и средняя юра представлена терригенной формацией прибрежно-морских и болотно-дельтовых континентальных угленосных отложений, достигающих большой мощности. Верхняя юра этой же зоны в Бейбулакском и Шахдагском антиклинориях залегает на средней юре с перерывом и образована преимущественно морской карбонатно-доломитовой формацией общей мощностью до 1,2 км; лишь в самых верхах разреза располагается лагунная пестроцветная гипсоносно-глинистая формация.

Нижнеюрские отложения Главного и Бокового хребтов отличаются присутствием диабазов, порфиритов, туфов, переслаивающихся с морскими терригенными породами. На южном склоне Главного хребта лейас связан с триасом непрерывным переходом и представлен песчано-сланцевой толщей с прослоями альбитофиров и их туфов, которые выше сменяются порфиритами, диабазами и глинистыми сланцами. Мощность нижнего и среднего лейаса здесь до 1,5 км. Тоарский и ааленский ярусы на южном склоне и в водораздельной полосе Главного хребта северо-западного Кавказа до р. Мзымты сочетают терригенно-вулканогенную и флишевую формации, достигающие общей мощности от 1,5 до 4 км. Байосские отложения широко развиты на южном склоне Главного хребта, где представлены мощной (до 3 км) вулканогенной порфиритовой формацией, замещающейся к северу терригенной, которая в этом же направлении постепенно выклинивается. Бат сложен флишеидными ритмично чередующимися аргиллитами и алевролитами мощностью в несколько сотен метров. Верхнеюрские отложения выражены рифогенной и типичной флишевой формациями мощностью до 1,2 км.

К югу от Главного хребта, а точнее от зоны развития вулканогенной формации средней юры, мощность юрских отложений сокращается, и это особенно хорошо видно в пределах Закавказской межгорной зоны. Здесь, в Дзирульском массиве, юра выражена терригенно-карбонатной и угленосной терригенной формациями, достигающими нескольких десятков и первых единиц сотен метров. Своеобразная зона рифовых приразломных образований верхней юры приурочена к южной границе флишевой зоны южного склона (Кахетино-Лечхумская шовная зона).

На М. Кавказе юрские отложения залегают на триасе и более древних системах трансгрессивно, но почти без углового несогласия. Они представлены всеми отделами и выражены преимущественно вулканогенной формацией мощностью до 5 км. Лейас распространен ограниченно и сложен морской терригенной формацией мощностью до 200 м. Средняя и верхняя юра представлена мощной вулканогенной формацией, в которой снизу вверх залегают плагиоклазовые и авгитовые порфириты, туфобрекчии, кварцевые порфиры, порфириты и их пирокласты. В оксфорде и киммеридже наряду с эффузивами присутствуют известняки, слои титона, постепенно сменяющиеся валанжином, построены опять-таки в основном порфиритами и их пирокластами (Геология Армянской ССР, 1964).

На Памире юрские отложения широко развиты в Центральной и Юго-Восточной зонах. Они выражены различными, преимущественно морскими, фациями и включают все три отдела. По северной периферии Центральной зоны развиты красноцветные песчаники и конгломераты нижней и средней юры мощностью 300—350 м. В средней полосе этой же зоны распространен полный терригенно-карбонатный разрез юры, согласно налегающий на верхний триас. Нижняя и средняя юра представлена песчано-сланцевой толщей мощностью от 0 до 800 м; бат и верхняя юра сложены карбонатной формацией, достигающей 1,4 км.

Мощность разрезов закономерно возрастает с запада на восток. В южной полосе Центральной зоны стратиграфия юрских отложений изучена недостаточно. Нами к ниже — среднеюрским образованиям отнесена вулканогенно-обломочная толща, развитая по р. Бартанг, мощностью до 2 км, представленная чередованием зеленовато-черных плагиоклазовых палеотипных порфиритов, кварцевых порфиров, туфоагломератов, туфопесчаников, туфосланцев (Бархатов, 1963).

В Юго-Восточной зоне Памира юрские отложения залегают на перми и триасе с разрывом, в некоторых местах с заметным угловым несогласием и отличаются существенной фациальной изменчивостью. Лейас начинается свитой базальных конгломератов мощностью до 350 м; остальная часть нижней юры сложена карбонатной формацией мощностью от 0 до 800 м. Средне- и верхнеюрские отложения представлены карбонатной или глинисто-карбонатной формацией. Мощность средней юры варьирует от 60 до 600 м, а верхней достигает 1 км.

В Альпийском поясе, за исключением Карпат, меловые отложения, несмотря на широкое распространение, значительные мощности и наблюдаемые в ряде мест постепенные переходы от юры к мелу, представлены в общем регрессивным седиментационным ритмом.

В Карпатах меловые отложения занимают большую площадь и образованы преимущественно флишевой формацией и ее разновидностями. В распределении фаций мела отчетливо выражена зональность, совпадающая с тектоническими зонами Карпат. Меловые отложения Закарпатского прогиба и Раховско-Пенинской зон отличаются наиболее пестрым набором фаций, общая мощность которых с юго-запада на северо-восток возрастает от 150—200 до 2500 м. В осевой части этой полосы мел представлен карбонатной и грубой терригенно-карбонатной формациями; северо-восточнее, в Раховской подзоне, развита мощная толща нижнемелового терригенного флиша, которая включает черные аргиллиты, алевропелиты и алевролиты, а также прослои известняков, мергелей, песчаников и даже конгломератов мощностью от 5 до 20 м (Материалы VI съезда Карпато-Балканской геологической ассоциации, 1965). В зоне центральнокарпатских структур (Магурская и Кросненская зоны) развит полный разрез мела, представленный терригенной флишевой формацией. Преобладают темные аргиллиты с прослоями и конкрециями сидеритов, алевролиты и песчаники мощностью около 1 км. Во внешней зоне Карпат (Скибовая зона) распространены также терригенный флиш, отвечающий нижнему мелу, и терригенный и карбонатный флиш верхнемелового возраста. Мощность отложений здесь составляет более 1,1 км. В Горном Крыму развитие меловых отложений и их переход от юрских слоев отличаются своеобразием. Так, в западной и восточной частях мегантиклинория верхнеюрская седиментация в мелу наследуется и переходы между юрой и мелом непрерывные. В среднем секторе Горного Крыма наблюдается трансгрессивное распределение фаций с юга на север, обусловленное смещением морского бассейна в сторону территории, которая в верхней юре представляла область денудации.

Современное распространение меловых отложений не совсем отражает область их образования. Нижнемеловые отложения развиты сейчас вдоль северного склона Крымских гор, на юго-западном и северо-восточном их окончаниях, а также в синклинальных прогибах Яйлы. От фаций нижнего мела на большей части Горного Крыма остались реликты преимущественно геосинклинальной глинистой формации мощностью в несколько сотен метров, сменяющейся к северу от главной гряды платформеноидной терригенно-карбонатной и карбонатной формациями небольшой мощности. Несмотря на трансгрессивный характер залегания нижнего мела на значительной площади северной части Горного Крыма,

нижнемеловая — нижеальбская эпоха в Крыму представляется регрессивной. Морской бассейн не столько расширился, сколько перемещался на север, оставив в тылу область размыва, занимавшую к верхнему альбу большую часть Горного Крыма. Верхний альб слит с верхним мелом. Он распространен только по северному крылу мегантиклинория и на восточном его погружении. Такое развитие довольно точно отражает область альбско-верхнемелового осадкообразования. Верхнемеловые отложения на всем протяжении отличаются сходным литологическим составом. Они слагают однородную платформеноидную и известняково-мергелистую формацию мощностью от 60 до 500 м, в общем постепенно сменяющуюся вверх по разрезу карбонатно-глинистой формацией палеогена — миоцена.

Меловые отложения альпийского Кавказа в связи с усилением восходящих движений с конца юры характеризуются пестротой фациального состава, но имеют все еще значительную мощность. Зоны развития главных типов разрезов мела в основных чертах совпадают с юрской зональностью.

В Дагестане и районе Шахдага общая мощность нижнего мела 900—1200 м; он представлен здесь в нижней части карбонатной, а в верхней — терригенно-карбонатной формацией. Верхний мел сложен известняково-мергелистой толщей мощностью 1,2—1,5 км.

Южный склон Б. Кавказа, а также северо-западное и юго-восточное его погружения характеризуются развитием мощных флишевых и флишоидных формаций нижнего и верхнего мела. Так, юго-восточный склон и прилегающая к нему часть южного склона Б. Кавказа построены глинисто-карбонатной и флишевой нижнемеловыми формациями, достигающими 3 км. Верхний мел сложен типичным флишем мощностью до 2 км. На северо-западном Кавказе, к западу от р. Белой, и сопредельной части южного склона нижний мел представлен флишоидной терригенной формацией с характерными септариями и линзами мергелей с фунтиковой структурой общей мощностью 4—5 км. Верхнемеловые отложения данного участка — это типичный трехкомпонентный флиш мощностью свыше 4 км. В более южной полосе, в пределах Грузинской глыбы, как ее понимает П. Д. Гамкрелидзе (1966), развита менее мощная глинисто-карбонатная формация, которую еще А. И. Джанелидзе назвал «платформеноидной» (Милановский, Хаин, 1963). Общая мощность нижнего мела в этой зоне, сложенного доломитизированными известняками, мергелями, массивными известняками, глинистыми мергелями, известковистыми глинами, до 1,3 км. Верхний мел построен преимущественно белыми пелитоморфными известняками с кремневыми конкрециями, образующими толщу до 500 м.

В районе М. Кавказа нижнемеловая эпоха носила резко выраженный регрессивный характер, поэтому нижний мел присутствует здесь на ограниченной площади лишь в южной и юго-восточной частях. Верхнемеловые отложения развиты широко. Несколько особняком стоит Аджаро-Триалетская зона, где, видимо, почти на всей площади развита глинисто-карбонатная и вулканогенная толща порфиритов, туфов и туфопесчаников, мощность которой возрастает с востока на запад и достигает в Колхиде 1,3 км. Верхний мел этой зоны преимущественно также карбонатный и вулканогенный, но уже мощностью свыше 2 км. В более южных районах М. Кавказа нижний мел там, где он есть, сложен карбонатной и вулканогенной порфиритовой формациями мощностью до 1 км. Верхнемеловые отложения в нижней своей части образованы обычно вулканогенной, а в верхней — карбонатной формацией. Среди эффузивов преобладают основные, но присутствуют квар-

цевые порфиры, кварцевые альбитофиры и другие разности. Характер фациального состава обуславливает наличие трех широтных подзон. Мощность верхнего мела от 1,2 до 2 км.

На Памире меловые отложения имеют ограниченное распространение. В Центральной зоне нижний мел согласно лежит на верхней юре и представлен красноцветной песчано-сланцевой формацией прибрежно-морского и континентального происхождения, включающей прослой конгломератов, мощностью от 0 до 1,5 км. Верхнемеловые отложения развиты в остаточных узких приразломных прогибах и сложены карбонатной формацией мощностью 200—800 м. Местами они залегают на красноцветях согласно, в других случаях верхний мел с конгломератами в основании лежит на дислоцированном триасе. В Юго-Восточной зоне Памира элементы нижнего мела, возможно, присутствуют в верхах карбонатной формации верхней юры.

**Кайнозойские отложения.** В пределах Альпийского пояса принципиальных изменений тектонического режима до начала олигоцена не наблюдается и палеоген составляет вместе с мелом единый седиментационный ритм. Однако, несмотря на широкое развитие, накопление палеогеновых отложений происходит на фоне инверсии, активнее продолжающейся с нижнего мела.

В Вост. Карпатах палеоген наиболее распространен и залегает, как правило, на меловых отложениях согласно или с размывом, но без резкого углового несогласия. На большей площади палеоген выражен флишовой или флишевой терригенной формацией. Она подразделяется на две серии, граница между которыми проходит в основании олигоцена. Нижняя (карпийская) серия состоит главным образом из тонкоритмичного флиша с прослоями пачек пестроцветных пород и массивных песчаников. Общая мощность серии не менее 1 км. Верхняя (омбронская) серия, охватывающая олигоцен, представлена чередованием бурых, черных, серо-зеленых глинистых сланцев с прослоями светлых песчаников (менелитовая и поляницкая свиты). Общая мощность серии до 2,2 км. Менелитовая свита нижней части серии, содержащая остатки рыб, по возрасту соответствует нижнему майкопу Кавказа, знаменующему начало орогенического этапа.

В Крыму палеоген выражен платформеноидной формацией. Она распространена по северной периферии Горного Крыма, где сложена глинисто-карбонатной толщей мощностью около 1 км. При удалении в область Степного Крыма мощность формации возрастает до 2 км. К палеоцену и эоцену относится небольшая, преимущественно карбонатная, часть разреза (225 м), остальная, глинистая, охватывает олигоцен. На Керченском п-ве развит глинисто-песчаный флиш, близкий по строению и мощности (1,8 км) палеогеновому флишу северо-западного Кавказа.

Палеоген Кавказа по особенностям состава и распространения подразделяется на два комплекса. Первый, отвечающий палеоцену и эоцену, закладывается в поздних прогибах, активно прогибавшихся еще в мезозое; второй комплекс, охватывающий олигоцен и низы миоцена (майкопская серия и ее аналоги), представляет собой нижнюю моласку Кавказа, выполняющую как реликтовые прогибы, так и особенно наложенные предгорные и межгорные впадины орогенного этапа.

На северном склоне альпийского Кавказа (т. е. к югу от Тырнаузской шовной зоны) палеоцен и эоцен развиты в Юж. Дагестане, где представлены мергелями, известняками и бурыми битуминозными мергелями общей мощностью 150—250 м. На южном склоне Б. Кавказа с запада на восток и с севера на юг намечены разные типы разрезов палео-

цена и эоцена. Мощные (более 800 м) палеоценовые и эоценовые отложения расположены в северо-западной части южного склона от Новороссийска до Гагр; здесь они образованы флишевой формацией, состоящей из чередующихся песчаников (алевролитов), глин и мергелей (трескунов). Флишевая же формация палеоцена и эоцена развита в восточной Грузии (Чиатурский флишевый прогиб), где мощность ее достигает 1,5—2,5 км (Милановский, Хаин, 1963). Краевые фации флишевого трога на юге выражены глыбовыми конгломератами и брекчией приразломного типа. В пределах Грузинской глыбы, как ее понимает П. Д. Гамкрелидзе, палеоцен и эоцен представлены платформеноидной карбонатной формацией мощностью 150—300 м.

На М. Кавказе палеоценовые и эоценовые отложения отличаются большими мощностями, развитием вулканогенной и флишевой формаций, выполняющих поздние геосинклинальные прогибы — Аджаро-Триалетский, Севанский, Ордубадский, Ереванский, Талышский. Максимальной мощности этот комплекс достигает в Аджаро-Триалетской зоне. Здесь палеоцен и эоцен сложены флишевой формацией, состоящей из чередующихся аргиллитов, песчаников, мергелей и известняков, а также пачек туфов и туфопесчаников. Верхи эоцена обогащены покровами андезитовых порфиритов, чередующихся с пирокластами. Мощность комплекса с востока на запад возрастает с 4—5 до 5—7 км; в краевых частях она сокращается до единиц сотен метров. Между средним и верхним эоценом наблюдается угловое несогласие. Сходное строение палеоцен — эоценовые отложения имеют и в остальных поздних геосинклинальных прогибах М. Кавказа, при этом максимум вулканогенных образований приходится на средний и верхний эоцен.

Второй комплекс, коррелятивный эпохе значительно более активных поднятий, затронувших не только Альпийскую геосинклиналь, но и южную периферию герцинид (Скифская орогеническая зона), образуют олигоцен и низы миоцена. Так, вследствие резко усилившихся поднятий олигоцен — миоценовые отложения в пределах альпийского Кавказа накапливались в межгорных впадинах и по периферии растущих поднятий.

К югу от Главного хребта олигоцен — миоцен представлены темными, нередко битуминозными глинами с прослоями песчаников, гравелитов, залегающими на разных горизонтах мезозоя трансгрессивно. Мощность их от горной Кахетии до района Сочи возрастает с 500 м до 1,5—4 км. В пределах М. Кавказа олигоцен — миоценовые отложения формировались по северной периферии вдоль Грузинской глыбы и в отдельных остаточных и наложенных прогибах. Здесь они имеют сходство с майкопскими отложениями более северных районов. Южнее олигоцен — миоцен откладывались в локальных межгорных впадинах, где они представлены солоноватоводными, лагунными и континентальными пестроцветными песчано-глинистыми отложениями, перемежающимися с вулканогенными и туфогенными образованиями. Морские отложения приурочены к самым низам олигоцена; выше залегают лагунные, континентальные и местами мощные лавовые покровы андезитового и андезит-базальтового состава. Мощность образований олигоцен — миоцена в межгорных впадинах от 500 до 2000 м.

На Памире фаунистически охарактеризованные палеогеновые отложения впервые были обнаружены нами в 1958 г. в Дарваз-Сарыкольской подзоне Сев. Памира, у устья р. Зорташкол. В дальнейшем к палеогену были отнесены аналогичные отложения в пределах Центральной и Юго-Восточной зон, представляющие преимущественно красноцветные терригенные и вулканогенные образования остаточных приразломных прогибов (Бархатов, 1963).

Палеоген Центральной зоны выражен фаунистически не охарактеризованной красноцветной толщей, сложенной снизу вверх конгломератами, залежами андезитовых порфиритов, андезито-базальтов, мандельштейнов, песчаниками и мергелями, общей мощностью до 700 м. Она распространена в Акбайтальской и Сарезко-Пшартской подзонах, где залегает на более древних системах несогласно. Некоторые геологи без достаточных оснований считают палеогеновой также мощную вулканогенно-осадочную толщу низовьев р. Бартаг, являющуюся, по нашему мнению, ниже-среднеюрской.

В Юго-Восточной зоне к нерасчлененному палеогену относится комплекс красноцветных конгломератов, песчаников, эффузивов, туфоконгломератов, залегающий резко несогласно на верхнем палеозое и мезозое. Эффузивы этой зоны составляют сложный субвулканический комплекс, в котором самыми молодыми образованиями являются андезиты и андезито-дациты, тяготеющие к зонам разломов. Общая мощность предполагаемого палеогена зоны около 1 км.

В Юго-Западной зоне Памира известны выходы олигоценых (?) песчано-конгломератовых молассовых отложений мощностью до 600 м.

Неоген Альпийского пояса характеризуется континентальными, прибрежно-морскими и вулканогенно-терригенными отложениями.

В Вост. Карпатах неогеновые отложения имеют сплошное развитие в Предкарпатском прогибе, который делится на внутреннюю и внешнюю подзоны. Первая заложена на северо-восточной окраине флишевого мел — палеогенового геосинклинального прогиба, вторая сформировалась на юго-западной окраине Русской платформы. Внутренняя подзона выполнена снизу вверх лагунно-морскими, пресноводными и континентальными отложениями мощностью 4—5 км. Они несогласно залегают на олигоцене. В разрезе присутствуют соленосные и угленосные свиты. Внешняя подзона сложена преимущественно морскими и лагунными осадками небольшой мощности, которые трансгрессивно перекрывают палеозой и мезо-кайнозой.

В Горном Крыму неогеновые отложения отсутствуют первично; здесь известны находки лишь наземных позвоночных (Наливкин, 1962). В предгорном прогибе Степного Крыма неоген представлен прибрежно-морской терригенной платформеноидной формацией с прослоями ракушняков мощностью до 1 км.

Неоген альпийского Кавказа образован прибрежно-морскими, пресноводными и континентальными песчано-глинистыми и галечниковыми молассоидными и молассовыми отложениями, достигающими наибольшей мощности в Рионской и Куринской внутригорных впадинах (6—7 км), а также в районе Апшеронского п-ва (3 м) и вообще юго-восточного погружения Б. Кавказа. Для плицена альпийского Кавказа характерно развитие грубой молассы, оконтуривающей зону Главного хребта. М. Кавказ отличается маломощными разрезами континентальных и лагунных отложений; в то же время местами неоген представлен здесь мощными вулканогенно-обломочными толщами.

На Памире предполагаемый неоген выражен слабодислоцированными песчано-галечными и песчано-валунными тиллитоподобными накоплениями озерного, речного и, видимо, флювиогляциального происхождения мощностью до 250 м.

Четвертичные отложения распространены ограниченно и относительно маломощны. Они представлены различными, преимущественно молассоидными и молассовыми, накоплениями внутригорных впадин и долин; только в пределах М. Кавказа существенную роль играют лавовые покровы. Морские отложения приурочены к Черноморской и Южно-каспийской впадинам (рифтам). Их мощность в прибрежных участках

достигает более 1 км (Мамедов и др., 1967), а дальше, где погружение впадин носило некомпенсированный характер, резко уменьшается. Большая часть этих осадков относится к верхней половине антропогена, т. е. ко времени формирования впадин (Наливкин, 1962).

## 2. СТРУКТУРЫ И МАГМАТИЗМ СКЛАДЧАТЫХ ОРОГЕНИЧЕСКИХ СИСТЕМ

На основании анализа обобщенного стратиграфического разреза складчатого орогенического пояса на территории СССР можно выделить несколько главных комплексов осадков, которые соответствуют самостоятельным качественно отличным тектоническим режимам, сменявшим друг друга с докембрия до наших дней. Эти комплексы отделяются региональными несогласиями, сменой формаций и, как мы увидим далее, другими признаками. Возрастные рубежи комплексов в главных чертах выдерживаются на протяжении всего пояса, хотя степень их выраженности изменяется. Главные поверхности, разграничивающие комплексы, обнаруживаются между докембрием и палеозоем, между средним и верхним триасом, между эоценом и олигоценом. Внутри докембрия намечается по крайней мере три серии или комплекса, которые вследствие плохой обнаженности древних толщ могут быть выделены пока условно.

Многоэтажность строения и дислоцированность всех комплексов Альпийского пояса до верхнего включительно, так же как и более северной территории, описанной нами выше, обуславливают до сих пор разногласия в оценке тектонических условий, при которых формировались нижние комплексы. Основываясь на формационных особенностях разреза, морфологии структурных форм, расположении их в пространстве и последовательности формирования во времени, а также учитывая характер магматизма и метаморфизма, мы выделяем в пределах пояса следующие четыре структурно-формационных комплекса:

1. Геосинклинальный нерасчлененный комплекс, формировавшийся в течение верхнего (?) докембрия. Вследствие изолированности отдельных его выходов на поверхность и недостаточной изученности он может быть условно разделен на три разновозрастные серии — более древнюю ваханскую и более молодые протерозойскую и предположительно рифейскую. На сопредельной территории Ирана намечается четвертая, еще более молодая, вендская (?) платформеноидная серия, которую по территориальному признаку можно условно назвать зенжанской.
2. Платформеноидный комплекс, объединяющий отложения от кембрия (?) до среднего триаса включительно.
3. Геосинклинальный комплекс, охватывающий мощные и пестрые в формационном отношении отложения от верхнего триаса до среднего палеогена включительно и имеющий преобладающее распространение на поверхности.
4. Орогенический (орогенно-тафрогенный) комплекс, построенный отложениями от олигоцена до современных включительно.

Эти комплексы имеют региональное распространение, но обладают в разных частях пояса некоторыми особенностями, позволяющими выделить складчатые системы.

Для обоснования качественных различий комплексов, их частей и соответствующих тектонических режимов, при которых они формировались, ниже приводится описание структур, главных особенностей осадочно-вулканогенных формаций, магматизма и метаморфизма в пределах отдельных складчатых систем.

## Карпатская система

Карпатская система, входящая в состав Альпийского пояса и подразделяющаяся на Западные, Восточные и Южные или Трансильванские Альпы, в пределах СССР представлена только частью Вост. Карпат.

Тектонике и глубинному строению Карпат посвящены работы многих исследователей, среди которых нужно отметить обобщающие труды А. А. Богданова, О. С. Вялова, В. Г. Корнеевой, Я. О. Кульчицкого, М. В. Муратова, В. И. Славина, С. И. Субботина и др. (Кульчицкий, 1968). Большинство ученых сейчас считают, что сооружение Карпат в целом не является шарьированным. Наличие в Карпатах, особенно в их внешних зонах, покровных смещений амплитудой до или свыше 15 км в ряде мест доказано бурением и не вызывает сомнений. Вместе с тем тыльная часть сооружения сохранила свое первоначальное положение и является автохтонной: в глубь Карпат величина горизонтальных перемещений убывает. В. И. Славин и В. Е. Хаин пришли к выводу о большой роли в строении Карпат глыбово-волновой, ступенчатой структуры фундамента, по отношению к которой складчатость, надвиги и шарьяжи представляют сравнительно поверхностное и вторичное явление.

К настоящему времени в Вост. Карпатах установлен ряд крупных продольных и поперечных длительно существовавших разломов, служащих границами основных структурно-фациальных зон, которые ранее рассматривались как покровы или антиклинории и синклинории, возникшие лишь на заключительных этапах формирования системы. Различными геологами с теми или иными дополнениями и изменениями признаются следующие (с северо-востока на юго-запад) зоны Вост. Карпат, отличающиеся не только современной структурой, но и историей развития: зона Предкарпатского прогиба с Внешней подзоной и узкой краевой синклинальной Внутренней подзоной, Скибовая зона антиклинального строения, Кросненская синклинальная зона, Магурская зона, представляющая, по мнению А. А. Богданова, М. В. Муратова и др., северное крыло Внутренней антиклинальной подзоны, а на взгляд О. С. Вялова и др.—самостоятельную зону, Раховский и Чивчинский выступы Мармарошского массива, которые рассматриваются как ядра Внутренней антиклинальной подзоны, и Утесовая зона. Наиболее детальная схема тектонического районирования Вост. Карпат принадлежит Я. О. Кульчицкому. По его данным, значительная часть территории, которая ранее включалась в Магурскую зону, в действительности является продолжением зоны так называемых дуклянских складок. Магурская зона не протягивается через все Вост. Карпаты по территории Румынии, а выклинивается в бассейне р. Уж. Восточнее р. Теребли Дуклянская зона сменяется Черногорской зоной (рис. 13).

Тектонические зоны Вост. Карпат в современной структуре разделены разрывными нарушениями, представляющими длительно живущие разломы, осложненные большей частью надвигами. На северо-востоке Вост. Карпаты ограничены Предкарпатским прогибом, внешняя часть которого заложена на докембрии и палеозое Русской платформы; на юго-западе их рубежом служит Закарпатский прогиб, лежащий уже в пределах Венгерского или Панонского срединного массива (см. рис. 4). От Русской платформы Карпаты отделены Стрыйским глубинным разломом, который на поверхности выражен надвигом с амплитудой горизонтального перемещения 10—15 км. Разломами глубинного заложения они отграничены и от Венгерского массива.

В основании разреза Карпат залегают метаморфические породы протерозойского нерасчлененного геосинклинального комплекса, представ-

ленные парагнейсами, двуслюдяными сланцами, кварцитами, мраморами, серицитовыми сланцами и др. Эти породы обнажены в выступах фундамента; их соотношение с метаморфическими сланцами, подстилающими большую часть основания Карпат, невыяснено.

По данным А. К. Бойко, в пределах Раховского кристаллического массива (Мармарошская зона) выделяются две структурно-фациальные подзоны: южная (Белопотокская) и северная (Берлебашско-Перкалбская). Первая, в основном сложенная породами белопотокской

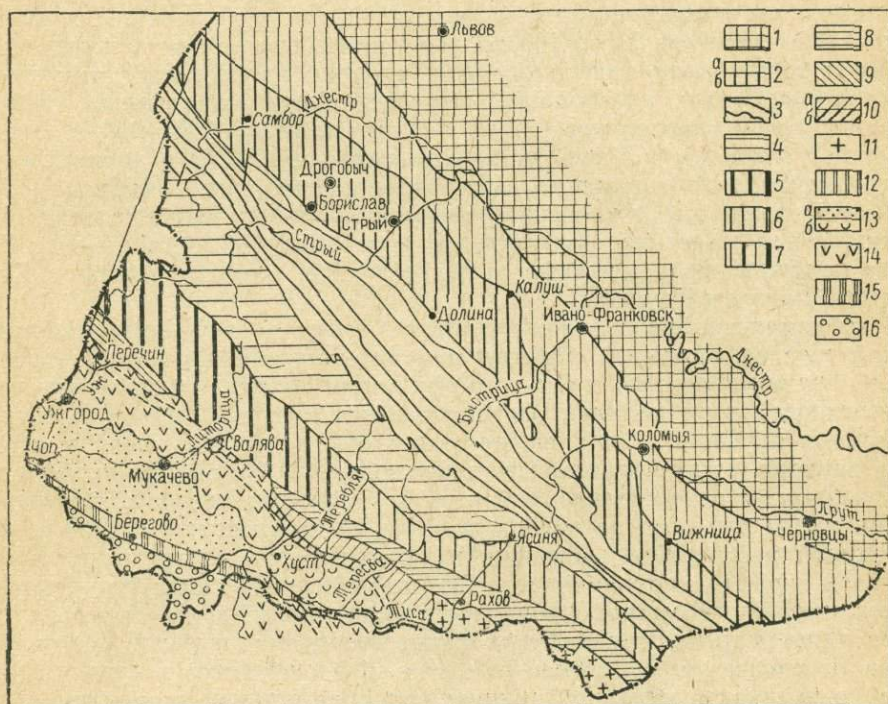


Рис. 13. Тектоническая схема украинских Карпат (по С. С. Круглову, 1968 г.).

1 — Вольно-Подольская окраина Русской платформы; 2 — Предкарпатский прогиб, подзоны: а — Внешняя, б — Внутренняя; 3 — Скибовая зона; 4 — Кросненская (Силезская) зона; 5 — Дуклянская зона; 6 — Черногорская зона; 7 — зона сочленения Черногорской и Дуклянской зон; 8 — Раховская зона; 9 — Магурская зона; 10 — Закарпатский глубинный разлом: а — зона Мармарошских утесов, б — зона Пеннинских утесов; 11 — Мармарошский кристаллический массив; 12 — зона Подгаля; 13 — Закарпатский внутренний прогиб: а — Чоп-Мукачевская впадина, б — Солотвинская впадина; 14 — Выгорлат-Гутинская вулканическая гряда; 15 — Припанонский глубинный разлом; 16 — Панонский срединный массив.

(сланцево-гнейсовой), бутинской (кварцито-гнейсово-сланцевой) и деловецкой (карбонатно-сланцевой) свит, по мнению Я. О. Кульчицкого, может сопоставляться с Трансильванским покровом, выделенным румынскими геологами. Вторая подзона построена породами берлебашской (порфириодно-сланцевой) и мегурской (кварцито-сланцевой) свит и является продолжением Буковинского покрова. Мощность всех свит предполагаемого докембрия до 2 км. Н. П. Семененко, Л. Г. Ткачук и В. И. Клушин считают, что абсолютный возраст пород выступов фундамента в Раховском массиве колеблется в пределах 585—630 млн. лет, а абсолютный возраст филлитов предположительного рифея до мезозойского фундамента в Предкарпатском прогибе составляет 680—700 млн. лет. Эти авторы пришли к выводу о развитии под Карпатской орогенической системой складчатого пояса рифеид и каледонид. Более правильным представляется мнение О. С. Вялова (1967) о развитии

в фундаменте Карпат докаледонского, видимо верхнепротерозойского, складчатого основания, что не исключает присутствия под ним и древнейших докембрийских комплексов.

Вторым комплексом Карпат являются, вероятно, маломощные или вообще отсутствующие на большей площади палеозойские и нижнемезозойские платформеноидные отложения. В ряде мест Мармарошского кристаллического массива в последнее время установлены карбон и пермь. Квасчинская свита карбона сложена переслаивающимися песчаниками, алевролитами, известняками и глинистыми сланцами, содержащими растительные остатки и споро-пыльцевой комплекс. Общая мощность свиты от 50 до 100 м. Красноплесовская свита перми залегает с базальными конгломератами, состоит из пестроцветных песчаников, слюдистых алевролитов, туфопесчаников, кластолитов, пестрых аргиллитов и алевролитов общей мощностью около 200—250 м. Вскрытые под мезозоем в Рава-Русской на глубине 1227 м и дислоцированные силурийские отложения, по нашему мнению, могли быть деформированы в течение альпийской геосинклинальной складчатости и не служат надежным доказательством существования в фундаменте Карпат каледонских геосинклинальных структур, как это считают Семеновко, Ткачук и Клушин.

Преобладающее развитие в Карпатах имеет третий — мезо-кайнозойский геосинклинальный структурно-формационный комплекс, залегающий преимущественно на метаморфических породах фундамента резко несогласно. Этот комплекс подразделяется на два структурно-формационных яруса. Нижний, включающий отложения от верхнего триаса до верхней юры,<sup>1</sup> представлен терригенной и терригенно-карбонатной формациями относительно небольшой мощности; второй, охватывающий мел и палеоген до эоцена включительно, сложен в основном флишоидной и флишевой формациями большой мощности и достаточно резкой дифференцированности. Позднетриасовая толща мощностью в несколько сотен метров начинается песчаниками, выше переходящими в сланцы и аргиллиты, а затем в известняки юры и мела. Все отложения от триаса до мела включительно образовывались в стадию постепенно усиливавшегося прогибания; палеоген и эоцен знаменуют инверсионную стадию.

В районе Раховского массива намечены три типа разрезов триасовых отложений. На южной периферии массива они представлены сланцами кузинской свиты; на юго-востоке широко развиты анизийские и верхнеладинские известняки и доломиты; остальные выходы характеризуются терригенным разрезом нижнего триаса, маломощными отложениями анизийского яруса и верхнеладинскими и карнийскими известняками. Общая мощность триасовых отложений Раховской зоны около 200 м (Бойко, 1969, Кульчицкий, 1968). Юрские породы представлены известняками, часто выступающими в виде утесов среди более поздних образований. Нижнемеловые значительно более мощные отложения выражены песчаниками, алевролитами, аргиллитами, известняками и мергелями во Внутренней подзоне и флишем во Внешней подзоне. Мощность их до 1,5 км. Верхний мел сложен преимущественно флишем, особенно хорошо развитым во Внешней подзоне. Разрез палеогена начинается с толщи конгломератов и песчаников мощностью до 1 км, залегающих несогласно на меловых и более древних отложениях. Выше преобладают флишоидные и флишевые отложения мощностью свыше 3 км, иногда сменяемые песчаниками.

<sup>1</sup> Возможно, триасово-юрский ярус следует включать в палеозойско-мезозойский платформеноидный комплекс.

Четвертый комплекс в Вост. Карпатах построен отложениями от олигоцена до современных включительно, отражающими орогенический период развития.

Неоген распространен в краевой синклиальной подзоне и в Закарпатском прогибе. В краевой подзоне он сложен различными терригенными молассоидными породами, перемежающимися с морскими и лагунными образованиями. В основании разреза лежат соли и заглипсованные глины мощностью до 5 км. В Закарпатском прогибе также преобладают терригенные породы. Наряду с ними развиты туфы, туффиты и вулканогенные породы: андезит, андезито-базальты, дациты и липариты, особенно в верхних частях разреза. Их мощность там до 7 км. Четвертичные континентальные отложения маломощны, лишь в Закарпатском прогибе они достигают 100 м. Местами среди них встречаются вулканогенные породы основного состава.

Структурные формы фундамента в Вост. Карпатах развиты незначительно и обнажены лишь в Раховском выступе Мармарошского массива, расположенного большей своей частью на территории Румынской Социалистической Республики. В первоначальном виде они не сохранились, так как были переработаны в процессе альпийского геосинклинального развития Карпатской системы. В современной структуре Раховского выступа различаются две антиклинальные складки северо-западного простирания, отделенные широкой синклиалью. Лучше сохранились южная антиклиналь и примыкающая к ней синклиаль. В ядре антиклинали на поверхность выходят метаморфические породы белопотоцкой и бутинской свит, а на крыльях — деловецкой свиты рифея (?), которая слагает и синклиаль. Северная антиклиналь сохранилась неполностью и сложена породами берлебашской и мегурской свит. Южное крыло антиклинали представлено породами деловецкой свиты, а в сводовой части выступают ортогнейсы, рвущие эту свиту. Обе складки осложнены поперечными поднятиями и разрывными нарушениями меридионального и северо-восточного направления. Падение слоев на крыльях складок от 30 до 50° и более крутое. На фоне такого падения развиты более мелкие складки. Особенно сильно перемяты, нередко до плейчатости, гнейсы и слюдяные сланцы. Северное крыло и местами свод северной антиклинали срезаны региональным надвигом.

На поверхности фундамента резко несогласно залегают маломощные дислоцированные отложения карбона, перми, триаса и юры, а по краям выходов метаморфические породы надвинуты на мел и палеоген. Плоскость надвига неровная и падает под углом 10—15° на юго-запад. Местами надвиг разветвляется и приобретает чешуйчатое строение. Амплитуда его перемещения достигает 10—15 км. В северо-западном направлении фундамент, по мнению большинства исследователей, погружается спокойно. Но развитые у его края складки северо-восточного и меридионального простирания, сложенные меловым и палеогенным флишем, а также надвиг метаморфических пород на флиш дают основание предполагать, что здесь Раховский выступ сочленяется с более молодыми структурными формами по разрывным нарушениям. Структурные формы палеозойского платформеноидного комплекса не изучены. На территории Вост. Карпат этот комплекс развит очень ограниченно.

Строение мезо-кайнозойского геосинклинального комплекса весьма сложно. В целом для него характерны выдержанные северо-западные простирания, сжатые в различной степени линейные складки и многочисленные надвиги, определяющие на некоторых участках чешуйчатое строение комплекса (рис. 14). Региональные надвиги с большой ам-



плитудой перемещения разграничивают выделяющиеся в нем структурно-фациальные зоны, которые, в свою очередь, отличаются особенностями складчатости и образующими их отложениями. Эти зоны хорошо прослеживаются далеко за государственной границей, на территории Чехословакии и Румынии.

На юго-западе Карпат выделяется узкая Утесовая зона, граничащая с Закарпатским прогибом. Для нее характерны разрозненные блоки и линзы плотных юрских известняков, выступающие среди мелового и палеогенового флиша, который смят в узкие линейные складки, осложненные разрывными нарушениями. На границе с Закарпатским прогибом складки опрокинуты на юго-запад. Происхождение этой весьма своеобразной зоны еще не выяснено. По-видимому, при ее формировании большое значение имели надвиги, установленные по простиранию в ряде мест Чехословакии.

Магурская зона, в восточной части которой Я. О. Кульчицкий выделил самостоятельные Дуклянскую и Черногорскую зоны, сложена меловыми и палеогеновыми песчаниками и флишем, смятыми в сравнительно широкие складки северо-западного простирания. Весьма интенсивная складчатость наблюдается и во флишевых толщах. Магурская, Дуклянская и Черногорская зоны по региональному надвигу, поверхность которого падает на юго-запад, граничат с Кросненской зоной, образующей вместе со Скибовой зоной внешние Карпаты.

Кросненская зона представляет собой синклиниорий, выполненный палеогеновыми флишевыми толщами мощностью в несколько тысяч метров, в которых развиты хорошо выдерживающиеся по простиранию линейные складки, местами осложненные надвигами небольшой амплитуды.

Скибовая антиклинальная зона сложена верхнемеловым и палеогеновым флишем. Здесь развиты узкие линейные складки, часто разорванные надвигами, нередко образующими чешуи. По надвигу большой амплитуды Скибовая зона перекрывает краевую синклиналичную подзону, для которой характерны линейные складки, опрокинутые на северо-восток. Они сложены миоценовыми конгломератами, песчаниками и сланцами соленосной молассовой формации, залегающей на еще более сложном флишевом складчатом основании. Северные крылья складок порой разорваны надвигами, плоскости которых падают на юго-запад. По региональному надвигу краевая синклиналичная подзона граничит с Предкарпатским прогибом.

Закарпатский прогиб, лежащий в основном в пределах Венгерского срединного массива и лишь частично расположенный на территории Советского Союза, выполнен неогеновыми и четвертичными молассовыми отложениями и вулканогенными образованиями. В прогибе выделяются две впадины — Солотвинская и Мукачевская, разграничиваемые зоной вулканогенных пород, слагающих Выгорлат-Гутинскую гряду. Отложения неогена смяты в брахиантиклинальные, вытянутые в северо-западном направлении складки, осложненные в Солотвинской впадине соляной тектоникой.

Магматические проявления в Вост. Карпатах имеют ограниченный характер. В период формирования фундамента в пределах Раховского выступа внедрились диабазы и габбро-диабазы, слагающие пластовые и штокообразные тела, превратившиеся затем в амфиболиты. По-видимому, в незначительном количестве лавы основного состава изливались на поверхность. Позднее внедрились небольшие тела гранитов и гранит-порфиров, измененных до степени гранито-гнейсов.

Формирование мезо-кайнозойского геосинклиналичного комплекса сопровождалось довольно интенсивным эффузивным магматизмом, про-

явившимся в позднеюрскую, ранне- и поздне меловую эпохи, в эоцене и олигоцене. Для верхнего мезозоя наряду с образованием флишевых толщ характерно резкое преобладание излияний основной магмы, образовавшей офиолитовую формацию в виде диабазовых покровов и потоков и реже гипабиссальных интрузий того же состава. Иногда встречаются жилы, сложенные ультраосновными породами. В эоцене магматическая деятельность ослабевает и магма становится более кислой. В это время изливаются основные андезитовые лавы. Еще более слабо проявляется вулканизм в олигоцене, отложения которого включают липаритовые туфы.

В орогенический этап развития вулканизм локализовался по разломам в зоне сочленения Карпат и Венгерского срединного массива, где в неоген — раннечетвертичное время возникла сложенная вулканогенными породами Выгорлат-Гутинская гряда. В Закарпатском прогибе вулканическая деятельность проявилась в образовании стратовулканов и моногенных вулканов, остатки которых сохранились до сих пор, покровов, потоков, гипабиссальных тел, куполов, даек, трубок взрыва, а также туфов преимущественно кислого состава. Эволюция состава магмы в этот этап выражается в преобладании в начале вулканизма продуктов кислого состава, затем среднего, а в конце вулканизма, в раннечетвертичное время, основного.

### Крымско-Кавказская система

Крымско-Кавказская система в отличие от других регионов Альпийского пояса полностью расположена на территории Советского Союза. Ее составляют поднятые над уровнем моря структурные формы Горного Крыма, южных частей Керченского и Таманского п-вов, Б. Кавказа, а также участки земной коры, являющиеся их продолжением и находящиеся под водами Черного и Каспийского морей. Тектоника Крымско-Кавказской системы изучалась и описывалась очень многими геологами. Последние наиболее полные сводки по тектоническому строению Крыма и сопредельных территорий принадлежат М. В. Муратову (1949, 1960), геологам Академии наук Украины, занимавшимся изучением центральной части северного склона Крымских гор (Лебедев и др., 1963), и др. Тектоника Кавказа и Черноморской впадины обобщена в работах К. Н. Паффенгольца (1958), Е. Е. Милановского и В. Е. Хаина (1963), П. Д. Гамкрелидзе (1966). Существенно новые данные по отдельным частям региона содержатся также в ряде статей, приведенных в списке литературы.

На севере Крымско-Кавказская складчатая система по зоне глубинных разломов на большом протяжении сочленяется со Скифской орогенической зоной. На поверхности эта зона сочленения, известная под названием Пшекиш-Тырныаузской, хорошо выражена в пределах северного склона Б. Кавказа; восточнее и западнее она устанавливается лишь на глубине геофизическими методами. В Крымском секторе складчатая система по глубинному разлому сочленяется с рифейской (?) платформеноидной областью, не претерпевшей в отличие от Скифской эпипалеозойской орогенической зоны орогенической активизации (см. рис. 5). На юге Крымско-Кавказская система отчетливо выделяется по характеру строения только на Кавказе. Здесь мы проводим рубеж по глубинному разлому, расположенному в зоне южного ограничения Закавказского срединного массива или Грузинской глыбы. Западнее и восточнее продолжение этой границы предполагается нами внутри Черноморской и Южнокаспийской впадин.

Разрез Крымско-Кавказской системы начинается метаморфическими формациями, обнажающимися в осевой части Главного хребта и в Дзирульской подзоне Грузинской глыбы. Здесь выступают на поверхность гранулитовые и слюдяные гнейсы с мраморами, кварц-слюдяные и роговообманковые сланцы и амфиболиты. Возраст этих формаций, как было показано в подразделе «Стратиграфия пояса», окончательно не установлен. Некоторые исследователи считают их нижнепалеозойскими, мы склонны рассматривать их в качестве докембрийских. Метаморфические формации образуют наиболее древний геосинклинальный комплекс.

Вторым комплексом Крымско-Кавказской системы является набор формаций, объединяющих отложения от кембрия до среднего триаса включительно. Он развит неполно. Кембрийские, ордовикские и силурийские породы установлены только в Дзирульском районе. В пределах системы они или не отлагались, или имели небольшую мощность и были размыты. Верхняя часть разреза платформеноидного комплекса выражена терригенной и терригенно-карбонатной формациями девона, карбона, перми и части триаса, распространенными в складчатой зоне южного склона Б. Кавказа (Славин, 1964).

Преимущественное развитие в Крымско-Кавказской системе имеет третий комплекс, охватывающий осадочно-вулканогенные формации от верхнего триаса до эоцена включительно. Этот геосинклинальный комплекс, особенно в Кавказском секторе, отличается резкой дифференцированностью мощностей и пестротой формационного состава как в вертикальном, так и в латеральном направлениях. В Крымском секторе снизу вверх в пределах комплекса выделяются флишеидная формация среднего — верхнего триаса и нижней юры, терригенно-вулканогенная формация средней юры, карбонатная и глинисто-карбонатная формации верхней юры и нижнего мела (формации нижнего и среднего палеогена в Крыму относятся к платформеноидному комплексу). Геосинклинальный комплекс Б. Кавказа подразделяется на два яруса. Нижний ярус для большей части территории сложен терригенной и вулканогенной формациями верхнего триаса, нижней и средней юры. В ряде мест внутри яруса есть несогласия, и, следовательно, на Б. Кавказе, как и в Крыму, могут быть выделены подъярусы, отмечающие более короткие этапы развития системы. Верхний ярус образован в основном карбонатной, флишевой и флишеидной формациями, отвечающими по возрасту верхней юре, мелу, палеоцену и эоцену.

Четвертый комплекс, участвующий в строении Крымско-Кавказской системы, отражает в общем орогенический (орогенно-тафрогенный) режим развития, начавшийся в пределах системы не одновременно. Он охватывает отложения от олигоцена до современных и характеризуется различными, преимущественно континентальными, молассовыми образованиями. Как мы уже отмечали, в более северных районах Скифской зоны орогенический период наступил после платформеноидного и, следовательно, не был логическим продолжением предыдущего развития. В Альпийском же поясе орогенический режим непосредственно сменил геосинклинальный. Существует точка зрения, что в этом случае орогенический период является последним этапом геосинклинального развития и не должен выделяться в качестве самостоятельного. Мы придерживаемся противоположного мнения, заключающегося в том, что собственно орогенез — процесс, приводящий к возникновению резких форм рельефа на больших площадях и обуславливающий пока по неясным причинам существенные изменения (судя по геофизическим данным) внутреннего физического (?) состояния земной коры на всю ее глубину, представляет самостоятельный процесс, связанный с осо-

бым, орогеническим тектоническим режимом, который сопоставим по значению с режимами геосинклиналей, платформ и платформеноидных областей, являющимися главными разновидностями тектонических режимов развития континентов Земли (Шульц, 1964).

В пределах Крымско-Кавказской системы различают три главных региона, представляющих собой крупные тектонические структуры: Крымский мегантиклинорий, складчатую зону Б. Кавказа и Грузинскую глыбу (см. рис. 1). Крымский мегантиклинорий и зона Б. Кавказа сочленяются кулисообразно, при этом, по-видимому, крымские простирания на востоке протягиваются южнее структур осевой части Б. Кавказа; более точно их положение пока не определено (рис. 15, 16). Структуры Б. Кавказа и Грузинской глыбы продолжаются в Черноморской и Южнокаспийской впадинах, где в связи с резким рифтовым погружением они находятся на глубине. Юго-восточнее кавказские структуры располагаются южнее Алшеронского порога, огибая с юга предполагаемый нами Южнокаспийско-Туркменский срединный массив (см. рис. 22).

Новейшие геолого-геофизические исследования территории Крыма, сопредельных районов Украины и впадины Черного моря указывают на важное значение в структуре Крымского сектора (рис. 17) различных по масштабу и длительности существования разломов земной коры (Левицкая, 1948; Лебедев и др., 1963; Гончаров и др., 1966; Лебедев, Оровецкий, 1966; Нечаев, Тесленко, 1966; Чекунов, 1966; Шалимов, 1966, и др.). Нельзя не отметить, однако, что некоторые разломы обоснованы недостаточно: они показаны неточно, иногда в виде очень широких зон (Лебедев, Оровецкий, 1966), или трассированы ориентировочно (Шалимов, 1966).

Современный взгляд на структуру Крымского мегантиклинория существенно подтверждает представления, которые развивал А. С. Моисеев (1935) и позднее подробно разработал М. В. Муратов. Остановимся на основных особенностях тектонического строения Горного Крыма.

Крымский сектор системы, занимающий южную часть Крымского и часть Керченского п-вов, представляют собой мегантиклинорий, южное, западное и восточное окончания которого опущены под уровень Черного моря. В юго-западном направлении антиклинорий, судя по геофизическим данным, обрезан системой северо-западных разломов Одесско-Анкарской зоны (Лебедев, Оровецкий, 1966), обусловивших ступенчатое его погружение и торцовое сочленение с глубоководной частью Черноморской впадины, которую кое-кто из геологов называет Черноморским срединным массивом, что неправильно, поскольку большая площадь впадины, как мы увидим далее, является новообразованием, а не реликтом древней структуры. На востоке антиклинорий оканчивается под уровнем моря на меридиане Керченского пролива и также осложнен системой субмеридиональных разломов, приуроченных к зоне его сопряжения со структурами Индоло-Кубанского прогиба.

Более восточное продолжение антиклинория в сторону Кавказского сектора точно не установлено и может лишь предполагаться. Наблюдаемые изменения простираний мегантиклинория с запада на восток от северо-восточных к широтным в районе Керченского п-ва, господствующие в триасово-юрских породах Крыма северо-западно—юго-восточные, т. е. кавказские, простирания, а также отсутствие по ряду косвенных данных в Крыму мощного палеозойского комплекса указывают на единство структур Крыма со складками альпийской системы Кавказа. Менее вероятной представляется схема соотношения крымских и кавказских структур, по которой первые протягиваются в зону северного склона Кавказа (Мирчинк и др., 1966).

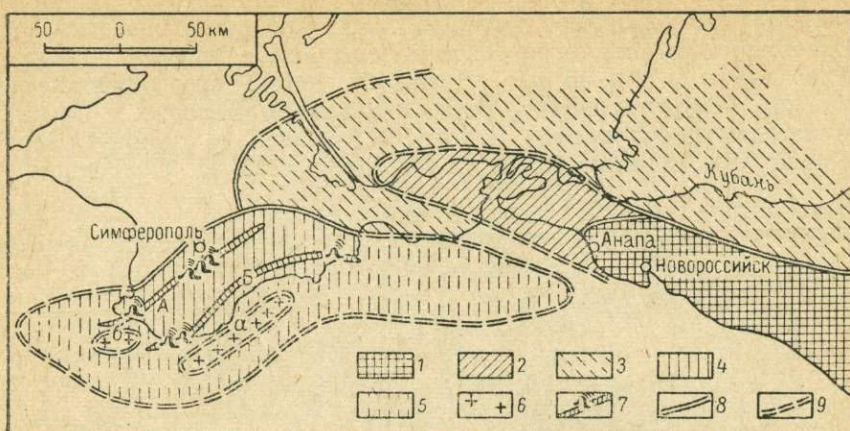


Рис. 15. Схема соотношения структур Горного Крыма и Б. Кавказа (по А. И. Шалимову, 1966).

1 — северо-западная часть мегантиклинория Б. Кавказа, 2 — зона брахиморфных консолидационных структур с явлениями диапиризма и грязевым вулканизмом на погружении антиклинория Б. Кавказа (внешняя зона переклинального замыкания складчатой структуры Б. Кавказа, аналогичная Апшеронской зоне), 3 — Индоло-Кубанский прогиб, 4 — сохранившаяся часть неогенового сводово-блокового поднятия Горного Крыма, 5 — погруженная в Черное море часть неогенового сводово-блокового поднятия „Палеокрыма“, 6 — предполагаемые участки погруженного кристаллического ядра „Палеокрыма“ (а — Форосско-Алуштинский, б — Балаклавский), 7 — местоположение вулканических островных дуг верхнетриасового, лейасового и среднеюрского возраста (А — северная, Б — южная) в Горном Крыму, 8 — установленные границы регионов, 9 — предполагаемые границы регионов.

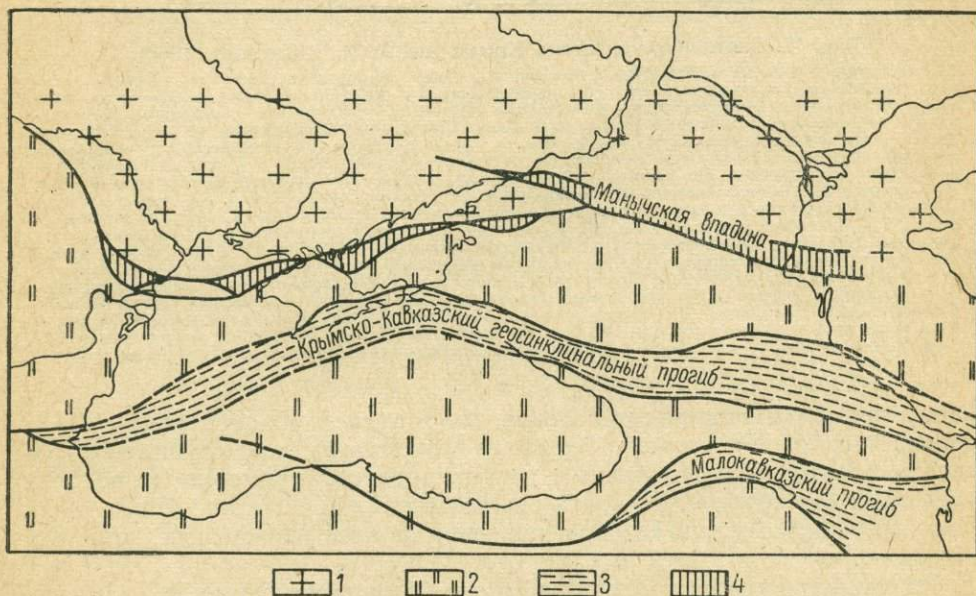


Рис. 16. Палеотектоническая схема области Черного моря в ранней и средней юре (по М. В. Муратову, Ю. П. Непрочнову, 1967).

1 — древняя Восточно-Европейская платформа, 2 — Скифская платформа и срединные массивы, 3 — геосинклинальные прогибы, 4 — платформенные впадины.

Южная часть сводово-глыбового поднятия Крыма погружена по системе субширотных разломов, вдоль которых, как давно известно, расположены эпицентры землетрясений, прослеженные ниже поверхности Мохо до глубины 40—43 км (Левицкая, 1948). Что касается северного крыла мегантиклинория, то по формациям меловых и третичных пород оно построено просто, полого погружаясь в сторону Степного, или Равнинного, Крыма. По Т. С. Лебедеву и Ю. П. Оровецкому, об-

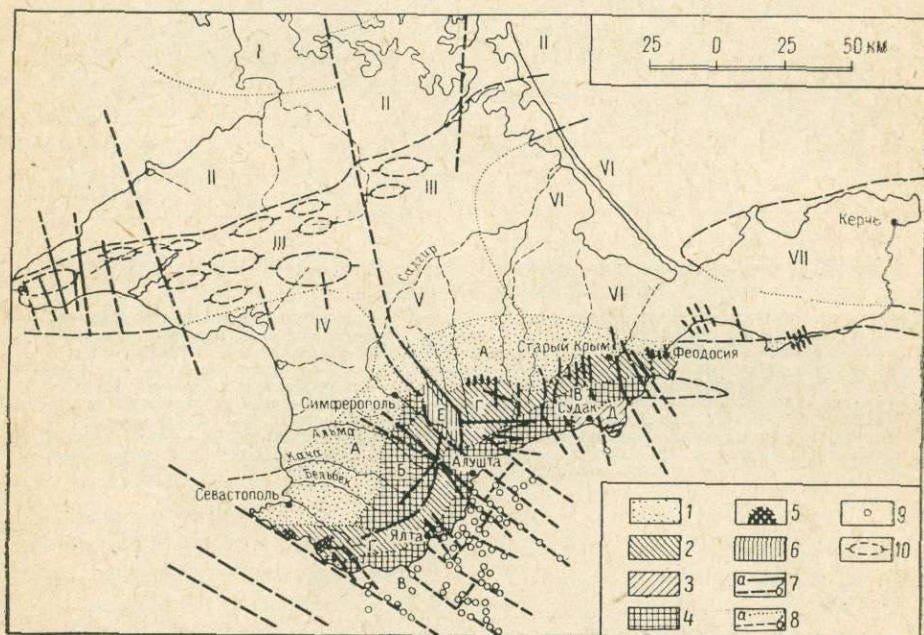


Рис. 17. Тектоническая схема Крыма (по А. И. Шалимову, 1966).

1 — осадочные породы мела, палеогена и неогена, 2 — осадочные породы верхней юры и местами нижнего мела, 3 — осадочные породы средней и верхней юры, 4 — осадочные породы верхнего триаса, нижней — средней юры и довершиеюрские изверженные породы, 5 — осадочные и изверженные довершиеюрские породы, 6 — осадочные породы нижнего мела, 7 — разрывные нарушения (а — прослеженные по геологическим и геоморфологическим данным, б — предполагаемые по геофизическим и геоморфологическим признакам), 8 — границы регионов и структур (а — установленные, б — предполагаемые), 9 — эпицентры землетрясений (по данным А. Я. Левицкой). **Главнейшие структуры Горного Крыма:** А — северное (северо-западное) крыло сводово-блокового поднятия Горного Крыма, Б — домеловое Курцовско-Качинское антиклинальное поднятие, В — южнобережное антиклинальное поднятие (верхнеюрское?), Г — Яйлинская мегасинклиналь, Д — Судакский внутренний синклиниорий, Е — поперечная наложенная Салгирская грабен-синклиналь. **Структуры Равнинного Крыма.** I — южный склон Украинского кристаллического массива (краевая часть докембрийской Русской платформы), II — Сивашский прогиб (послеюрский?), III — зона Тарханкутско-Джанкойских конседиментационных структур мелового — третичного возраста, IV — послеюрская Альминская синеклиза, V — поперечное унаследованное Симферопольское поднятие, VI — унаследованный Индоло-Кубанский прогиб (послеюрский?), VII — Керченская зона неогеновых конседиментационных складчатых структур, возникшая внутри Индоло-Кубанского прогиба; 10 — платформенные антиклинальные поднятия Тарханкутско-Джанкойской зоны.

ласть третьей и второй гряд Крымских гор на глубине целиком представляет собой Предгорную Крымско-Кавказскую зону глубинных разломов (см. рис. 2). По данным других авторов, примерно в области третьей гряды существует почти вертикальная, значительно более узкая зона глубинного разлома, прослеживаемая геофизиками до глубины 30 км.

В большинстве геофизических работ на профилях глубинного строения Крыма под мегантиклинорием оставлено белое место, а иногда стоит вопрос. Путем интерполяции можно показать, что в пределах антиклинория «гранитный» или метаморфический слой залегает не глубже 10, а вероятно, и 7 км. Верхние 7—10 км построены комплексом отложений,

которые с точки зрения геофизиков обладают свойствами, примерно одинаковыми со свойствами пород предположительно «палеозойского— триасово—юрского возрастов» (Субботин и др., 1963). Весьма любопытные данные о глубинном строении Горного Крыма получены недавно В. К. Хмелевским и Э. Н. Кузьминой (1967). Пользуясь методом электроразведки, они показали, что кровля высокоомных пород, подстилающих таврическую серию по профилю Ново-Павловка—Черное море, в районе р. Марты залегает на глубине 4 км, а в районе Ялты— на глубине 3—3,5 км. По подошве таврической серии Хмелевским и Кузьминой установлен ряд сбросов, амплитуда одного из которых достигает 1 км. Породы, подстилающие таврическую серию в районе Ново-Павловки, т. е. на границе Горного и Степного Крыма, подняты и лежат вблизи поверхности на глубине не более 200—300 м (рис. 18). Из приведенных данных следует вывод, что осадочные и слабометаморфизованные породы в Горном Крыму имеют мощность не более 5 км, а с учетом сложного складчатого строения, возможно, и значительно меньшую (до 3 км).

Входят ли в этот комплекс породы только таврической серии и средней юры или в нижней части разреза присутствует палеозой— пока не ясно. По нашему мнению, комплекс охватывает и палеозойские платформеноидные формации. Подстилающие этот комплекс высокоомные породы, по Хмелевскому и Кузьминой, или «гранитные» и метаморфические породы, устанавливаемые путем интерполяции более ранних данных Субботина и Соллогуба, представляют собой вероятно всего кристаллические сланцы, кварциты и метаморфические сланцы протерозоя, аналоги которых встречаются в Крыму только в гальках и глыбах среди мезозоя.

Строение Крымского мегантиклинория на глубину эрозионного вреза наиболее полно охарактеризовано М. В. Муратовым. Следуя его взглядам, сейчас в пределах мегантиклинория выделяют сложенные геосинклинальными формациями Качинский и Туакский антиклинории, синклинории Юго-Зап. (Яйлинский) и Вост. Крыма, Судакский синклинорий, Салгирский грабен-синклиналь. Северное крыло сводово-глыбового поднятия Горного Крыма выполнено карбонатными формациями мела, палеогена и неогена; синклинории Юго-Зап. и Вост. Крыма построены верхнеюрской и частично нижнемеловой карбонатной и глинисто-карбонатной формациями, Судакский синклинорий образован терригенно-карбонатной и карбонатной формациями средней и верхней юры, Салгирский грабен-складка выполнен осадками нижнего мела. Ядра антиклинориев сложены флишевой и флишеидной формациями триаса и нижней юры, частично терригенно-вулканогенной формацией средней юры и небольшими телами диоритовых доверхнеюрских силлов, даек и штоков.

Представления о внутреннем строении отдельных районов Горного Крыма были существенно уточнены в работах последних лет. Так, предполагавшаяся еще А. С. Моисеевым одна из наиболее характерных особенностей структуры Крыма— блоковое строение— получила подтверждение в структурно-геологической схеме, составленной в 1966 г. Т. С. Лебедевым и Ю. П. Оровецким. На ней отражена довольно густая сеть разломов разного масштаба и возраста— от глубинных разломов докембрийского заложения до нарушений, нанесенных на основании геолого-геофизических данных. Преобладающие направления разломов в западной части Крыма— северо-западное и северо-восточное, в восточной— субмеридиональное и субширотное. Продолжение ряда разломов в акваторию Черного моря по положению эпицентров землетрясений и расчлененности морского дна в 1966 г. наметил А. И. Ша-

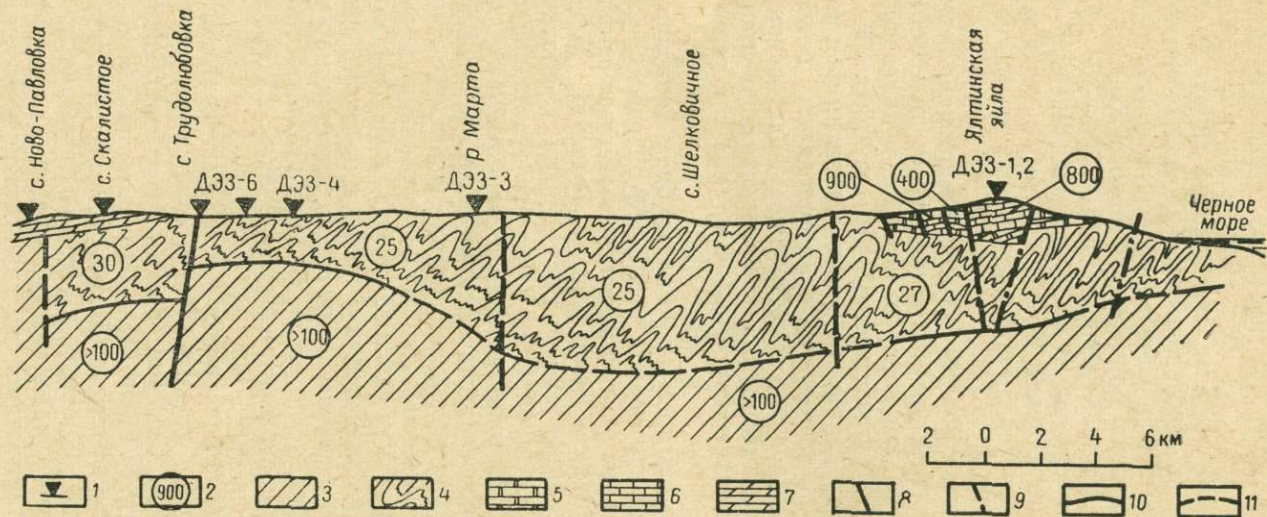


Рис. 18. Геоэлектрический разрез через Качинский антиклинорий и синклиний юго-западной части Горного Крыма (по В. К. Хмелевскому и Э. Н. Кузьминой, 1967).

1 — центры двусторонних дипольных электрических зондирований, 2 — удельное электрическое сопротивление пород в *ом·м*, 3 — палеозойские отложения, 4 — песчано-сланцевые породы таврической серии и средней юры, 5 — карбонатные отложения верхней юры, 6 — верхнеюрские отложения, 7 — меловые отложения, 8 — линии тектонических нарушений, 9 — предполагаемые линии тектонических нарушений, 10 — границы разных геоэлектрических горизонтов, 11 — предполагаемые границы.

лимов. Наряду с уточнением сети дизъюнктивных дислокаций, играющих значительную, возможно ведущую, роль в истории развития Крыма, при изучении внутреннего строения Качинского антиклинория от р. Бельбек до р. Салгир было выявлено более шести сложных складчатых структур северо-западного и субширотного простирания (Джибархель, 1968).

В. Н. Шванов в междуречье Бодрак—Альма впервые в Крыму обнаружил песчаники с органическими остатками анизийского яруса среднего триаса, что подтвердило общее антиклинальное строение этого района, которое мы предполагали на основании изучения флишевых фигур (Бархатов, 1955). Структурно-литологические наблюдения в долине р. Марта показали, что обнаруженные еще К. Фохтом верхнепермские известняки приурочены к ядру антиклинальной складки. Это исключает высказанные ранее предположения о наличии в долине эскиординской нижнеюрской свиты, к которой подобные породы отнесены в других местах Горного Крыма. В данном случае положение известняков в ядре антиклинали может объясняться выходом палеозоя, подстилающего низы таврической свиты, т. е., видимо, вскрытием низов таврической свиты и подстилающих ее палеозойских известняков, находящихся вероятнее всего в перемещенном состоянии. Наблюдения в долине р. Марта позволили расчленить таврическую свиту на восемь пачек и подсчитать в первом приближении мощность свиты, составившую около 4 км.

Северо-западные и субширотные простирания, установленные детальными работами для внутренней структуры Качинского антиклинория, А. И. Шалимов предлагает объяснить сдвигами по намеченной им Алуштинско-Симферопольской зоне разломов, приведшими, по его мнению, к возникновению «горизонтальной» флексуры. Однако даже при беглом осмотре геологической карты Крыма можно убедиться, что если сдвиг и имел место, то он носил характер левостороннего и мог обусловить возникновение северо-восточных простираний таврической свиты в южном блоке структуры, а не северо-западных, которые в действительности наблюдаются.

Магматизм Крымского сектора характеризуется относительной однородностью состава пород разного возраста, ограниченностью распространения и приуроченностью преимущественно к среднеюрскому этапу. В последние годы установлены незначительные магматические проявления верхнетриасового и нижнеюрского времени. Так, поздне триасовый магматизм представлен в районе южнее Симферополя вулканогенной толщью мощностью до 250 м, сложенной покровами кератоспилитов, спилитов, кератофиров, порфиритов, переслаивающихся с туфами и туфопесчаниками. Небольшие выходы их давно известны по р. Бодрак. Еще слабее проявления нижнеюрского вулканизма, образованные аналогичными породами (Лебединский, Шалимов, 1967).

Среднеюрские лавы и пирокласты имеют мощность до 800 м и представлены спилит-кератофировой формацией, особенно хорошо выраженной в районе Карадага. К среднеюрским относится также серия небольших куполовидных интрузий, силлов и даек. Подавляющая часть куполовидных интрузий сложена породами габбро-диабазового ряда, остальные — гранит-порфирами. Состав силлов и даек отличается однообразием: все они выражены габбро-диабазами, диабазами или диабазовыми порфиритами. Очень слабая последняя вспышка вулканизма относится к альбу, в отложениях которого у Балаклавы известны маломощные туфы андезитового состава.

Решающее влияние на основной состав и характер размещения магматических образований в Крыму, по-видимому, оказала малая мощность

осадочной и «гранитной» оболочек. Пространственное расположение магматических тел подчинено двум системам дизъюнктивных нарушений. Субширотная система разломов не совпадает с региональным простираем донижнеюрских пород и представляется наложенной, т. е. независимой от общекавказского простираения триасового прогиба. В ней отчетливо выделяются две субширотные зоны развития магматических пород. Первая, северная, протягивается через среднее течение рек Бельбек и Бодрак к р. Салгир южнее Симферополя; вторая полоса приурочена к южному берегу Крыма. Менее уверенно можно установить связь магматических тел с разломами субмеридионального простираения.

В. И. Лебединский и А. И. Шалимов (1967) называют четыре поперечные зоны, которые контролируют выходы магматических пород: Херсонско-Сарычскую (самую западную), Лименско-Кастропольскую, Алуштинско-Симферопольскую и Карадагскую. По их мнению, эта система разломов унаследована от структурных направлений, сформировавшихся в более древних структурных комплексах, слагающих основание Крыма. Следует отметить, что время проявления и состав эффузивного и интрузивного магматизма служат лишним доводом для установления непосредственной структурной связи между Крымом, южным склоном Б. Кавказа и Грузинской глыбой.

Кавказский сектор системы по площади значительно больше Крымского и построен сложнее. Детальное тектоническое районирование всего Кавказа проведено Е. Е. Милановским, В. Е. Хаиным и П. Д. Гамкрелидзе. К югу от Скифской платформы ими выделены следующие районы: зона альпийских передовых (краевых) прогибов, Внешний мегантиклинорий Б. Кавказа, Закавказская межгорная зона и Внутренний мегантиклинорий М. Кавказа. Кавказский сектор Крымско-Кавказской складчатой системы в нашем понимании охватывает большую южную часть Внешнего мегантиклинория и Закавказскую межгорную зону. Мегантиклинорий М. Кавказа рассматривается нами в составе Понтийско-Эльбурской складчатой системы. Северная граница Кавказского сектора — Тырнаузская шовная зона, в строении которой участвуют сжатые складки, тектонические чешуи и клинья средне-, верхнепалеозойских отложений, относится к герцинскому основанию Скифской орогенической зоны, не входившему в Альпийскую геосинклиналь Кавказа. Включенная в Кавказский сектор на юге Грузинская глыба представляет собой и по положению, и по характеру развития структурный элемент, промежуточный между Крымско-Кавказской и Понтийско-Эльбурской складчатыми системами.

В Кавказском секторе Крымско-Кавказской системы выделяются зоны: а) Краевой горст Главного хребта, б) Сванетская, в) флишевая зона Сев.-Зап. Кавказа, г) флишевая зона Вост. Кавказа, д) зона известнякового Дагестана, е) зона сланцевого поднятия Вост. Кавказа, ж) Абхазско-Рачинская, з) Кахетино-Лечхумская шовная зона, и) Грузинская глыба. Грузинская глыба подразделяется на три подзоны: Рионский прогиб, Куринский прогиб и Дзирульское поднятие. Значительно более подробное районирование глыбы можно найти в работе П. Д. Гамкрелидзе (1966).

Самой северной и наиболее приподнятой в современной структуре частью Б. Кавказа является Краевой горст Главного хребта, сложенный породами докембрия, пронизанными разновозрастными интрузиями. Докембрийские породы собраны в сложные складки, развитые системой разломов широтного и северо-западного простирааний. К последним приурочены узкие грабены и грабен-синклинали типа Тебердинского, в которых на докембрии несогласно залегает платформеноидный

комплекс палеозоя. В чешуях по разломам среди докембрия находятся слабометаморфизованные (филлиты), обычно интенсивно дислоцированные отложения нижней юры.

Горстовое поднятие Главного хребта разбито на четыре кулисообразно расположенных блока, впервые отчетливо изображенных на тектонической карте Л. А. Вardanянца. С юга горст Главного хребта ограничен главным надвигом, поверхность которого в бассейне р. Ингури, по данным С. С. Кузнецова и нашим наблюдениям, наклонена на северо-восток под углом 40—45°. По материалам Е. А. Долгинова, на междуречьи Кодори и Ингури докембрий образует Штавлерский покров с горизонтальным перемещением к югу до 15 км. К наиболее молодым поперечным разломам горста приурочен плиоцен — четвертичный вулканический массив Эльбруса. К западу и востоку горстовое поднятие Б. Кавказа испытывает ступенчатое погружение, и на его экстремумах образовались подзоны, в строении которых главную роль играют геосинклинальные формации юры, мела и палеоцена.

Самым западным поперечным сегментом Б. Кавказа является флишевая зона Сев.-Зап. Кавказа, ограниченная на востоке Шпехско-Адлерской полосой поперечных разломов. Осевое положение здесь занимает Гойхтский антиклинорий, построенный терригенной и терригенно-вулканогенной формациями нижней и средней юры. Складки более мелкого порядка, усложняющие антиклинорий, по южной периферии опрокидываются к югу и по разрывам надвигаются на Новороссийский синклинорий, сложенный верхнеюрским, меловым и палеогеновым флишем. Эти складки имеют форму правильных концентрических антиклиналей и синклиналей промежуточного типа, несколько нарушенных продольными разрывами. Севернее Гойхтского антиклинория протягивается Абинско-Гунайский синклинорий, сходный по строению с Новороссийским.

Восточнее горстового поднятия Главного хребта располагаются два поперечных сегмента Вост. и Юго-Вост. Кавказа. В зоне сланцевого поднятия Кавказа на поверхности преобладает терригенная формация нижней и отчасти средней юры. Она слагает ядра Дарьяло-Богосского и Сперзозо-Тфанского антиклинориев, которые, по данным В. Е. Хаина, состоят из мелких сжатых линейных складок, расположенных по отношению к осям антиклинориев веерообразно. Антиклинории ограничены разрывами и отделяются друг от друга Бежитинским грабен-синклинорием, выполненным нижней юрой.

Севернее и восточнее располагается часть Вост. Кавказа, построенная более простыми складками, образующими зону известнякового Дагестана. Здесь развиты крупные линейные типично сундучные антиклинали и плоскодонные синклинали, сложенные карбонатной формацией верхней юры, мела, палеогена и миоцена. В северо-восточной части известнякового Дагестана (Дагестанский клин) складчатые структуры образованы двумя структурно-формационными ярусами геосинклинального комплекса. Так, в ядре Уллучайского антиклинория выходят сильно смятые отложения нижней — средней юры, резко несогласно перекрытые формациями верхней юры, мела и палеогена. Южнее в этой зоне протягивается асимметричный Чиауро-Дибрарский синклинорий, выполненный верхнеюрским, меловым и палеогеновым флишем второго структурного яруса. Этот синклинорий сложен серией узких опрокинутых на юг и разорванных по южным крыльям изоклинальных складок. К югу надвиги местами переходят в покровы.

Наибольший интерес представляет Баскальский покров, имеющий амплитуду перемещения на юг 20—25 км и перекрывающий Кахетинско-Вандамскую зону, расположенную на стыке южного склона Б. Кавказа и Куринской межгорной впадины. Баскальский покров обоснован

непосредственным налеганием меловых отложений (дибрарская фация) на майкопскую свиту олигоцена—миоцена. При обосновании его амплитуды учитывалось, что южный край покрова сложен меловым разрезом, распространенным севернее меловых отложений Вандомского поднятия. Баскальский покров наряду со Штавлерским представляет редкий случай достаточно обоснованной тектонической структуры Кавказа, в которой наблюдается довольно большое горизонтальное перемещение горных пород.

В самом восточном сегменте Б. Кавказа (подзона Вост. Кавказа) с севера на юг расположены Тенгинско-Бешбармакский антиклинорий, Хизинский синклинорий и восточное продолжение Сперозо-Тфанского антиклинория. В ядре Тенгинско-Бешбармакского антиклинория выступает нижний ярус (глины байоса), трансгрессивно перекрытый карбонатной и флишевой формациями верхней юры и нижнего мела. Хизинский синклинорий выполнен верхнеюрскими и третичными отложениями второго яруса. В строении Сперозо-Тфанского антиклинория участвуют нижнемеловые отложения.

В Юго-Вост. Кавказе складчатые структуры с запада на восток закономерно изменяются от линейных с отчетливым движением масс к югу до типично брахиформных с развитием гребневидных и веерообразных антиклиналей. В районе Апшеронского п-ва система сжатых складок палеогена протягивается в акваторию Каспийского моря; около Баку она перекрывается полого смятыми орогенными отложениями верхнего палеогена и неогена. Намечающийся заворот осей складок на юго-восток свойствен лишь самому верхнему, среднеплиоценовому подъярсу.

К югу от «главного» надвига Б. Кавказа располагаются сжатые изоклиналильные опрокинутые на юг складки Сванетской подзоны. Важной ее особенностью, которая до последнего времени игнорировалась при рассмотрении палеозойской истории Б. Кавказа, является отсутствие несогласий от девона до юры включительно, т. е. отсутствие герцинских складчатых структур заверщенного развития. Этот факт был давно установлен С. С. Кузнецовым, но лишь в 60-е годы, после работ В. И. Славина, П. Д. Гамкрелидзе и наших наблюдений, он был подтвержден и истолкован нами в указанном смысле (Бархатов, 1965а). Зона включает пять сжатых линейных структур, осевые плоскости которых наклонены на северо-восток. В ядрах антиклиналей выходят метаморфизованные и пронизанные небольшими интрузиями кварциты, мраморы и филлиты девона, карбона и перми; синклинории выполнены флишевыми и флишеподобными формациями юры и нижнего мела.

Южнее расположена Абхазско-Рачинская зона, отделяющаяся от Сванетской крупным разломом. Она имеет отчетливо двухъярусное строение геосинклинального комплекса. Нижний ярус сложен мощными терригенной и вулканогенной формациями нижней и средней юры, верхний — карбонатной формацией верхней юры, мела и палеогена. Структурные формы этой подзоны отличаются от структур Сванетской меньшей сложностью и слабее выраженной тенденцией к опрокидыванию складок на юг.

С юга Центр. Кавказ ограничивается узкой Кахетино-Лечхумской складчато-чешуйчатой зоной, выполненной местами довольно мощными формациями мела, палеогена и миоцена и включающей несколько шовных поднятий с сокращенным разрезом нижнеюрско—среднепалеогеновых отложений. Самым восточным из таких поднятий является Вандомское, упоминавшееся в связи с Баскальским покровом, аллахтон которого из Дибрарской синклинальной полосы перемещен через Вандомское поднятие к северному краю Куринской межгорной депрессии.

Особое положение в структуре Альпийского геосинклинального пояса занимают Рионская и Куринская впадины, открывающиеся соответственно в сторону Черного и Каспийского морей, а также Черноморский и Южнокаспийский массивы с «океанической» корой. Рионскую и Куринскую впадины принято рассматривать в составе одного регионального подразделения, называемого Грузинской глыбой Закавказского срединного массива, хотя по структурному положению этот массив резко отличается от других срединных массивов, так как он только с двух сторон ограничен разными складчатыми системами: на севере — Кавказской, на юге — Понтийско-Эльбурской. В то же время по строению и истории развития Закавказский массив отличается от этих систем, что не позволяет объединять складчатые системы в один структурный регион. Рионская впадина занимает западную часть Закавказья, прилегающую к Черному морю. На востоке она замыкается Дзирульским поднятием, восточнее которого расположен Карталинский прогиб, обычно рассматриваемый как часть Закавказского срединного массива. Этот прогиб представляет неширокий замыкающийся к востоку синклинорий, разграничивающий Кавказскую геосинклинальную систему и Малокавказскую дугу в их наиболее сближенной части. Севернее Дзирульского массива расположено Окрибско-Сачхерское поднятие, также входящее в состав Грузинской глыбы.

В Рионской впадине разрез начинается с метаморфических пород Дзирульского массива, представленных кристаллическими сланцами и разного состава гнейсами, на которых залегают толща филлитов с мраморами, содержащими нижнекембрийский археоциат.<sup>1</sup> Кристаллические сланцы и гнейсы одними исследователями относятся к докембрию, другими — к нижнему палеозою. Метаморфические образования смяты в складки северо-восточного простирания. На них несогласно лежит толща вулканогенных пород среднего и верхнего карбона. Выше по разрезу залегают маломощные отложения нижней юры, затем нижнего и верхнего мела. Осадки верхнего мела, а также палеоцена и эоцена установлены и в центральной части Рионской впадины. Верхний эоцен, олигоцен, нижний и средний миоцен здесь отсутствуют. В маломощных толщах они распространены в прогибах, окаймляющих впадину, и в Дзирульском массиве. Плиоцен и мэотис, представленные глинами и песками, достигают в Рионской впадине 2500 м. Меловые, палеогеновые и неогеновые отложения впадины смяты в брахиантиклинали и гребневидные антиклинали, разделенные широкими синклиналими. Как показали геофизические исследования по продольному профилю от Дзирульского массива до побережья Черного моря, фундамент в пределах Рионской впадины ступенчато погружается в этом направлении на глубину до 6 км.

Значительно сложнее строение Куринского прогиба, который начинается восточнее г. Тбилиси и протягивается до Каспийского моря, где ограничивается зоной складок Бакинского архипелага, разделяющего прогиб и Южнокаспийский массив. С Рионской впадиной Куринская соединяется Карталинским прогибом. Куринская впадина подразделяется на западную и восточную части, резко различающиеся по своей структуре. В западной выделяются Мирзанский и Джейрангельский синклинорий и разделяющий их Чайминский антиклинорий. Восточная часть представляет собой обширную впадину, известную под названием Нижнекуринской.

<sup>1</sup> Остатки археоциат были обнаружены И. Г. Кузнецовым и Г. П. Барсановым в 1931 г. и определены А. Г. Вологдиным. После этого, несмотря на специальные поиски, археоциат в Дзирульском массиве не находили.

В основании разреза западной части Куринского прогиба залегают юрские и меловые осадочные и вулканогенные образования, на которых лежит комплекс отложений от олигоцена до плиоцена. В Мирзанском синклинории, расположенном на севере прогиба, этот комплекс смят в складки, осевые плоскости которых наклонены к югу. Южные крылья усложняющих антиклиналей разорваны надвигами, что придает синклинорию чешуйчатое строение. Чайминский антиклинорий находится на продолжении Аджаро-Триолетской подзоны Малокавказской дуги. В его ядре выступают отложения верхнего олигоцена и миоцена. В асимметричном с глубоко погруженным северным крылом Джейрангельском синклинории олигоцен—плиоценовые отложения смяты в брахиантиклинальные складки, разделенные широкими синклиналями. В целом западную часть Куринского прогиба надо рассматривать как область погруженных геосинклинальных структурных форм, перекрытых комплексом отложений, возникшим в орогеническую стадию, в которой процессы складкообразования не затухли до сих пор.

Нижнекуринская впадина занимает бассейн нижнего течения рек Куры и Аракса. В рельефе она выражена обширной низменностью. Разрез выполняющих ее отложений не изучен. На основании геофизических данных предполагается, что во впадине развиты преимущественно плиоценовые и четвертичные отложения общей мощностью до 5 км, из которых на четвертичные приходится 1 км. Ниже залегает фундамент, построенный, по нашему мнению, докембрийскими образованиями. На севере впадины верхнеплиоценовые и нижнечетвертичные отложения смяты в пологие антиклинальные и синклинальные складки, выраженные в рельефе. Южные крылья антиклиналей часто разорваны надвигами. На остальной части впадины осадки залегают спокойно и образуют поперечное поднятие. Мощность коры здесь от 40 до 45 км, а мощность «гранитного» слоя около 5 км. По направлению к Каспийскому морю он, по мнению геофизиков, выклинивается.

Черноморский срединный массив<sup>1</sup> занимает глубокоководную асейсмичную часть Черного моря, и сущность его геологии пока не выяснена. Как показали исследования, проведенные под руководством Ю. П. Непрочнова, по крутому склону, напоминающему континентальную ступень в океане, массив граничит на севере с Кавказской, а на юге — с Понтийской складчатой системами. В Черноморском массиве выделяются две зоны, различающиеся по строению коры.

Внутренняя зона однородна. Земная кора здесь состоит из «базальтового» и осадочного слоев. Мощность осадочного слоя в восточной части 8—10 км, «базальтового» 12—14 км; в западной соответственно 12—15 и 5—6 км. В осадочном слое выделяются границы раздела с граничными скоростями от 2,5 до 4,0 км/сек, указывающие на неоднородное его строение и увеличение плотности с глубиной. В верхней части слоя многочисленные границы раздела близки к горизонтальным. Поверхность Мохо и поверхность «базальтового» слоя обычно несогласны. Наиболее приподнята поверхность Мохо в центральной части массива, к периферии она погружается за счет «появления» и увеличения «гранитного» слоя. Поверхность «базальтового» слоя в одних случаях погружается, как, например, к Рионской впадине и Таманскому п-ву, в других воздымается, например к Крымскому побережью. Высокое положение занимает поверхность «базальтового» слоя в западной и восточной частях массива, а в средней погружается.

<sup>1</sup> Термин принят условно, так как значительная часть акватории, по нашим представлениям, является опущенной частью Крымско-Кавказской и Понтийской складчатых систем.

Внутренняя часть массива окаймляется широкой зоной, в которой земная кора трехслойна за счет появления «гранитного» слоя мощностью 4—7 км. Строение ее неоднородно. Южнее Крымского антиклинория и в восточной части Рионской впадины установлены поднятия гранитного слоя, имеющие северо-западное простирание. Поднятие и гряды другого строения выделяются также в рельефе дна и в осадочном слое зоны. Все это дало основание Непрочнову (Гончаров и др., 1966) рассматривать ее областью более древней, как он считает, доальпийской складчатости (см. рис. 6).

Южная часть дна Каспийского моря, по представлениям многих геологов, является областью Южнокаспийского срединного массива (Геологическое строение СССР, т. 2. Тектоника, 1968). Нами впадина Южного Каспия разделяется на две части: северо-восточная ее половина входит в Туранскую зону (см. выше), а юго-западная — в Альпийский складчатый пояс и рассматривается как резко опущенная (см. рис. 22). Степень дислоцированности рыхлых осадков неоген—антропогена в юго-западной и северо-восточной половинах значительно отличается. Так, западная половина впадины, в том числе и ее глубоководная часть, характеризуется интенсивной дислоцированностью осадков, которые собраны в отчетливо ориентированные складки северо-западного или меридионального направления. В зоне же предполагаемого нами Байкальского краевого массива слои залегают почти горизонтально.

Магматизм Кавказского сектора Крымско-Кавказской системы отличается напряженностью и многообразием состава пород, различными формами проявления от начала юры до антропогена. Так же как и в Крыму, слабые следы вулканизма (прослой туфогенных пород) известны в триасе.

Первая мощная фаза эффузивного магматизма проявилась наиболее ярко в лейасе в полосе южного склона и в краевых частях горста Главного хребта. Здесь накапливаются спилиты и альбитофиры, образуются пластовые внедрения диабазы. В западной части этой же зоны подводные излияния основных и субщелочных эффузивов усиливаются в начале средней юры. Своего максимума эффузивная деятельность достигает в байосе в полосе к югу от линии Сочи—Шемаха. Особенно мощные толщи андезит-базальтовых порфиритов, спилитов и пирокластов накапливаются в Абхазско-Рачинской подзоне. К средней юре (бат) относятся многочисленные интрузии гранодиоритового состава с дифференциатами от габбро и диоритов до гранитов, которые приурочены главным образом также к Абхазско-Рачинской подзоне. Слабее проявился позднеюрский вулканизм, выраженный в пределах Грузинской глыбы щелочными базальтами.

Второй этап интрузивного магматизма на Б. Кавказе относится к предмеловой эпохе. Он отмечен возникновением небольших гранитоидных интрузий Главного хребта Центр. Кавказа (Милановский, Хаин, 1963). Значительно слабее выражен меловой этап. В альбе—сеномане вулканическая деятельность приурочена к глубинному шву между полосой южного склона и Грузинской глыбой. Интрузивные проявления мела представлены внедрением мелких интрузий габбро и диоритов. К южному и северному ограничениям Главного хребта приурочены также небольшие интрузии аноклазовых гранитов и гранодиоритов.

Следующий этап магматизма — палеогеновый — выражен на Б. Кавказе очень слабо. К эоцену относятся мелкие интрузии дацитов в зоне «главного надвига» Б. Кавказа. Новое усиление, но уже субазрального магматизма совпадает с началом орогенеза (конец миоцена). Вулканическая активность Б. Кавказа и излияние андезит-дацитовых лав отмечены в позднем плиоцене и в меньшем объеме вплоть до голоцена.

## Понтийско-Эльбурская система

На территории Советского Союза расположена только часть этой системы, представленная дугой М. Кавказа, граничащей по зоне глубинных разломов с Грузинской глыбой. Исследователи тектоники М. Кавказа обычно рассматривают его в составе Кавказской складчатой системы, хотя уже давно отмечались различия в их тектоническом строении и более тесная связь Малокавказской дуги со складчатыми сооружениями М. Азии. В последнее время особенно убедительно это было высказано П. Д. Гамкрелидзе, который выделяет Понтийско-Триалетскую складчатую область и складчатую область южной части М. Кавказа (1966), принадлежащую Понтийской и Эльбурской складчатым системам.

Геологи, изучавшие Малокавказскую дугу, выделяют Аджаро-Триалетскую зону (синклинорий), Сомхето-Карабахскую зону, состоящую из Сомхето-Карабахского антиклинория, Акеринского и Севанского синклинориев, и Армянскую зону, в которой различаются Мисхано-Зангезурская полоса поднятий, Ереванский и Ордубадский синклинорий и Даралагезское поднятие. На юго-востоке Малокавказской дуги расположен Тальшский антиклинорий, отделенный от остальной части Нижнеараксинским прогибом, а на юго-западе дуга ограничена Араксинским прогибом, который образован несколькими впадинами, разделенными поднятиями. Составляющие Малокавказскую дугу структурные элементы представляют собой кулисообразно расположенные звенья и в свою очередь в сочетании образуют дуги, вложенные одна в другую. На западе Малокавказская дуга осложнена вулканическими покровами, возникшими в позднемиоценовое — четвертичное время и наложенными на более древние структурные формы.

В основании стратиграфического разреза Малокавказской дуги залегает метаморфический комплекс, представленный различными кристаллическими сланцами, реже гнейсами, мраморами, кварцитами, обнажающимися в Локском, Храмском и Арзаканском массивах. Такие же кристаллические сланцы выступают в нижней части разреза Мисханского и Зангезурского поднятий. Они сменяются вверх по разрезу менее метаморфизованными породами: хлоритовыми и глинисто-графитовыми сланцами с линзами доломитов и мраморов, а затем основными эффузивами, превращенными в амфиболиты и роговообманковые сланцы. Мощность метаморфизованного комплекса небольшая — около 2 км. Точный возраст комплекса не установлен: его принято относить к нижнему палеозою, но больше данных за то, что комплекс докембрийский. Нижнепалеозойские и силурийские отложения на М. Кавказе не установлены. Девон обнажен в южной части М. Кавказа, где представлен толщей различных известняков, с которыми сверху переслаиваются песчаники, глинистые сланцы, кварциты, общей мощностью до 2 км. Залегают девонские отложения на метаморфическом комплексе резко несогласно. Выше согласно залегает толща преимущественно терригенных пород с подчиненными известняками мощностью 500 м, составляющая турнейский и визейский ярусы. Средний и верхний карбон присутствует только в северной части, в Храмском массиве, где на древних гранитах располагаются кварцевые порфиры, а выше — вулканогенно-осадочная толща общей мощностью менее 1 км. Пермские отложения, сложенные известняками мощностью до 500 м, распространены на юге М. Кавказа. Также маломощен триас (до 800 м), образованный карбонатными породами, слагающими все три отдела на Даралагезском и Джульфинском поднятиях. К северо-западу от этих поднятий верхний триас выражен континентальными угленосными отложениями.

Нижний и средний отделы юры залегают несогласно разными горизонтами с конгломератами в основании на подстилающих образованиях. Они представлены терригенными породами, а для байоса и отчасти бата характерны вулканогенные образования спилит-кератофировой формации, мощность которой в северной части системы до 4 км. Верхняя юра сложена терригенными, карбонатными и вулканогенными, преимущественно порфирированными, породами общей мощностью до 2 км. Нижний мел распространен в Аджаро-Триалетском синклиории, где развиты известняки нижнего апта и толща порфиритов верхнего апта и альба, а также в Сомхето-Карабахской зоне, где нижнемеловые отложения представлены карбонатными и терригенными породами с примесью туфогенного материала мощностью свыше 1500 м. Верхний мел распространен широко и достигает мощности более 3 км. Нижняя часть его разреза до верхнего сантона сложена вулканогенными породами разного состава, а также терригенными и карбонатными, верхняя — преимущественно известняками. Палеоцен и эоцен в Аджаро-Триалетской зоне начинаются флишевыми отложениями, а средний и верхний эоцен выражен в основном вулканогенными формациями среднего состава. Общая мощность палеогена и эоцена в зоне до 7 км. Приблизительно таков же разрез палеоцен—эоценовых образований в остальной части М. Кавказа, где они приурочены главным образом к прогибам. В основании разреза залегают флишевые отложения или известняки, а начиная со среднего эоцена широко развиты эффузивы среднего и основного составов общей мощностью до 4 км.

Олигоцен и нижний миоцен сложены преимущественно терригенными породами, а местами андезитовыми лавами повышенной щелочности и туфогенным материалом. Появляется много конгломератов и отложения озерных и лагунных фаций. Мощность олигоцена — нижнего миоцена в прогибах достигает до 2 км. Отложения среднего и верхнего миоцена и нижнего плиоцена, приуроченные к Араксинскому прогибу и впадинам, представлены глинами, часто гипсоносными и иногда с известняками. На Армянском и Ахалкалакском нагорьях в это время изливались лавы разного, но главным образом среднего состава. Мощность этих отложений в Араксинском прогибе до 2500 м. Среднеплиоценовые отложения на М. Кавказе развиты незначительно. Возможно, к ним относится часть вулканогенных образований, рассматриваемых обычно в качестве верхнеплиоценовых. Последние представлены преимущественно различными по составу эффузивами от липаритов до базальтов и туфогенно-континентальными озерными отложениями, накапливающимися в условиях расчлененного рельефа. Среди четвертичных образований наряду с континентальными, аллювиальными, озерными и др. нередко распространены вплоть до голоцена покровы и потоки андезит-базальтовых, дацитовых и андезит-дацитовых лав и туфы того же состава.

Из стратиграфического разреза и особенностей тектоники М. Кавказа следует, что в его развитии выделяются четыре различных по тектоническому режиму периода. В первый период образовался комплекс, сложенный метаморфическими породами. Судя по степени метаморфизма и складчатости он формировался в геосинклинальных условиях. Во второй период (от девона<sup>1</sup> до среднего триаса включительно), характеризующийся сравнительно слабыми тектоническими движениями, по-видимому, в условиях платформеноидного режима сложился комплекс терригенных и карбонатных пород. В третий период, начавшийся с верхнего триаса и продолжавшийся до эоцена, сформировался разнообразный

<sup>1</sup> Указаны присутствующие отложения, хотя для всей складчатой системы второй период следует начинать с кембрия или венда (?).

по составу осадочных и магматических пород очень мощный комплекс с типично выраженными чертами геосинклинального развития, в котором выделяются три структурных яруса. Время образования первого яруса — триас, второго — ранняя юра — ранний мел, третьего — поздний мел — поздний олигоцен. Наконец, четвертый, орогенический комплекс возник в период, который начался с позднего олигоцена. В нем также различаются три структурных яруса, образовавшихся в течение позднего олигоцена — среднего миоцена, позднего миоцена — раннего плиоцена и позднего плиоцена — четвертичного времени.

Структурный план Малокавказской дуги определяется формами третьего, геосинклинального, комплекса. Докембрийский фундамент образует незначительные по площади выступы среди этого комплекса, и внутренняя его структура слабо изучена. Имеются указания, что метаморфические толщи смяты в складки северо-восточного или меридионального простирания. Такие же простирания наблюдаются местами в мезозойских отложениях, облекающих глыбы неглубоко залегающего фундамента. Платформеноидный комплекс был переработан позднейшими движениями, и его структурные формы почти полностью подчинены структурным элементам третьего, геосинклинального, комплекса.

Аджаро-Триалетский синклинорий составляет внешнюю северо-западную часть Малокавказской дуги. Он протягивается в юго-западном направлении на расстояние 300 км от Тбилиси до побережья Черного моря и далее за пределы Советского Союза и ограничен с севера и юга глубинными разломами. Синклинорий построен структурными формами третьего яруса (апт — эоцен) геосинклинального комплекса, представленными линейными сильно сжатыми, а в центральной части иногда коробчатыми складками, опрокинутыми от осевой части на север и юг, что придает ему веерообразную форму. Простирание складок широтное на востоке, юго-западное на западе. Они рассечены многочисленными разрывными нарушениями, особенно в северном крыле, где складки по крутым надвигам опрокинуты и надвинуты на Грузинскую глыбу. По краям синклинория находятся небольшие прогибы, в которых развиты структурные формы первого яруса орогенического комплекса.

Кулисообразно по отношению к Аджаро-Триалетскому синклинорию расположен Сомхето-Карабахский антиклинорий, отделяющийся от синклинория Болнисским прогибом и составляющий внешнее северо-восточное звено Малокавказской дуги. Для него характерно складчатоглыбовое строение, обусловленное выступами фундамента, особенно на северо-западе, где находятся Храмский и Локский массивы, Шамхорская и Алавердская антиклинали коробчатого строения, сложенные нижней и средней юрой. Храмский и Локский массивы составляют ядра антиклинальных складок северо-восточного простирания, быстро погружающихся на юго-запад и северо-восток. В синклинали между ними развиты короткие пологие складки того же простирания. На юго-востоке зоны структурные формы приобретают вид линейных складок, сложенных интенсивно деформированными среднеюрскими вулканогенными толщами. В разделяющих антиклинальных поднятия синклиналях отложения юры и верхнего мела смяты в менее напряженные складки вплоть до брахиформных.

На юго-западе Сомхето-Карабахский антиклинорий окаймляется Акеринским и Севанским синклинориями. Акеринский синклинорий северо-западного простирания построен структурными формами, которые образованы отложениями средней — верхней юры и верхнего мела, прорванными поздне меловыми гипербазитами и гранитоидными интрузиями эоценового возраста, приуроченными к разломам. Осадочные и

вулканогенные толщи деформированы в напряженные до изоклинальных складки, осложнены разрывными нарушениями. На юго-востоке, где синклиний погружается, развиты структурные формы орогенического комплекса, представленные складками с пологими крыльями.

Севанский синклиний расположен на северо-западном продолжении Акеринского и подразделяется на разноориентированные антиклинали и синклинали. Он сложен верхнемеловыми — эоценовыми осадочными и вулканогенными толщами, прорванными гипербазитами и гранитоидами и смятыми в линейные складки с крутыми крыльями. Местами развиты складки с пологими крыльями и брахискладки. К осевой части синклинория приурочены структурные формы орогенического комплекса, представленные наложенными глубокими впадинами и грабенами, выполненными неогеновыми и четвертичными породами. В большинстве случаев впадины также ограничены разрывными нарушениями и флексурами. Их форма осложнена мульдами, разделенными поднятиями.

Армянская структурно-фациальная зона отличается от других зон Малокавказской дуги тем, что в ее пределах третий структурный ярус геосинклинального периода непосредственно налегает на фундамент или на платформеноидный комплекс, которые образуют кулисообразно расположенные глыбовые поднятия, разделенные синклиналиями. На северо-западе зоны находится Мисханское поднятие, представляющее блок фундамента, сложенный древними метаморфическими породами. Платформеноидный комплекс выступает в ядре Аргичинской брахиантиклинали и в Зангезурском блоке, приуроченном к глубинному разлому, отделяющему Армянскую зону от Сомхето-Карабахской зоны. На границе с Араксинским прогибом расположен Даралагезский блок платформеноидного комплекса, на юго-западе ограниченный разломом, а на северо-востоке полого погружающийся под геосинклинальный комплекс. Палеозойские и триасовые отложения в нем смяты в пологие складки, разорванные многочисленными взбросами, на границе с которыми складки местами запрокинуты.

Ордубадский синклиний представляет вытянутый на северо-запад неправильной формы прогиб, построенный структурными формами третьего яруса. Они представлены линейными складками, сложенными преимущественно палеоген—эоценовыми осадочно-вулканогенными толщами. На северо-востоке синклинория развиты слабодислоцированные вулканогенные образования и осадочные толщи орогенического комплекса.

Ереванский синклиний расположен к северо-западу от Ордубадского и отделен от него поднятиями. Обнажена только часть синклинория, на северо-западе и он погружен под вулканогенный Армянский покров. В синклинории развиты структурные формы третьего яруса геосинклинального комплекса и формы орогенического комплекса, сменяющие друг друга с юго-запада на северо-восток. На юго-западе распространены симметричные складки субширотного простирания, в которые смят верхний мел и палеоген, залегающие непосредственно на фундаменте, северо-восточнее появляются складки, сложенные олигоценом, а наиболее погруженная часть выполнена миоценом, смятым в гребневидные складки.

Тальшский антиклиний является крайним юго-восточным звеном Малокавказской дуги. От остальной ее части он отделен Приараксинским прогибом. Антиклиний погружается на северо-запад и юго-восток, где соединяется с эльбурскими складчатыми сооружениями. Он сложен главным образом вулканогенно-осадочными палеогеновыми толщами, смятыми в сжатые с крутыми крыльями и изоклинальные

складки, опрокинутые к северо-востоку. В средней части антиклинорий осложнен Ярдымлинским прогибом, в котором обнажены менее деформированные верхнеолигоценовые — нижнемиоценовые отложения. Араксинский прогиб представляет крайнее южное звено Малокавказской дуги. На северо-востоке он ограничен глубинным разломом, к которому приурочены экструзивные тела позднемиоцен—раннеплиоценового возраста. Прогиб состоит из Араратской, Садарской, Нахичеванской впадин, разделенных поднятиями. Впадины и прогиб в целом выполнены отложениями верхнего олигоцена — нижнего плиоцена, залегающими на платформеноидном комплексе, обнажающемся в поднятиях. Лишь в Нахичеванской впадине развиты среднеюрские, верхнемеловые и эоценовые образования сокращенной мощности. Мощность верхнеолигоценовых — нижнеплиоценовых отложений во впадине до 3 км. Они слабдеформированы и образуют складки с пологими крыльями или брахискладки. Выше несогласно залегают верхнемиоценовые — четвертичные отложения, среди которых широко распространены эффузивы основного состава. Эти образования полого наклонены в разных направлениях.

Армянский и Ахалкалакский вулканогенные покровы, развивавшиеся с конца миоцена, несогласно налегают на более древние структурные формы. В структуре этих покровов выделяются овальные или брахиформные поднятия разных направлений, приуроченные к зонам разломов. Нередко на них расположены потухшие вулканы. Поднятия разделены современными впадинами, которые местами наследуют рельеф подстилающего основания.

Магматизм Малокавказской дуги характеризуется интенсивностью и разнообразием процессов в период формирования фундамента и особенно в геосинклинальный и орогенный периоды. Магматические проявления платформеноидного режима изучены недостаточно, и возрастное положение их спорно. В период формирования фундамента изливались основные лавы, превращенные затем в мощную толщу амфиболитов. Излияния лав сопровождалось внедрением габброидов. Позднее образовались лейкократовые граниты. Неясен возраст гранитоидов в Храмском массиве.

Магматические процессы в геосинклинальный период продолжались, затухая на отдельных этапах с раннеюрского времени почти до современной эпохи. Наиболее мощным был магматизм в доорогеническое время. При этом как вулканические, так и плутонические явления повторялись на фоне эволюционного процесса. В целом магматизм Малокавказской дуги ближе к уральскому типу, резко отличному от магматизма Кавказской геосинклинальной системы. Магматические проявления начались в конце ранней юры с излияния основных лав на крайнем юго-востоке дуги, в Нахичеванском районе. Затем, в течение всего второго этапа и особенно в средней юре, в прогибах изливались андезит-базальтовые лавы, а на поднятиях — лавы среднего и кислого составов. Излияния сопровождалось внедрением штоков и пластовых интрузий габброидов и диоритов. В поздней юре вулканическая деятельность стала слабее, но состав вулканических продуктов сохранялся. Закончился второй этап внедрением интрузий сложного состава — от кварцевых диоритов до гранодиоритов.

Не менее интенсивные, но более разнообразные по составу продуктов магматические процессы происходили в третий этап геосинклинального периода. На этом этапе можно выделить три фазы магматизма. В первую фазу, начавшуюся с альбского века, образовались типичные спилиткератофировая и офиолитовая формации. Вулканические процессы продолжали нарастать до середины позднего мела, когда они достигли ма-

ксимума в Аджаро-Триалетской и Сомхето-Карабахской зонах. В прогибах зон изливались лавы основного состава (андезито-базальты и базальты), а на поднятиях — от средних до кислых. Местами эффузивы обладают повышенной щелочностью. Одновременно по разломам внедрялись хромитонесные гипербазиты. Гранитоиды этой фазы выделяются условно. После ослабления во второй половине позднего мела вулканические процессы снова оживились в палеоцене и особенно в эоцене в Аджаро-Триалетской зоне и распространились на Севанский и Ордубадский синклиновые и Талышский антиклинорный прогибы. Одновременно отмечается усиление кислотности вулканических продуктов. В это время образовались андезиты, подчиненное положение занимают дациты и липариты. Вторая фаза магматизма закончилась внедрением разнообразных по составу интрузий: ультрабазитов, габброидов, диоритов, плагиогранитов, гранодиоритов. Третья фаза магматизма характерна для позднего эоцена — середины олигоцена, когда происходило излияние различных по составу лав — от базальтов до кислых, а также щелочных — и внедрение гранитоидов сложного состава, в том числе крупного Мегри-Ордубадского плутона, приуроченного к зоне глубинного разлома. В отдельных местах в эту фазу образовались щелочные интрузии.

В первый этап орогенического периода развития Малокавказской дуги — поздний олигоцен и ранний миоцен — магматические проявления были слабыми. В отдельных местах Севанского и Ордубадского прогибов изливались лавы преимущественно основного состава, редко кислого. Но уже во второй этап — поздний миоцен и ранний плиоцен — вулканические процессы распространились на большую территорию, положив начало формированию Ахалкалакского и Армянского многоярусных вулканогенных покровов, наложившихся на ранее возникшие структурные элементы. Развитие вулканизма шло от преобладания эксплозивных извержений с более кислыми продуктами к трещинным излияниям лав основного состава. Во второй этап образовались мощные лаво-пирокластические толщи андезит-дацитового состава в Ахалкалакском нагорье и преимущественно андезитового в Армянском нагорье. Закончился второй этап внедрением гипабиссальных интрузий в Нахичеванском районе. В третий этап — поздний плиоцен и четвертичное время — в восточной части Ахалкалакского нагорья изливались базальты, образовавшие две полосы меридионального простиранья, между которыми извергались андезит-дацитовые лавы. На Армянском нагорье также господствовали трещинные излияния, но лавы были более кислые — андезит-базальтовые и базальтовые, а на отдельных участках — андезитовые и дацитовые.

### **Каракорумская система**

Каракорумская система, входящая в Альпийский геосинклинальный пояс, представлена на территории Советского Союза своей западной частью, известной под названием Центр. и Южн. Памира. От расположенной на севере Куньлуньской складчатой зоны она отделена глубинным Акбайтальским разломом. Строение Памирского сектора Каракорумской системы неоднородно. По структурно-тектоническим особенностям в ней выделяются зоны Центр. Памира, Юго-Вост. Памира и Юго-Зап. Памира (Бархатов, 1963).

В основании стратиграфического разреза Каракорумской системы залегает метаморфический комплекс (ваханская серия), обнажающийся в Юго-Зап. и Центр. Памире.<sup>1</sup> В Юго-Зап. Памире преобладают гней-

<sup>1</sup> На незначительной площади выходы верхнего докембрия предполагаются нами и в зоне Юго-Вост. Памира.

сы, мигматиты, кристаллические сланцы с прослоями мраморов общей мощностью более 10 км. Возраст их считается архейско-протерозойским. В этом комплексе широко проявился калиевый и натровый метасоматоз и более поздний мезо-кайнозойский контактовый метаморфизм. Во многих случаях отмечаются новообразования типа катаклазитов, бластомилонитов и филлонитов. В Центр. Памире предположительно протерозойские гнейсы, амфиболиты, метаморфические сланцы, кварциты и мраморы образуют толщу мощностью до 5500 м (ванч-язгулемский и музкол-рангульский комплексы).

Разрез палеозоя начинается с известняков нижнего кембрия, залегающих в тектонических чешуях осевой части Центр. Памира. Их мощность не превышает 100 м. Ордовик известен лишь в Центр. Памире, где он сложен терригенными отложениями, мощность которых с запада на восток возрастает от 500 до 800 м. Ордовикские отложения постепенно переходят в силурийские. Последние в западной части зоны представлены преимущественно известняками мощностью до 1 км, а в районе оз. Рангуль — известняками с подчиненными сланцами, песчаниками и маломощными эффузивами мощностью до 850 м. Силур выше по разрезу переходит в девонскую карбонатную толщу мощностью до 2 км, которая также без перерыва сменяется известняками карбона мощностью до 600 м. Весь этот комплекс пород не известен на Юго-Зап. и Юго-Вост. Памире. Вероятно, там отложения этого возраста, за исключением каменноугольных осадков, не накапливались. Пермь в Центр. Памире представлена терригенными, в том числе флишеидными, образованиями мощностью до 1500 м. В Юго-Вост. Памире нижняя пермь сложена сланцами с известняками и основными эффузивами в верхней части мощностью не менее 1300 м. Верхняя пермь более пестрая по составу — известняки, кремнистые сланцы, вулканогенно-обломочные породы общей мощностью до 200 м.

Нижний и средний триас в Центр. Памире сложен маломощной известняково-мергелистой свитой, а верхний триас — филлитовидными сланцами и песчаниками мощностью до 2 км. В Юго-Вост. Памире триас делится на две толщи: нижняя, преимущественно известняковая, мощностью от 20 до 900 м объединяет нижний и средний отделы и карнийский ярус; верхняя, преимущественно песчано-сланцевая, мощностью от 300 до 1300 м, включает остальную часть разреза. В Юго-Зап. Памире триасовые отложения представлены контактово-измененными узловатыми сланцами. Нижне- и среднеюрские отложения в Центр. Памире выражены в основном терригенными породами, а по южной периферии — вулканогенно-обломочной формацией, лежащей трансгрессивно. Верхняя юра сложена известняками. В наиболее полных разрезах мощность системы до 2200 м. В Юго-Вост. Памире развита юрская карбонатная формация, лежащая трансгрессивно на пермских и триасовых отложениях и составляющая местами толщу более 2 км. В Юго-Зап. Памире юра представлена маломощными известняками; на большей площади они размыты или не отлагались. Нижний мел представлен красноцветными, преимущественно песчанистыми, породами, а верхний мел — маломощными рудистовыми известняками. Палеоцен и эоцен в Центр. и Юго-Вост. Памире сложены континентальными красноцветными песчаниками, конгломератами с прослоями глинистых известняков, эффузивов и туфов, залегающими несогласно на древних породах и достигающими местами мощности более 800 м.

Олигоценные и неогеновые образования сложены грубообломочными континентальными отложениями молассовой формации.

Из анализа стратиграфического разреза следует, что в тектоническом развитии Памирского сектора Каракорумской системы выделяются

четыре структурных комплекса, возникших в различных тектонических условиях. Самым древним является складчатый метаморфический комплекс фундамента геосинклинального происхождения. Второй комплекс отличается чертами платформеноидного развития; он образовался в период от кембрия или верхов рифея до среднего триаса включительно и наиболее полно представлен в Центр. Памире, частично — в Юго-Вост. Памире. Третий комплекс геосинклинального развития формировался с верхнего триаса до эоцена включительно, хотя местами особенности строения верхнего палеозоя указывают на начало геосинклинального режима, возможно, с карбона. В нем при такой трактовке выделяются подкомплексы доинверсионной стадии, развивавшейся с карбона или верхнего триаса до юры включительно, и инверсионной, образовавшейся с раннего мела до олигоцена. С олигоцена начал формироваться четвертый, орогенческий, комплекс.

Структурные формы, составляющие фундамент Каракорумской системы, построены ваханской серией, выходящей на поверхность в среднем массиве Юго-Зап. Памира, а также ванч-язгулемским и музкол-рангульским комплексами, распространенными в Центр. Памире. Срединный массив ограничен глубинными разломами. Простирающиеся структурные формы массива и метаморфизм слагающих его пород резко дисгармонируют с простиранием структурных форм прилегающих зон, сложенных более молодыми образованиями. По северной периферии массива развиты многочисленные интрузии мезозойского возраста, сопровождаемые большим количеством инъекций, которые создают ложное впечатление о постепенном переходе кристаллической серии пород массива в метаморфические верхнепалеозойско — нижнемезозойские толщи Рушанского хребта.<sup>1</sup> Вдоль южной границы массива гнейсы, мигматиты, мраморы располагаются вблизи от контактово-измененных или почти неизмененных отложений триаса. На контакте между ними залегают граниты, чаще контакт тектонический.

Региональной структурной формой первого порядка южной части массива является куполовидное поднятие, образованное сочетанием Абхарвской брахиантиклинали северо-западного простирания и пологой Ваханской антиклинали северо-восточного простирания. Абхарвская брахиантиклиналь построена серией крутых складок, опрокинутых на юго-запад. Ваханская антиклиналь имеет асимметричное строение — ее юго-восточное крыло примерно в три раза короче и значительно круче северо-западного. Эти антиклинали осложнены сравнительно простыми складками, местами с очень пологими крыльями, прослеживаемыми на несколько километров, и специфическими мелкими складками волочения, течения, плейчатости, а также зонами бластомилонитов и катаклазитов. Северная часть массива представляет почти широтную моноклиаль, падающую на север. Для нее характерны широкое развитие гранитоидов, наличие теневых структур и протяженные мощные зоны различного рода милонитов. Следует отметить неудачную, по нашему мнению, попытку расчленить ваханскую серию на комплексы, предпринятую группой авторов во главе с Б. Я. Хоревой (Мурина и др., 1965). Выделенные ими горанская и шахдаринская серии в действительности не отделяются каким-либо несогласием или глубинным разломом, а залегают согласно, являясь частями единого разреза ваханской серии. Древние структурные формы массива перекрыты маломощными дислоцированными юрскими и неогеновыми отложениями, сохранившимися в виде отдельных пятен.

<sup>1</sup> Точка зрения о постепенности перехода принята в работе А. Г. Давыдченко (1966).

В зоне Центр. Памира фундамент выделяется предположительно в виде относительно простых складок, сложенных метаморфическими породами и сильно нарушенных разломами последующих движений. В пределах Юго-Вост. Памира по ряду косвенных геологических признаков и небольшим выходам предполагаемого протерозоя в Рушанском и Базардаринском хребтах можно допускать неглубокое залегание фундамента под третьим — геосинклинальным структурным комплексом (Бархатов, 1963).

Центральный Памир в целом представляет собой складчато-глыбовый мегантиклинорий, образующий пологую дугу, выпуклую к северу. Он подразделяется на Ванч-Язгулемский и Музкол-Рангульский необращенные антиклинории, Сарезско-Пшартский обращенный антиклинорий, Язгулемский синклинорий, а также Ванчский и Акбайтальский синклинории складчато-чешуйчатого строения.

Ванч-Язгулемский антиклинорий расположен в западной части Центр. Памира. Его ядро образовано протерозоем, конформно дислоцированным с кембрийско-девонскими отложениями. Границами антиклинория являются длительно развивающиеся краевые разломы, выраженные в современной структуре на севере Ванчском взбросо-надвигом, а на юге Язгулемским надвигом, наклоненным на юго-восток. Внутреннее строение Ванч-Язгулемского антиклинория сложно. В нем наряду с четко выраженными блоками или чешуями развиты линейные складки, сложность которых в значительной степени обусловлена литологией и положением по отношению ко всему антиклинорию. Все структурные элементы антиклинория вытянуты на северо-восток, а его шарнир погружается на юго-запад и северо-восток. С севера на юг антиклинории выделяются Ванчская синклиналь, Ванчская антиклиналь, Северо-Язгулемская синклиналь и Язгулемско-Мазордаринская антиклиналь.

Ванчская антиклиналь сложена отложениями нижнего и среднего палеозоя. В ее ядре, у устья р. Язгулем, обнажены известняки силура, образующие сравнительно простую, но с крутыми крыльями складку. Восточнее наблюдаются складки более мелких порядков, сложенные метаморфическими породами протерозоя. Ванчская антиклиналь прослеживается от устья р. Мотраун до ледника Сунгат. В ее ядре залегает несколько интрузий. Внутреннее строение антиклинориала усложнено многочисленными крутыми продольными разломами. Северо-Язгулемская синклиналь протягивается от устья р. Мотраун до верховий р. Барнавадж. Составляющие ее ядро отложения ордовика и силура местами смяты в сложные сжатые складки. Язгулемско-Мазордаринская антиклиналь — наиболее протяженная. Максимальной ширины она достигает в западной части Язгулемского хребта, где к ней приурочен ряд гранитных интрузий, сопровождающихся множеством инъекций. Восточное окончание антиклинориала расположено в ледниковой области Федченко, где в районе ледника Абдукагор к ее ядру также приурочены граниты. Западная часть антиклинориала, несмотря на большое количество интрузий, имеет отчетливо выраженные крылья. Южное из них намечается у сел. Дерзуд, северное — у устья р. Раушарв. В районе р. Богуз антиклиналь сильно сужается, отчасти, видимо, за счет надвига мезозоя, но в основном за счет ундуляции шарнира; восточнее, к верховьям р. Язгулем, опять расширяется. Строение антиклинориала усложнено многочисленными продольными разрывами, среди которых преобладают крутые взбросы и сбросы; подчиненное значение имеют пологопадающие надвиги (секущие, согласные) и кольцеобразные в плане надвиги с небольшой амплитудой перемещения.

В восточной части Центр. Памира расположен Музкол-Рангульский

горст-антиклинорий. По новым данным М. С. Дюфура и др. (1970), в его строении преобладает не докембрий, а отложения от каменноугольных до юрских включительно. В ряде мест Дюфуром обнаружены органические остатки: споры, водоросли, таблички панциря и иглы морского ежа, растительный детритус. Верхнепалеозойские и мезозойские сильнометаморфизованные породы не являются редкостью для Каракорумской системы, однако отделить их от докембрия повсеместно трудно из-за сильного альпийского метаморфизма. На наш взгляд, выводы Дюфура следует признать для части метаморфических пород, развитых преимущественно западнее долины р. Акбайтал; восточнее р. Акбайтал отнести музкольский докембрий целиком к палеозою и мезозою пока нельзя, так как для этого нет достаточно убедительных данных.

С севера и юга Музкол-Рангульский антиклинорий ограничен региональными разрывами, падающими на север. На протяжении около 150 км он представляет собой относительно простую линейную несколько асимметричную складку, южное крыло которой короче и круче северного. По простиранию шарнир антиклинория испытывает местные погружения, поэтому он как бы подразделяется на составляющие антиклинали. С запада на восток в антиклинории различаются Зорташкольская, Белеулинская, Сарымуллинская и Шатпутская антиклинали. Шатпутская антиклиналь — это усложненная брахискладка, большая часть которой на востоке проплавлена гранитами. Ядро складки имеет вид правильной антиклинали с углами падения крыльев до 25°. На западном окончании Шатпутской антиклинали наблюдается поперечная довольно резкая складка с погружением шарнира на север. Сарымуллинская и Белеулинская антиклинали усложнены линейными складками мелкого порядка, распространенными преимущественно на более крутых южных крыльях. Зорташкольская антиклиналь представляет собой линейную складку, шарнир которой испытывает частые ундуляции и изменения в простирании. В целом шарнир антиклинория погружается на запад.

Сарезско-Пшартский антиклинорий развился на месте глубокого верхнепалеозойско — нижнемезозойского прогиба. С севера и юга он ограничен зонами разломов с крутыми, различно наклоненными плоскостями. Его южный рубеж на большом протяжении является одновременно границей Центр. и Юго-Вост. Памира. Длина антиклинория около 350 км. Наибольшей ширины он достигает на меридиане Сарезского озера. В строении антиклинория участвуют породы от ордовика до палеогена. В западной части его различается ряд линейных складок, разделенных крутыми разрывами и несколько опрокинутых на северо-запад. На меридиане Сарезского озера развиты четыре складки второго порядка. Самая северная из них — Аильутекская — представляет собой сравнительно простую синклинальную складку, усложненную по северной периферии, где Центр. Памир контактирует с Сев. Памиром. Более крупной является Кударинская антиклиналь, прослеживающаяся до верховьев р. Язгулем. Она усложнена довольно простыми мелкими складками. Углы падения крыльев антиклинали от 30 до 50°. К ее ядру приурочена одноименная интрузия. Еще южнее протягиваются простая Джилгакульская синклиналь. В Музкольском хребте складки второго порядка усложняются и их крылья падают под более крутыми углами. Восточнее р. Акбайтал Сарезско-Пшартский антиклинорий построен сложнее. На этом его участке отсутствуют протяженные линейные складки и преобладает чешуйчатое строение.

Между Ванч-Язгулемским и Сарезско-Пшартским антиклинориями расположен Язгулемский синклинорий, сложенный мезозоем и зани-

мающий значительную часть одноименного хребта. Границами его с антиклинориями служат разрывы, наклоненные под него. Последнее обстоятельство послужило основанием для фантастического представления о Язгулемском синклинории как об останце покрова (Руженцев, 1970). Внутренняя структура синклинория проста: крылья его сложены триасом и юрой, а центральная часть — красноцветными песчаниками нижнего мела. Ось направлена с юго-запада на северо-восток. Синклинорий усложнен складками второго порядка с углами падения крыльев не более 60°. Продольные разрывы для него не характерны, хотя местами они обуславливают появление узких чешуй-блоков.

Ванчская, Акбайтальская и Бартанг-Пшартская складчато-чешуйчатые структурные формы Центр. Памира имеют приразломное происхождение. Они расположены: Ванчская и Акбайтальская — вдоль северной границы Центр. Памира, Бартанг-Пшартская — вдоль южной. Для всех структур характерны небольшая ширина (до 1—15 км), четковидная форма, необычная сближенность многочисленных разрывов, наличие узких блоков, современная сейсмичность.

Ванчская складчато-чешуйчатая структура вытянута в виде узкой полосы вдоль нижней и средней частей долины р. Ванч. Северной ее границей является Дарвазский надвиг, падающий на северо-запад под углом 35—50°, а южной — разрыв, по которому на нее взброшен Ванч-Язгулемский антиклинорий. В строении складчатых чешуй участвуют отложения ордовика, силура, девона, верхнего триаса, юры и, возможно, палеогена, контактирующие по поверхностям разрывов, падающих преимущественно на северо-запад.

Акбайтальская складчато-чешуйчатая структура наиболее грандиозна. С севера она ограничена региональным разломом, поверхность которого падает на юг (или почти вертикально), с юга отделена от Музкол-Ранкульского антиклинория разрывом, падающим на север. В плане Акбайтальская структура имеет четковидное строение, образуя два расширения — в районе перевала Акбайтал и в Ранкульской котловине. В строении чешуй и блоков участвуют породы кембрия, ордовика, силура, девона, карбона, триаса, всех отделов юры, мела и палеогена. Породы залегают, как правило, линзами-чешуями, образующими в общем веерную структуру с надвиганием чешуй на север и на юг.

Бартанг-Пшартская складчато-чешуйчатая структура разделяется на две подзоны: Бартанг-Танымасскую и Бартанг-Пшартскую, которые сливаются в бассейне р. Бартанг у сел. Держомч. Они сформировались на приразломных инверсионных прогибах. Бартанг-Танымасская очень узкая подзона чешуй протягивается от среднего течения р. Бартанг до р. Танымас и характеризуется разрывами, плоскости которых падают преимущественно на север и северо-запад. На востоке эта подзона сопрягается с Акбайтальской складчато-чешуйчатой структурой. В наборе слагающих ее пород преобладают мезозойские и палеогеновые. Вторая, или собственно Бартанг-Пшартская, полоса чешуй и надвигов протягивается от р. Держомч через Сарезское озеро, Зап. и Вост. Пшарты по р. Дункельдык. Она занимает участки на площади Сарезско-Пшартского антиклинория, где субстратом ее служат верхнетриасовые и юрские отложения, на которых резко несогласно лежат известняки верхнего мела и мощные красноцветные молассы и вулканогенные образования палеогена.

Юго-Вост. Памир, как и Центральный, ограничен глубинными разломами: на севере — Рушанско-Пшартским, на юге — Гунтско-Аличурским, по которому он сочленяется со срединным массивом Юго-Зап. Памира. Структурные формы Юго-Вост. Памира сложены отложениями от верхнепалеозойских до неогеновых включительно общей мощно-

стью около 7 км. Юго-Вост. Памир представляет собой мегасинклинорий, построенный сравнительно не крупными, но сложными складками. Среди них выделяются Базардаринский, Пшартский, Тахтамышский, Южно-Аличурский и Рушанский антиклинории, Мургабский, Истыкский и Аличур-Гурумдинский синклинории. Границами антиклинориев и синклинориев служат разрывные нарушения.

На большей восточной части Юго-Вост. Памира господствуют северо-западные простираения, в западной части простираения становятся широтными и даже юго-западными. В целом зона образует дугу, выпуклую к северу (рис. 19). Главное участие в строении антиклинориев

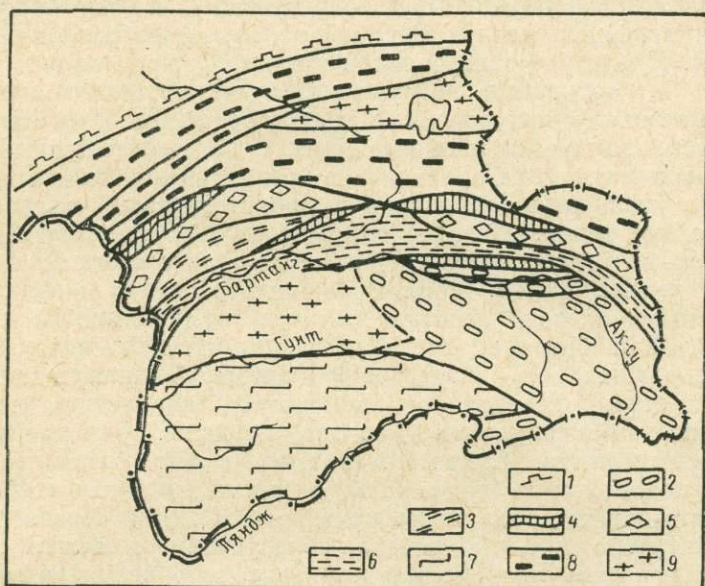


Рис. 19. Схема распространения на Памире преобладающих морфологических типов складок (по Б. П. Бархатову, 1964 г.).

1 — сундучные, линейно-гребневидные, 2 — сундучные, линейно-гребневидные и интенсивно сжатые (изоклиальные), 3 — умеренно-сжатые, прямые, косые, реже запрокинутые, 4 — преимущественно сжатые складки чешуи приразломных зон, 5 — глыбовые складки невысокого тектонического рельефа (хорошо видны замки синклиналей и антиклиналей), 6 — линейные складки невысокого тектонического рельефа, 7 — линейные и короткие простые складки с внутрипластовыми складками течения, 8 — интенсивно сжатые крутые и опрокинутые складки высокого тектонического рельефа, 9 — фрагменты линейных складок, разобнесенных интрузиями.

принимают пермь и триас; в синклинориях наряду с ними заметные площади занимают юрские отложения и реже палеогеновые и неогеновые. Пермь и триас образуют часто довольно сложные сжатые и изоклиальные складки. Значительно более простые складчатые формы, имеющие чаще всего характер промежуточных, наблюдаются в отложениях юры, палеогена и неогена. Преобладают гребневидные, сундучные, веерные и простые правильные складки. Западная часть Юго-Вост. Памира в связи с широким развитием интрузий характеризуется фрагментарностью складчатых форм, которые к тому же повсеместно осложнены многочисленными взбросами и сбросами. Имеют место также и сдвиги северо-западного простираения (Руженцев, 1968).

В орогенический период развития на Памире, судя по положению подошвы соответствующего комплекса, сформировалась складчато-глыбовая структура, пока еще недостаточно изученная. Низы орогенического комплекса, сложенные олигоцен — неогеновыми отложениями,

залегают местами нарушенно, с углами падения более 15—20°. В ряде случаев эти отложения зажаты в тектонических клиньях между блоками. Более молодые отложения также указывают на пологие складки основания.

Магматические процессы в Памирском секторе Каракорумской системы проявились интенсивно. В начальный этап альпийского геосинклинального развития магматизм выразился в излиянии лав базальт-андезитового состава — спилитов, диабазов, андезитов, которое сопровождалось внедрением габброидных пород и диоритов. Во вторую половину стадии погружения излияния основных лав сменились излияниями лав среднего и кислого составов, образовавших толщу порфиритов и кварцевых порфиров вдоль Рушанско-Пшартского разлома в долине р. Бартанг. К концу доинверсионной стадии сформировались многочисленные и разнообразные интрузивные тела, составляющие нередко крупные массивы и приуроченные преимущественно к антиклинориям. В них преобладают кислые образования. В начальные этапы становления массивов магматизм проявился в возникновении основных и средних пород: различных габброидов и диоритов, даже ультраосновных, хотя последние редки. Позднее сформировались крупные тела гранитоидов, нередко огнейсованных. Некоторые тела состоят из одних гранитов или гранодиоритов. Магматизм доинверсионной и начала инверсионной стадий оказал особенно сильное воздействие на срединный массив Юго-Зап. Памира, где образование крупных интрузий гранитоидов сопровождалось интенсивной повторной мигматизацией.<sup>1</sup> Инверсионная стадия развития ознаменовалась внедрением малых трещинных интрузий: кварцевых диоритов, диоритов, гранодиоритов, порфировидных гранитов. Самыми молодыми магматическими породами являются палеогеновые порфириты, андезиты, мандельштейны, дациты, андезито-дациты, кварцевые порфиры. С ними связаны гипабиссальные интрузии того же состава, образующие совместно с эффузивами сложный субвулканический комплекс, широко развитый в Юго-Вост. Памире. Продолжительный период после докембрия до начала альпийского геосинклинального цикла в отношении магматизма неясен. По имеющимся данным эффузивный и особенно интрузивный магматизм в этот период не проявились.

В заключение обобщенной характеристики Альпийского складчатого пояса необходимо коснуться одной из главнейших проблем его тектоники, вызывающей особенно резкие расхождения взглядов. Речь идет о роли горизонтальных движений земной коры в формировании структуры и тектонической зональности Альпийского пояса. Напомним, что оценка этих движений в различные периоды изучения пояса значительно изменялась. В начале нашего столетия, характеризующегося господством контракционистских воззрений, в трудах К. И. Богдановича обращается внимание на существование в Кавказской геосинклинали горизонтальных перемещений. Однако в работах уже тридцатых и сороковых годов мобилистские представления применительно к Кавказу не получили сколько-нибудь широкого развития, хотя горизонтальные движения здесь были отмечены многими исследователями. В. П. Ренгартен, например, показал сложное строение Б. Кавказа вдоль Военно-Грузинской дороги, отмечающееся многочисленными чешуеобразными надвигами, не переходящими в покровные структуры. Л. А. Варданянц в Сев. Осетии изобразил веерообразность строения Центр. Кавказа, подчеркивая тем самым определенную роль латерального движения масс

<sup>1</sup> Первый этап мигматизации ваханской серии относится к докембрию.

горных пород. К сороковым годам для центральной части структуры Б. Кавказа окончательно выяснилось складчато-чешуйчатое строение, свидетельствующее о перемещении масс на юг. На южном склоне и в Закавказье рисовались крупные надвиги и даже покровы, не превышавшие, однако, первых десятков километров (Милановский, Хаин, 1963). Но с конца сороковых годов, в связи с развитием представлений о ведущем значении вертикальных движений и введением понятий о глубинных длительно живущих разломах роль надвигов и их амплитуда в структуре Кавказа представляются значительно более скромными, главное внимание обращается на глыбовую тектонику. Методом анализа мощностей выявляется только вертикальная составляющая тектонических движений.

Развитие взглядов на горизонтальные движения в восточной части Альпийского пояса, находящейся на территории СССР, имеет более сложную историю (Бархатов, Бархатова, 1962). Вкратце ее сущность сводится к следующему.

Так же как и на Кавказе, идеи о горизонтальных движениях в Ср. Азии возникли в связи с контракционистскими взглядами, которых придерживались первые исследователи геологии Туркестана И. В. Мушкетов и К. И. Богданович. Конкретно это выразилось в том, что отдельные горные хребты Тянь-Шаня и Памиро-Алая рассматривались ими как выраженные в рельефе антиклинальные складки, дугообразно изогнутые в плане и различно опрокинутые вследствие горизонтальных движений земной коры. В дальнейшем Д. И. Мушкетов, Д. В. Наливкин и Э. Арган признают существование еще более значительных горизонтальных перемещений. Например, Д. И. Мушкетов для объяснения аномальных простираний в Ферганском хребте выдвинул представление о «ферганской флексуре» — горизонтальном смятии земной коры под влиянием жесткой глыбы Индостана. Так называемая «глубокая складчатость» Э. Аргана в своей основе связана с признанием горизонтальных перемещений вещества земной коры.

В середине 20-х годов структурно-тектонические особенности области перехода Памира и Тянь-Шаня были объяснены Д. И. Мушкетовым и Д. В. Наливкиным наличием больших горизонтальных перемещений Памирского региона на север. Под влиянием их работ на длительное время установилось мнение о том, что на палеозой Алайского хребта, характеризующегося герцинскими направлениями складчатости, надвинуты с юга складки Памира, сформированные альпийской складчатостью. Увлечение чисто структурным анализом и большими амплитудами механического перемещения масс горных пород привело к потере ясности в постановке проблемы о сущности взаимоотношений Памира и Алая.

Углубленное изучение вещественного состава формаций Памира и Алая позволило А. П. Марковскому, В. И. Попову и др. убедительно доказать относительно незначительную роль горизонтальных движений, которые только дооформили тектоническую зональность, заложенную задолго до альпийского складкообразования. Таким образом, решающая роль горизонтальных движений в структурах Памиро-Алая к началу сороковых годов решительно отвергается. Вместе с тем упомянутые исследователи признавали некоторое сближение в горизонтальном направлении Памира и Тянь-Шаня в альпийский этап диастрофизма.

Новая вспышка мобилистских представлений по Памирскому и Тянь-Шаньскому регионам отражена в работах И. Е. Губина, попавшего под влияние модных в то время взглядов Л. Кобера и возродившего по существу идеи Д. И. Мушкетова и Д. В. Наливкина.

Послевоенный период изучения тектоники Ср. Азии характеризуется преобладанием работ, опирающихся на признание ведущей роли вертикальных движений и побочного значения производных от них горизонтальных относительно небольших перемещений. Так, в работах Н. А. Беляевского убедительно показана связь современной тектонической зональности Ср. Азии с первичным расположением формационных зон, в то же время в них признаются горизонтальные перемещения по региональным разломам в альпийскую эпоху тектогенеза, в целом не затушевывающие первичной зональности. Д. В. Наливкин, касаясь этого же вопроса, писал, что расположение складчатых зон в Южных дугах Ср. Азии можно объяснить единственно движением Индостанского массива к северу в эпоху альпийской складчатости. Автор данного очерка несколько позже также указывал, что очертания главных глубинных разломов Памира и наклон их поверхностей на юг не снимают с повестки дня мнение о влиянии упора Гондваны на простирающиеся структурные элементы Памира. Но отсюда не делался вывод о решающей роли горизонтальных движений в формировании структуры региона.

В самые последние годы, однако, рассматриваемая проблема приобрела новую окраску в связи с выступлениями в печати А. В. Пейве, его сотрудников и единомышленников (Бархатов, 1969). В результате к настоящему моменту по вопросу о роли горизонтальных движений в структуре Альпийского пояса имеются две различные точки зрения. Первая, поддерживаемая автором очерка, заключается в том, что современная тектоническая зональность пояса в главных чертах связана с вертикальными движениями земной коры и что предполагаемые и доказанные в отдельных случаях горизонтальные перемещения существенно не нарушают плана основной зональности и имеют сугубо подчиненное значение.

Сторонники второй точки зрения относятся к ультрамобилистам. Так, Пейве оценивает горизонтальные движения в западной части Альпийского пояса многими сотнями километров и пишет: «После образования Кавказа, Балкан, Карпат... которые возникли в результате тектонического сжатия движущихся с юга на север масс, остались реликтовые Черное и Южнокаспийское моря, почти лишенные „гранитного слоя” и заполненные толщей нескладчатых осадков мощностью 12—15 км» (1967, стр. 17). В другом месте он отмечает: «Второй тип шарьяжей характерен для средней части Тетиса, где широко распространены древние метаморфические породы, слагающие основу так называемых срединных массивов... я пришел к заключению, что они участвуют в шарьяжной структуре и всюду находятся в смещенном аллохтонном залегании» (стр. 12). Как видно из этих цитат, мобилистские представления в работе Пейве получили свое крайнее выражение. Они легли в основу принципиально нового понимания структуры пояса, связывающего главные черты современной тектонической зональности с громадными горизонтальными перемещениями крупных участков земной коры.

Обратимся к последним данным. Наиболее определенные указания о наличии существенных горизонтальных перемещений имеются в районе Вост. Карпат, где на основании структурно-формационного анализа Я. О. Кульчицким (1968) выделено одиннадцать зон, надвинутых одна на другую в сторону Предкарпатского прогиба с амплитудой перемещения, нередко превышающей 20 км. В ряде случаев надвиги доказаны буровыми скважинами.

В Крыму никаких указаний о существовании покровных структур нет, хотя, исходя из данных А. В. Пейве, они там должны быть интенсивно

выражены, поскольку и Крым, и Кавказ «возникли в результате тектонического скупиваниядвигающихся с юга на север масс». Вследствие этих движений, по мнению Пейве, каким-то образом сформировались Черное и Южнокаспийское моря, «почти лишённые „гранитного слоя” и заполненные толщей нескладчатых осадков мощностью 12—15 км». Если бы предполагаемые Пейве энергичные движения с юга на север действительно имели место, они должны были бы исказить наблюдаемую сейчас правильную границу, совпадающую на Кавказе с Тырнаузской зоной разломов и отделяющую негеосинклинальные мезо-кайнозойские формации северного склона от геосинклинальных мезо-кайнозойских формаций, расположенных к югу от шовной зоны. Однако нигде по этой границе не отмечается сдвигания разноформационных разрезов мезо-кайнозоя. Кроме того, движения масс с юга на север в Кавказском и Крымском секторах опровергаются повсеместно на южном склоне Б. Кавказа опрокидыванием складок мезо-кайнозоя не к северу, а к югу, в сторону Грузинской глыбы, а также опрокидыванием складок, сложенных триас — юрской таврической формацией, на юг и юго-запад в Горном Крыму.

Правильная фациальная зональность мезо-кайнозоя на периферии Грузинской глыбы совершенно исключает предположение Пейве об аллохтонном ее залегании и наличии под ней нефтесодержащих толщ мезо-кайнозоя. Несовпадение имеющегося фактического материала с выводами А. В. Пейве столь очевидно, что в новейшей работе А. В. Мамедова по геологии и нефтегазоносности Среднекуринской впадины эта своеобразная и в общем принципиально важная точка зрения даже не упоминается. В настоящее время на Кавказе доказано наличие трех надвигов-покровов, из которых наибольшим является гравитационный Баскальский покров мела в дибрарской фации, лежащий на палеогене в Вандамской зоне. Амплитуда горизонтального перемещения этого покрова достигает около 20—25 км (Путеводитель геологической экскурсии по Азербайджану, 1968). Таким образом, надвиги не играют в общей структуре Кавказа сколько-нибудь заметной роли.

В пределах Памирского сектора Альпийского пояса надвиги с амплитудами в несколько километров известны со времени работ Таджикско-Памирской экспедиции. В последние годы значительно большие амплитуды надвигов пытаются обосновать С. В. Руженцев (1968) и др. В основу доказательства существования покрова с предполагаемой амплитудой 35—40 км Руженцев кладет своеобразную рисовку в виде единой пластины ныне разрозненных частей мезо-кайнозоя, в большинстве своем залегающих «в виде тектонических клиньев, зажатых среди пород основания» (1968, стр. 185). При таком методе исследования на Памире можно построить покровы и с амплитудой в 200 км и более. Факты свидетельствуют, что сильная складчатость, несомненно, привела на Памире к сближению разнофациальных одновозрастных отложений и сокращению поверхности прогибов, но эти сближения существенно не нарушают общей формационной зональности.

Анализу, предпринятому на Памире Руженцевым, как нам кажется, не хватает формационного подхода. Им не учтены известные в этом регионе особенности резкой формационной зональности, при которой в соседних зонах наблюдаются одновозрастные и разнофациальные отложения (например, триас Центральной и Юго-Восточной зон), а в удаленных подзонах — одновозрастные и сходные по фациальному составу отложения (например, юрские и палеогеновые породы Пшартской и Акбайтальской подзон). Руженцев, обосновывая наибольший надвиг Музкольского хребта, сочленяет в единый «тектонический покров» одинаковые по фациям породы юры, мела и палеогена, развитые по се-

верной и южной перифериям Центральной зоны Памира. В действительности данные породы залегают в этих двух параллельных подзонах Центр. Памира и маркируют сходные седиментационные прогибы. В покрове, изображаемом Руженцевым, не фигурируют породы триаса, так как в фациальном отношении триас достаточно резко отличается, и объединение его в одну пластину невозможно. Хорошо известно, что триас Акбайтальской подзоны, т. е. «фронтальной» части покрова Руженцева, представлен характерными известняками; триас Музкольской и Сарезской подзон состоит из своеобразной песчано-сланцевой толщи с многочисленными растительными остатками, а триас Юго-Вост. Памира, откуда Руженцев предполагает движение покрова, выражен терригенной и карбонатной рифогенной субформациями, в которых совершенно отсутствуют растительные остатки, но зато содержится характерный комплекс пелеципод и других форм (Бархатов, 1963). Если бы покров действительно имел место, то триас Юго-Восточной зоны с присущей ему фауной должен был бы присутствовать во «фронтальной» части аллохтона. Однако его там нет. Более того, в Музкольском хребте, на водоразделе долин Кукурта и Джаанбая, где, по Руженцеву, должна располагаться средняя часть покрова, залегают верхний триас с характерной флорой, свидетельствующей о неперемещенном положении пород, типичных для Центральной зоны. Таким образом, факты свидетельствуют, что разнофациальные разновозрастные отложения предполагаемого покрова остаются на своих местах или по крайней мере в пределах своих зон, а это лучшее доказательство отсутствия покрова.

#### **IV. ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ РАЗВИТИЯ АЛЬПИЙСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА И ЕГО СЕВЕРНОГО ОБРАМЛЕНИЯ**

Как видно из предыдущих разделов, в рамках той территории юга СССР, которая до сих пор многими исследователями целиком включалась в Альпийский складчатый или геосинклинальный пояс, выделяются северный и южный естественные районы, характеризующиеся качественно отличными структурно-формационными комплексами, сформировавшимися после докембрия. Южный район по особенностям строения относится к Альпийскому складчатому орогеническому поясу; северный является южной периферией герцинской складчатой области и представляет собой Скифско-Туранско-Куньлуньскую эпиплатформеноидную орогеническую систему. Оба эти района пережили сложную историю, основные периоды и этапы которой сопровождалась формированием специфических комплексов и ярусов.

Восстанавливая схему развития всей описываемой территории, необходимо подчеркнуть определенную условность в выделении общих для обоих районов периодов и этапов. Эта условность проистекает из закона неравномерного развития геосинклинальных поясов, под действием которого отдельные части пояса — системы, зоны, подзоны — в одни и те же этапы переживают разный тектонический режим.

В истории рассматриваемой территории можно выделить три главных перестройки структурного плана, следы и степень выраженности которых в разных регионах далеко не одинаковы. Первая перестройка связана с заложением палеозойской геосинклинали, вторая — с ее замыканием и образованием к югу от нее собственно Альпийской геосинклинали, третья — с окончанием геосинклинального мезо-кайнозойского режима, сменившегося в различных регионах территории орогенным или тафрогенным развитием (рис. 20, 21).

Тектонические события и их периодизация до заложения палеозойской геосинклинали очень мало ясны, и никаких периодов, а тем более этапов, для того времени выделить нельзя. Судя по особенностям строения, составу и метаморфизму докембрийских пород в течение допалеозойской или, возможно, довендской истории на всей территории преобладал режим, близкий к геосинклинальному. Геосинклинальное развитие в докембрии отличалось отсутствием крупных интрузивных тел и ограниченным распространением мощных эффузивов, которые известны только на Сев. Кавказе.

Допалеозойские складчатые макроформы просты, в то время как небольшие складки в ряде частей территории (Юго-Зап. Памир) исклю-

чительно сложны и, по-видимому, представляют результат течения материала из мест с большим давлением к местам с меньшим давлением. Простираение докембрийских структурных форм в отдельных случаях (Юго-Зап. Памир, Сев. Кавказ) резко дисгармонирует с простираением более молодых комплексов. Возможно, это объясняется отсутствием в более древние периоды докембрия выраженных линейных структур и преимущественным развитием куполов. С другой стороны, в более поздние периоды докембрия, например в толщах Центр. Пами-

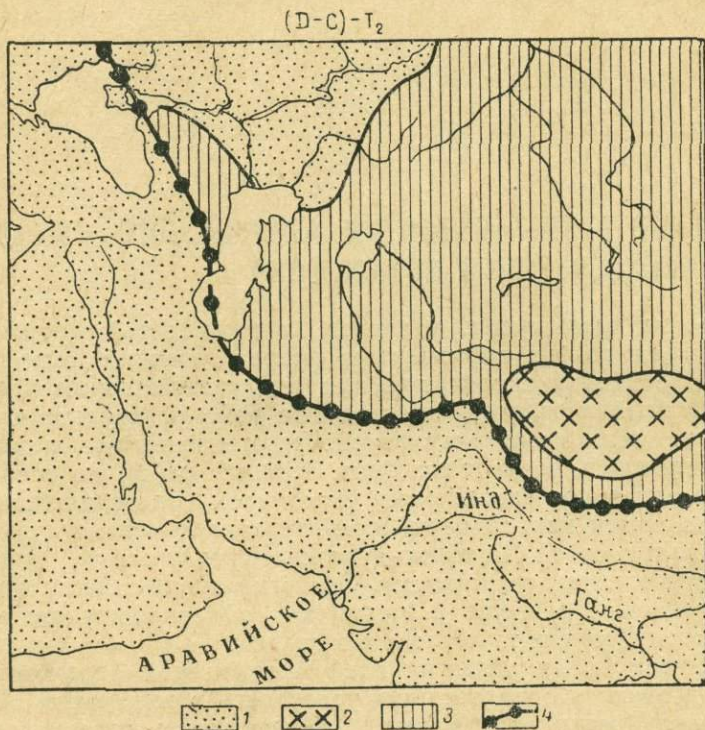


Рис. 20. Палеотектоническая схема части Юго-Зап. Азии для палеозойского периода развития (D — C) — T<sub>2</sub> (по Б. П. Бархатову, 1966б).

1 — область платформенного и платформеноидного развития, 2 — срединные массивы палеозойской геосинклинали, 3 — области геосинклинали развития, 4 — южная граница палеозойской геосинклинали.

ра, наблюдается весьма близкое строение структур докембрия и палеозоя.

Структурные признаки, степень докембрийского регионального метаморфизма, а также общетеоретические соображения привели нас к выводу о некоторой дифференцированности тектонического режима в докембрии.

Прежде всего на территории выделяются районы более раннего завершения докембрийского развития, представляющие в конце докембрия стабильные невысоко приподнятые складчатые зоны, предопределенные в дальнейшем контуры палеозойской и мезо-кайнозойской геосинклинали и платформеноидных прогибов. Эти участки в рифее (?) переживали платформеноидный режим или выступали как щиты. В Кавказском секторе таким участком была область, лежащая южнее Кахетино-Лехчумской шовной зоны и совпадающая с Грузинской глыбой и ее продолжением в акваториях Черноморской и Южнокаспий-

ской впадин. Аналогичной этой области представляется и Западно-Туркменская впадина. В Среднеазиатском секторе платформеноидный режим в рифее (?) существовал в южной части Памира, к югу от Русанско-Пшартского глубинного разлома, а также в Западно-Таджикской и Памиро-Алайской областях к северу от Северопамирского глубинного разлома. За пределами страны аналогичный режим можно констатировать в большей части Ирана (Понтийско-Эльбурская система).

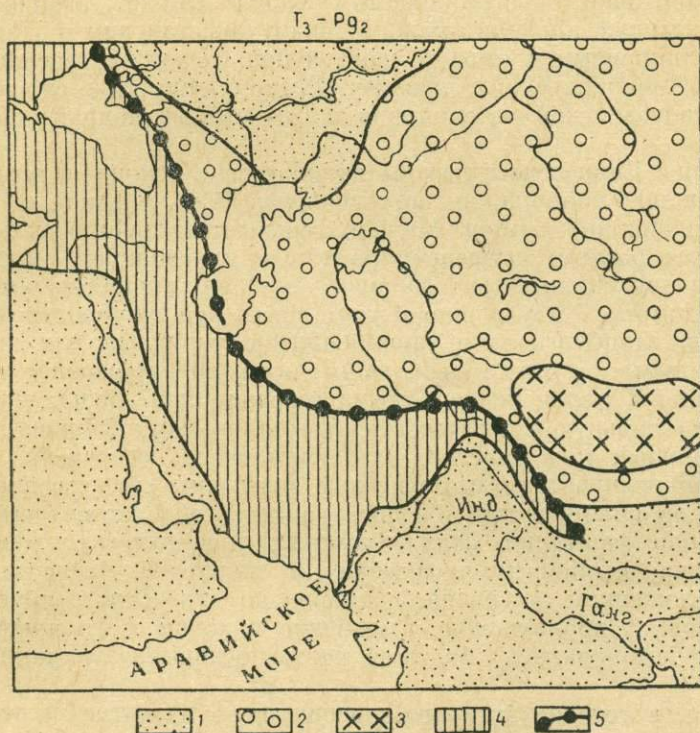


Рис. 21. Палеотектоническая схема части Юго-Зап. Азии для мезозойско-кайнозойского периода развития ( $T_3 - P_{g_2}$ ) (по Б. П. Бархатову, 19666).

1 — области платформенного развития на довендском основании, 2 — области платформенного и платформеноидного развития на байкальском и герцинском основании, 3 — срединные массивы герцинской складчатой области, 4 — область геосинклинального развития, 5 — северная граница мезо-кайнозойской геосинклинали (Тетис).

Вторую группу составляют регионы более позднего и менее интенсивного геосинклинального развития. В этих областях между докембрием и палеозоем в структурном отношении иногда нет резкого несогласия, скачок же в метаморфизме нередко затушевывается более поздним воздействием погружения и интрузий. К таким областям с запада на восток относятся основание Карпат, Горный и Степной Крым, районы, расположенные к северу и югу от Грузинской глыбы, Центр. и Сев. Памир.

Значительно яснее история развития всей рассматриваемой территории с палеозоя. Так, с нижнего палеозоя до девона эта территория представляла собой область неравномерных, но в общем относительно слабых прогибаний платформеноидного типа, сопровождавшихся накоплением терригенно-карбонатной формации мощностью от нуля до 2 км.

С девона в Кавказском секторе и с нижнего карбона в Памирском секторе закладывается палеозойская геосинклиналь. Она начиналась на западе у восточных пределов Крыма и протягивалась через Сев. Кавказ, акваторию Каспийского моря, Б. Балхан, Копетдаг, Банд-и-Туркестан (в Афганистане) к Западно-Таджикской и Памиро-Алайской областям и Сев. Памиру. С юга эта геосинклиналь в Кавказском секторе ограничивалась Тырныаузским разломом, а в западном секторе Ср. Азии — Бендершахским глубинным разломом. Восточнее, на афганской территории, геосинклиналь условно может ограничиваться разломом, который проходит между Бандитуркестанским и Параламизским антиклинориями и отсюда через район, лежащий севернее Кабула, к Ванч-Акбайтальскому разлому Памира (рис. 22 — см. вклейку). Развитие палеозойской геосинклинали отчетливо подразделяется на три этапа.

Первый этап в Кавказском секторе начинается с девона и завершается в конце нижнего карбона, на востоке пояса (Сев. Памир) он охватывает только нижний карбон. Начало геосинклинального развития характеризуется резким дифференцированным прогибанием, подводными излияниями лав спилит-кератофирового состава, мощность которых на Памире достигает 7 км, и внедрением вдоль зон глубинных разломов перидотитов, гарцбургитов и горнблендитов, типичных для инициального магматизма, а также небольших интрузий альбитовых гранитов и гранофилов. К концу первого этапа геосинклиналь испытывает кратковременную сильную складчатость, благодаря чему второй структурно-формационный ярус залегает на первом резко несогласно.

Второй этап отличается тектоническим режимом, существенно менявшимся как во времени, так и в пространстве, вследствие чего возник пестрый набор формаций, среди которых присутствуют терригенно-вулканогенная, карбонатно-рифогенная и флишевая, отвечающие по возрасту отложениям от среднего карбона до мургабского яруса перми включительно. В продолжение и особенно к концу этого инверсионного этапа сформировалась большая часть основных и гранитоидных интрузий.

Третий этап, в течение которого завершилось развитие палеозойской геосинклинали, охватывает часть верхней перми и триаса.<sup>1</sup> Он отмечен образованием преимущественно красноцветной молассы и приразломных эффузивов.

Набор формаций, сложившихся с девона на Кавказе и с нижнего карбона на Сев. Памире до начала триаса, резкие складчатые формы, региональный синхронный полиметаморфизм (фацция метагенеза — зеленых сланцев) и преимущественно верхнепалеозойские гранитоиды свидетельствуют об эволюционной завершенности геосинклинального развития и формировании складчатой системы. Отсутствие резкого предсреднепалеозойского несогласия и интрузий указывает на отсутствие каледонской складчатости и унаследованность средне-верхнепалеозойской геосинклинали от раннепалеозойского прогиба платформеноидного типа.

Западнее Сев. Кавказа палеозойский геосинклинальный режим, по мнению некоторых геологов, существовал в Крыму, Старой Планине и на территории Карпат. По нашим представлениям, в Крыму и Вост. Карпатах мезо-кайнозой ложится прямо на складчатый протерозой или на платформеноидный комплекс палеозоя. Для акватории Каспийского моря и западного района Азии геосинклинальный режим обосновывается

<sup>1</sup> Этот этап можно также рассматривать в качестве самостоятельного периода орогенного режима.

изучением домезозойских отложений геофизическими методами, единичных скважин и выходов соответствующего комплекса в районе Красноводска (Бархатов, 1966б).

К югу от палеозойской геосинклинали, в пределах южного склона Б. Кавказа, Понтийско-Эльбурской и Гиндукуш-Каракорумской систем, с нижнего палеозоя, а местами с рифея (?) или венда (Сев. Ираниды) существовал платформеноидный режим, отличавшийся недифференцированным прогибанием и поднятием больших участков. В разрезе формаций южной зоны от начала палеозоя почти до конца мезозоя нет признаков, указывающих не только на завершение геосинклинального развития, но даже и на заметную домезозойскую складчатость. За это время не образовывались интрузии, а мощные эффузивы приурочены к послесреднетриасовым отложениям, когда, судя по формациям, начинается дифференцированное и интенсивное прогибание геосинклинального типа. Все эти особенности развития южного района и позволяют рассматривать существовавший там до среднего триаса включительно режим в качестве сходного с платформенным.

Аналогичный режим, как свидетельствуют новые данные, господствовал в палеозое на обширных территориях Альпийского пояса к югу от Кавказа, Копетдага и Памира. Так, в районах, непосредственно граничащих с Памиром, — в Гиндукуш-Каракорумской системе, на территории Афганистана, по новым материалам, развита относительно выдержанная однородная, преимущественно карбонатная серия нижнего, среднего и верхнего палеозоя, из-под которой местами выходят породы докембрия. Общая мощность комплекса в районе к юго-западу от Кабула, включающего породы от кембрия до среднего триаса, по данным К. Фезельдта, около 4 км. В районе Кабула, по данным Г. Менесье (1963), палеозойский комплекс несогласно залегает непосредственно на сильно складчатом докембрийский серий Де-э-Сабз и кабульской. Здесь палеозойский комплекс начинается известняками перми (500 м), на которых согласно лежат цефалоподовые известняки нижнего триаса (30—40 м), а еще выше также согласно — значительно более мощные уже геосинклинальные известняки верхнего триаса, перекрытые с угловым несогласием верхним мелом.

Эти данные расширяют площадь известных на Памире соотношений докембрийских, палеозойских и мезозойских образований, а также подтверждают отсутствие предмезозойской складчатости и наличие в палеозое недифференцированного прогибания платформеноидного типа.

Для выяснения тектонических условий, существовавших в палеозое в пределах М. Кавказа, большое значение имеют исследования, проведенные на территории Ирана, Дж. Штеклиным (1966) и др. Ими получены данные, полностью совпадающие с нашими наблюдениями на Памире и в Кавказском секторе (Бархатов, 1965б). Наиболее интересны его наблюдения в Сев. Иранидах (Эльбурс, Аладаг), представляющих собой складчатые сооружения, соединяющиеся на западе непосредственно со структурами Армянского нагорья и Азербайджана, а на востоке через Аладаг и Парапамиз — с Гиндукуш-Каракорумской системой. Выделяя структурные этажи в палеозойской структуре Ирана, Дж. Штеклин объединяет, как и мы, в один комплекс отложения от кембрия до среднего триаса включительно. Он отмечает, что нигде в Иране нет признаков палеозойской складчатости и палеозойских интрузий; нет там ни каледонского, ни варисийского складчатого фундамента, а палеозой имеет умеренную мощность и относительно выдержанный характер формаций на больших площадях, что свидетельствует о платформенных условиях его формирования.

Принципиальный интерес представляют данные Дж. Штеклина и А. Рут-

тнера о соотношении нижнего палеозоя и докембрия в Сев. Иране, смежном с Арменией. По их наблюдениям, в этом районе на докембрийском парапетаморфическом комплексе, сложенном метаморфическими сланцами, мраморами, кварцитами и туфами, несогласно залегает комплекс осадочных неметаморфизованных пород, устойчиво развитых на протяжении 500 км от Зенжана на западе до Дамгана на востоке. Осадочный комплекс снизу вверх включает следующие формации: 1) байнор — красные песчаники, сланцы с прослоями доломитов (200—500 м); 2) доломиты Солтана и сланцы Чапоглу, содержащие наиболее древние органические остатки (*Fermoria*) (1 км); 3) барут, характеризующуюся переслаиванием красных сланцев, доломитов и строматолитовых известняков (700 м); 4) зайгун, сложенную пестроцветной песчано-сланцевой толщей мощностью в несколько сот метров; 5) песчаники Лалун (нижний кембрий), содержащие *Gruziana* (500—700 м); 6) мила, построенную доломитами, тонкослоистыми известняками, песчаниками и сланцами, содержащими обильную фауну трилобитов (до 600 м). Местами сохранившиеся от размыва ордовикские, силурийские и девонские отложения залегают на перечисленных формациях без углового несогласия (Бархатов, 1966 б).

Эти данные по Эльбурсу, занимающему в Альпийском поясе единое структурное положение с М. Кавказом, указывают на существование и в районе М. Кавказа платформеноидного режима не только в нижнем и среднем палеозое, но и в какой-то части верхнего докембрия. А если это так, то представления о каледонском и даже байкальском складчатом основании в М. Кавказе должны быть отброшены.

Из приведенной характеристики двух типов палеозойских комплексов в пределах всей территории можно сделать вывод, что геосинклинальные условия со всеми признаками в палеозое существовали только в северной части, где начались на западе с девона, а на востоке с нижнего карбона и длились примерно до конца среднего триаса. В южной части территории с кембрия, а местами, возможно (как в Иране), с верхнего протерозоя или с венда до конца среднего триаса (в некоторых районах до верхнего палеозоя) существовал платформеноидный режим.

Начиная с верхнего триаса рассматриваемая территория в тех же границах, что и в палеозое, опять разделяется на южный и северный районы.

В пределы южного района включаются Карпаты, Горный Крым и все более восточные области, не пережившие палеозойского геосинклинального развития, т. е. южный склон Б. Кавказа, М. Кавказ и южная половина Памира, а за рубежом — Сев. Ираниды, Аладаг, Парапамиз и Гиндукуш-Каракорумская система. На территории южного района с верхнего триаса закладывается геосинклиналь, которая проходит полный период развития и завершает его примерно к олигоцену — началу миоцена.

В истории развития этой собственно Альпийской геосинклинали могут быть выделены два главных этапа — доинверсионный, охватывающий верхний триас, нижнюю и среднюю юру, и инверсионный, включающий позднюю юру, мел и часть палеогена до эоцена или даже олигоцена. В течение первого этапа развитие геосинклинали характеризуется дифференцированным прогибанием и накоплением терригенной и вулканогенной формаций. Между триасом и юрой в отдельных прогибах проходила частная инверсия (Юго-Вост. Памир) и возникали резкие несогласия, позволяющие наметить подэтапы развития.

Во второй этап среди формаций преобладали карбонатная, флишевая, пестроцветная и наземно-вулканогенная. В это время геосинклинальный комплекс был прорван мезозойскими и кайнозойскими интрузия-

ми гранитоидов, регионально метаморфизован до стадии филлитов, а местами локальный, главным образом контактовый, метаморфизм довел породы до стадии кристаллических сланцев и гнейсов. Складчатые структуры комплекса относятся к полной складчатости, хотя в отдельных районах она не достигает своего крайнего выражения и морфологически близка к промежуточной — брахиформной (Юго-Вост. Памир, Армения, Эльбурс, Горный Крым).

В пределах северного района на территории, закончившей геосинклинальное развитие в верхнем палеозое (Сев. Кавказ, Копетдаг, Сев. Памир), начиная с верхнего триаса и до конца эоцена, а местами до миоцена включительно формировался платформеноидный комплекс. В Кавказском секторе этот комплекс и соответствующий ему режим были распространены к северу от Тырнаузской шовной зоны.

В первый этап платформеноидного периода на Кавказе накапливались относительно маломощные терригенные и угленосные отложения триаса и юры. Во второй этап шло отражение карбонатной формации мела и палеогена. В Ср. Азии герцинские складчатые структуры завершеного развития лежат в основании Копетдага, Западно-Таджикской, Памиро-Алайской областей и Сев. Памира. На этой территории в платформеноидный период местами накопились формации общей мощностью до 6—9 км. Они представлены терригенно-соленосно-гипсоносной, приразломной терригенно-вулканогенной формациями триаса и юры, красноцветной и карбонатной (на западе) формацией нижнего мела, карбонатно-глинистой формацией верхнего мела, палеоцена и эоцена. Платформеноидный период отличался отсутствием эффузивного и тем более интрузивного магматизма и складчатости. Складчатые формы платформеноидного комплекса возникли в более поздний, орогенический период.

Примерно к концу эоцена — началу олигоцена и южный, и северный районы становятся ареной горообразования. В относительных понижениях формируются коррелятные орогенические формации. В Предкарпатском прогибе орогенический комплекс накапливается примерно с олигоцена, в предгорьях Крыма — значительно позже, с антропогена. В Кавказском секторе орогенический комплекс развит на стыке герцинского основания Предкавказья и Альпийского горст-антиклинория Б. Кавказа. Он приурочен к системе передовых прогибов, которые большей своей частью лежат на герцинском складчатом основании. Нижняя часть орогенического комплекса представлена терригенными отложениями майкопской серии, материал которой на Сев. Кавказе и на Грузинской глыбе является продуктом размыва поднятий альпийского орогена, выходящего на площади за рамки только Альпийской геосинклинали. Эта серия — наиболее ранняя моласса Кавказа. Орогенический комплекс, коррелятный постгеосинклинальному самостоятельному периоду развития Альпийского пояса и постплатформеноидному периоду развития его северного обрамления, местами достигает мощности 4,5 км, но на большей части рассматриваемого региона он маломощен или отсутствует.

В течение орогенического периода усложняется складчатая структура южного района, приобретают складчатое строение платформеноидные формации северного района, лежавшие до этого почти горизонтально. Именно к орогеническому периоду в основном приурочено образование гравитационных надвигов и чешуй в Карпатах и на Кавказе (Баскальский и Штавлерский покровы), надвигов в приразломных прогибах Памира, а также сдвигов в Копетдаге. К неоген — четвертичному этапу орогенического периода относится опускание Черноморской и Каспийской наложенных впадин, что отражает вторую сторону в общем

единого орогенно-тафрогенного процесса глыбово-складчатых движений. Завершая очерк, следует отметить, что очень многие закономерности развития описываемой территории уже были подробно охарактеризованы и правильно истолкованы в статьях и монографиях. В наших выводах мы подчеркнем лишь некоторые особенности, которые, как нам кажется, обычно ускользали из поля зрения геологов, но которые заслуживают большего внимания.

1. Герцинская геосинклиналь не распространялась на всю площадь, понимаемую сейчас большинством исследователей в качестве Альпийского пояса, а захватывала с девона (на западе) и с нижнего карбона (на востоке) только ее северную периферию. Южная часть Альпийского пояса в палеозое была областью платформеноидного тектонического режима.

2. Альпийская геосинклиналь заложилась на территории платформеноидной области, осадочный чехол которой охватывает отложения от верхнего протерозоя — кембрия до среднего триаса включительно.

3. Северная периферия Альпийского пояса в нашем понимании относится к палеозойскому сооружению, пережившему в мезо-кайнозое платформеноидное, а с олигоцена орогенно-тафрогенное развитие, и не должна включаться в Альпийский пояс.

4. На тектонических картах Альпийского пояса и южной периферии герцинского пояса необходимо показать соответствующие качественно различные комплексы, позволяющие более полно понять историю развития и формирования палеозойских и мезо-кайнозойских структур, связанных с ними магматических комплексов и ассоциаций полезных ископаемых.

5. Альпийский пояс в нашем понимании нельзя относить к современной геосинклинали, так как он прошел характерные для геосинклиналей доинверсионный, инверсионный этапы, гранитообразование и находится в процессе оро- и тафрогенеза.

Данные геофизики о глубинном строении земной коры Альпийского пояса и его северного обрамления показывают, что в районах с заведомо разной историей геологического развития отсутствует четкое различие глубинного строения и, наоборот, идентичные по геологическому развитию регионы зачастую различаются глубинным строением коры. Это приводит к выводу, что устанавливаемые внутри земной коры по геофизическим, в том числе и по сейсмологическим данным, границы раздела являются границами изменения физических констант (давления, температуры) и не связаны с резким изменением петрографического состава. Исходя из этих соображений и изложенных в очерке материалов, нельзя согласиться с мнением об отсутствии в пределах Черноморской и Южнокаспийской впадин «гранитной» оболочки, на основании которого Альпийский пояс относят к современной геосинклинали.

6. Горизонтальные движения с докембрия до антропогена усложнили, но принципиально не изменили основную тектоническую зональность Альпийского складчатого пояса и его северного обрамления, в формировании которой главная роль принадлежит вертикальным движениям земной коры.

7. Чередование тектонических режимов во времени в пределах как Альпийского пояса, так и его северного обрамления показывает, что между геосинклинальными циклами, проявлявшимися на одной и той же территории, наблюдаются перерывы, характеризующиеся платформеноидным или орогеническим режимом, и что непосредственная смена одного геосинклинального цикла другим не присуща развитию данного участка земной коры.

## ЛИТЕРАТУРА

- Абакелия М. С. 1966. Проблема выклинивания гранитного слоя в Закавказье. Сб.: Глубинное строение Кавказа. М., «Наука».
- Азизбеков Ш. А., Э. Ш. Шихалибейли. 1966. Тектоническое развитие Малокавказского сегмента Альпийского геосинклинального пояса. «Геотектоника», № 6.
- Алиханов Э. Н., И. С. Гасанов, К. А. Исмаилов, В. Е. Хаин. 1968. Каспийская впадина. Сб.: Тектоническое строение Азербайджана и Каспийской впадины. Баку, Изд. АН АзССР.
- Амурский Г. И. 1966. Тектоника Туркмении и сопредельных с ней территорий. Сб.: Тектоника Туркмении. М., «Наука».
- Архипов И. В., М. В. Муратов, Е. С. Постельников. 1964. Основные черты строения и истории развития Альпийской геосинклинальной области. Сб.: Гималайский и альпийский орогенез. М., «Недра».
- Афанасьев Г. Д. 1964. Новые данные о соотношении земной коры и верхней мантии. Изв. АН СССР, сер. геол., № 11.
- Афанасьев Г. Д. 1968. О границе земной коры и верхней мантии. Сб.: Кора и верхняя мантия земли. М., «Наука».
- Балавадзе Б. К. 1966. Геофизическое исследование строения земной коры бассейна Черного моря. М., «Наука».
- Балавадзе Б. К., Г. К. Твалтвадзе. 1960. Строение земной коры Закавказско-Каспийской впадины. Докл. сов. геол. на XXI сессии МГК. М., Изд. АН СССР.
- Балавадзе Б. К., Г. К. Твалтвадзе, Г. Х. Шенгелая, Д. И. Сихарулидзе, К. М. Картвелишвили. 1966. Геофизические исследования земной коры и верхней мантии в области Кавказа. «Геотектоника», № 3.
- Баранов Г. И., И. И. Чернов. 1965. Новые данные о строении Главного хребта Центрального Кавказа. Изв. АН СССР, сер. геол., № 6.
- Бархатов Б. П. 1955. О соотношении между таврической и эскинордической свитами Горного Крыма. Вестн. ЛГУ, № 7.
- Бархатов Б. П. 1963. Тектоника Памира. Изд. ЛГУ.
- Бархатов Б. П. 1965а. О работе секции «Альпийский и гималайский орогенез» на XXII сессии МГК в Дели. Вестн. ЛГУ, № 18.
- Бархатов Б. П. 1965б. О северной геологической границе Альпийского складчатого пояса юга СССР. Вестн. ЛГУ, № 24.
- Бархатов Б. П. 1965в. Тектоника Памирского сектора Альпийского складчатого пояса. Сб.: Тез. докл. на междунар. коллоквиум по тектонике Альпийской складчатой области. Тбилиси, Изд. АН Груз. ССР.
- Бархатов Б. П. 1966а. К геологии Кумаонских Гималаев и некоторые соображения о геологическом развитии Памиро-Гималайского сектора Азии. Сб.: Проблемы геологии на XXII сессии МГК. М., «Наука».
- Бархатов Б. П. 1966б. Тектоника Памирского сектора Альпийского складчатого пояса. «Геотектоника», № 6.
- Бархатов Б. П. 1966в. Палеозойская история и северная граница Альпийского складчатого пояса юга СССР. Вестн. ЛГУ, № 24.
- Бархатов Б. П. 1969. Четыре основные проблемы тектоники Альпийского пояса юга СССР. Вестн. ЛГУ, № 24.
- Бархатов Б. П., Н. Н. Бархатова. 1962. Развитие взглядов на тектонику Памира. Л., Изд. АН СССР.
- Белеловский М. Л. 1964. Некоторые черты глубинной тектоники Таджикской депрессии по геофизическим данным. Сб.: Тектоника Памира и Тянь-Шаня. М., «Наука».
- Белькова Л. Н., В. Н. Огнев. 1964. Древние толщи Северного Тянь-Шаня. Л., «Недра».

- Беляевский Н. А. 1961. Основные черты геологии Каракорума. «Сов. геология», № 1.
- Богданов А. А. 1949. Основные черты тектоники Восточных Карпат. «Сов. геология», № 40.
- Богданов А. А., П. Д. Гамкрелидзе, М. В. Муратов, В. Е. Хаин. 1966. Об изображении тектонических особенностей строения и развития Альпийской складчатой области на втором издании тектонической карты Европы. «Геотектоника», № 2.
- Бойко А. К. 1969. Стратиграфия и история формирования фундамента северо-западного окончания Мармарошского массива. Автореф. канд. дисс. Львов.
- Борисов А. А. 1966. Глубинные разломы запада Ср. Азии. Сб.: Тектоника Туркмении. М., «Наука».
- Борисов А. А., Я. П. Маловицкий. 1964. Глубинная структура дна Каспийского моря по данным региональных геофизических исследований. Сб.: Складчатые области Ср. Азии. М., «Наука».
- Будзинский Л. С. 1965. Некоторые особенности химизма углекислых минеральных вод в связи с вещественным составом водовмещающих толщ (на примере бассейна р. Малки). Изв. АН СССР, сер. геол., № 4.
- Букия С. Г. 1959. Новые данные о возрасте десской свиты. ДАН СССР, т. 124, № 3.
- Бурштар М. С., А. Д. Бизнигаев, Г. Г. Гусейнов, В. А. Знаменский, С. Т. Коротков, С. П. Максимов, М. Р. Пустильников. 1966. Геология нефтяных и газовых месторождений Северного Кавказа. М., «Недра».
- Бызова С. Л., М. И. Маслакова, В. И. Славин. 1965. Меловые отложения советской части Восточных Карпат. Мат-лы VI съезда Карп.-Балк. ассоц. Киев, «Наукова думка».
- Васильев В. А. 1966. Кайнозой Памира. Душанбе, «Дониш».
- Верба Ю. Л., Е. Л. Прозоровская. 1966. О расчленении верхнеюрских отложений Копетдага. Вестн. ЛГУ, № 6.
- Вольвовский Б. С., И. С. Вольвовский, В. В. Таль-Вирский, В. И. Шрайбман. 1964. Строение земной коры и верхней мантии основных геоструктурных зон Ср. Азии. Сб.: Строение и развитие земной коры. М., «Наука».
- Вонгаз Л. Б., А. Б. Коган. 1964. Некоторые особенности тектоники Таджикской депрессии в связи с нефтегазоносностью. Сб.: Тектоника Памира и Тянь-Шаня. М., «Наука».
- Вялов О. С. 1960. Краткий очерк тектоники Восточных советских Карпат. Мат-лы I съезда Карп.-Балк. ассоц. Киев, Изд. АН УССР.
- Вялов О. С. 1967. Некоторые вопросы истории развития Карпат. «Геотектоника», № 4.
- Габриелян А. А. 1959. Основные вопросы тектоники Армении. Ереван, Изд. АН Арм. ССР.
- Габриелян А. А. 1964. Тектоническое строение Антикавказа (Малый Кавказ) и положение его в Средиземноморской орогенической зоне. Сб.: Гималайский и альпийский орогенез. М., «Недра».
- Габриелян А. А. 1966. Тектоническая карта Армянской ССР. «Геотектоника», № 4.
- Габриелян А. А. 1970. Положение Армении в тектонической структуре Анатолийско-Иранского сегмента Альпийской складчатой области. Изв. АН Арм. ССР. Наука о Земле.
- Габриелян А. А., Л. К. Татевосян. 1966. Схема геолого-геофизического районирования Армянской ССР и смежных частей Антикавказа. Изв. АН Арм. ССР, т. XIX, № 1-2.
- Гамкрелидзе П. Д. 1966. Основные черты тектонического строения Кавказа. «Геотектоника», № 3.
- Гамкрелидзе П. Д., Ш. А. Адамия, Г. А. Чихрадзе, Ш. И. Джавахишвили. 1963. Новые данные по стратиграфии доюрских отложений Сванетии. ДАН СССР, т. 153, № 2.
- Гарецкий Р. Г. 1964. Тектоника Туранской плиты. Сб.: Деформация пород и тектоника. М., «Наука».
- Гарецкий Р. Г., В. И. Самодуров, А. Е. Шлезингер, А. Л. Яншин. 1963. Тектоника платформенного чехла Туранской плиты. Сб.: Проблемы региональной тектоники Евразии, вып. 92. Изд. АН СССР.
- Геологическое строение СССР. Т. 2. Тектоника. 1968. М., «Недра».
- Геология Армянской ССР. Т. II. Стратиграфия. 1964. Ереван, Изд. АН Арм. ССР.
- Геология и нефтегазоносность Восточной Туркмении. 1966. М., «Недра».
- Глазунова А. В. 1964. Структурно-фациальные зоны палеозойского фундамента на территории Туркмении. Мат-лы по геофиз. исслед. Л., ВСЕГЕИ.
- Гогельганц А. А., Е. И. Гальперин, И. П. Косминская, Р. М. Кракшина. 1958. Строение земной коры центральной части Каспийского моря по данным ГСЗ. ДАН СССР, т. 123, № 3.
- Годин Ю. Н. 1958. Комплексные геофизические исследования глубинного строения земной коры на примере Закаспия. Кн.: Материалы по геологии нефти, т. 1. М., Гостоптехиздат.
- Гончаров В. П., А. Ф. Непрочнова, Ю. П. Непрочнов. 1966. Геоморфо-

- логия дна и глубинное строение Черноморской впадины. Сб.: Глубинное строение Кавказа. М., «Наука».
- Греков И. И., Ю. Я. Потапенко, В. А. Снежко. 1966. Некоторые особенности развития досилурийского вулканизма на Северном Кавказе. Изв. АН СССР, сер. геол., № 11.
- Губин И. Е. 1964. Памир как северная часть Пенджабского синтаксиса. Сб.: Гималайский и альпийский орогенез. М., «Недра».
- Гукосян Р. Х. 1966. К вопросу о возрасте метаморфических сланцев и «древних гранитов» южной части Армянской ССР. Изв. АН Арм. ССР, т. XIX, № 5.
- Давыдова Н. И., Г. В. Краснопевцева, С. А. Манилов, В. А. Леви, Л. А. Лобастова, Э. М. Шекинский, Г. К. Твалтвадзе. 1966. Результаты глубинного сейсмического зондирования земной коры на Кавказе. Сб.: Глубинное строение Кавказа. М., «Наука».
- Давыдченко А. Г. 1966. Геологическое строение и метаморфизм пород Юго-Западного Памира. Автореф. канд. дисс. М.
- Дагис А. С., В. Н. Шванов. 1965. Об открытии среднего триаса в таврической свите Крыма. ДАН СССР, т. 164, № 1.
- Джибархель А. 1968. Этапы развития Качинского антиклинория. Вестн. ЛГУ, № 29.
- Дикенштейн Г. Х., Г. А. Габриэлянц, П. И. Калугин, Н. Е. Кравченко, К. К. Машрыков, В. В. Семенович, Л. Н. Смирнов. 1964. Основные черты тектоники западных районов Средней Азии и дна Каспийского моря. Сб.: Деформация пород и тектоника. М., «Наука».
- Дронов В. И. 1963. Бартагский комплекс. «Сов. геология», № 3.
- Дюфур М. С., В. А. Попова, Т. Н. Кривец. 1968. Органические остатки в метаморфических породах Восточного Памира. Изв. АН СССР, сер. геол.-географ. наук, № 6.
- Дюфур М. С., В. А. Попова, Т. Н. Кривец. 1970. Альпийский метаморфический комплекс восточной части Центрального Памира. Изд. ЛГУ.
- Дюфур М. С., С. В. Руженцев, В. А. Швольман. 1965. О границе между зонами Сев. и Центр. Памира. «Геотектоника», № 6.
- Захаров С. А. 1958. Стратоструктуры мезо-кайнозоя Таджикской депрессии. Душанбе, Изд. АН Тадж. ССР.
- Казмин В. Г. 1966. Место офиолитовых формаций в тектоническом развитии западного сектора Альпийско-Гималайской системы. «Геотектоника», № 3.
- Калугин П. И. 1966. Схема тектонического районирования советского Копетдага. Изв. АН ТССР, сер. физ.-техн.-химич.-геол. наук, № 4.
- Карта новейшей тектоники масштаба 1:5 000 000 под ред. Н. И. Николаева и С. С. Шульца. 1960. М.
- Кашкай М. А., Г. П. Тамразян. 1967. Поперечные (антикавказские) дислокации Крымско-Кавказского региона, их роль в магматизме и закономерностях размещения полезных ископаемых. М., «Недра».
- Керимов Г. И., Р. Н. Абдуллаев. 1964. Мезозойский гранитоидный интрузивный комплекс Малого Кавказа и его металлогенические особенности (Азербайджан). Сб.: Петрографические формации и проблемы петрогенезиса. М., «Наука».
- Кизевальтер Д. С. 1964. Герцинская структура Большого Кавказа и ее роль в развитии его альпийского орогенеза. Сб.: Гималайский и альпийский орогенез. М., «Недра».
- Кизевальтер Д. С. 1965. О возрасте карачаевской серии (Северный Кавказ). «Сов. геология», № 8.
- Князев В. С., Н. А. Флоренский, А. М. Чарыгин. 1967. Геологическое строение доюрской поверхности Туранской плиты. «Сов. геология», № 6.
- Корнеева В. Г. 1965. История геологического развития Предкарпатского прогиба в свете новых данных. Мат.-лы VI съезда Карп.-Балк. ассоц. Киев, «Наукова думка».
- Косминская И. П., Г. Г. Михота, Ю. В. Тулина. 1958. Строение земной коры в Памиро-Алайской зоне по данным глубинного сейсмического зондирования. Изв. АН СССР, сер. геол., № 10.
- Крылов Н. А. 1966. Основные черты региональной тектоники платформенного чехла запада Средней Азии. Сб.: Геологическое строение и нефтегазоносность эпигерцинской платформы юга СССР. М., «Наука».
- Крылов Н. А., А. И. Летавин. 1966. Тектоника пермо-триасового комплекса запада Средней Азии и его структурное положение. Сб.: Геологическое строение и нефтегазоносность эпигерцинской платформы юга СССР. М., «Наука».
- Крымус В. Н. 1966. Разрывная тектоника Копетдага. Сб.: Тектоника Туркмении. М., «Наука».
- Кузнецов С. С. 1960. Геология СССР. М., Госгеолтехиздат.
- Кузнецов С. С., А. Д. Миклухо-Маклай. 1955. ДАН СССР, т. 104, № 6.
- Кульчицкий Я. О. 1968. Геологическое строение и полезные ископаемые украинских Карпат. Автореф. докт. дисс. Львов.
- Лебедев Т. С., К. А. Болюбах. 1964. Строение земной коры Горного Крыма и Черноморско-Азовского бассейна по данным геофизических исследований. Геофиз. сб. АН УССР, вып. 8(10). Киев.

- Лебедев Т. С., К. А. Болюбах. 1966. Строение земной коры Горного Крыма и впадины Черного моря по данным гравиметрических исследований. Сб.: Глубинное строение Кавказа. М., «Наука».
- Лебедев Т. С., Ю. П. Оровецкий. 1966. Особенности тектоники Горного Крыма. Геофиз. сб. АН УССР, вып. 18. Киев.
- Лебедев Т. С., Г. Т. Собакарь, Ю. П. Оровецкий, К. А. Болюбах. 1963. Тектоника центральной части северного склона Крымских гор. Киев, Изд. АН УССР.
- Лебединский В. И., Н. Н. Макаров. 1962. Вулканизм Горного Крыма. Киев, Изд. АН УССР.
- Лебединский В. И., А. И. Шалимов. 1967. Магматические проявления в структуре и геологической истории Горного Крыма. «Сов. геология», № 2.
- Левичкая А. Я. 1948. О крымских землетрясениях по данным сейсмических станций Крыма. Тр. Сейсмол. ин-та АН СССР, № 127.
- Леонов Ю. Г. 1967. Тектоническая эволюция Афгано-Таджикской впадины и Северного Памира. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 42(4).
- Луппов Н. П., П. К. Чихачев, П. П. Чуенко. 1958. Тектоника западной части Средней Азии. Геол. строен. СССР, т. 3. М.
- Мамедов А. В., М. А. Мусеилов, Н. Ш. Широков. 1967. Формирование современного структурного плана и рельефа Куринской впадины. «Геотектоника», № 4.
- Марушкин И. А. 1965. О зоне глубинного разлома на границе Южного Тянь-Шаня и Памира в палеозойскую эру. Геол. сб. Изд. Львов. гос. ун-та.
- Материалы по геологии Памира, вып. I. 1963. Душанбе.
- Материалы по геологии Памира, вып. II. 1964. Душанбе.
- Материалы VI съезда Карпато-Балканской геологической ассоциации (Докл. сов. геол.). 1965. Киев, «Наукова думка».
- Менесье Г. 1963. Геологические наблюдения в горах Кабула. «Сов. геология», № 7.
- Милановский Е. Е. 1963. Современная структура Кавказа и прилегающих глубоководных впадин как отражение стадии эволюции земной коры в альпийской геосинклинальной области. Вестн. МГУ, № 1.
- Милановский Е. Е. 1967. Проблема происхождения Черноморской впадины и ее место в структуре Альпийского пояса. Вестн. МГУ, № 1.
- Милановский Е. Е., В. Е. Хаин. 1963. Геологическое строение Кавказа. Изд. МГУ.
- Мирчинк М. Ф., Н. А. Крылов, А. И. Летавин, Я. П. Маловицкий. 1966. Тектоника юга европейской части СССР. Сб.: Геологическое строение и нефтегазоносность эпигерцинской платформ юга СССР. М., «Наука».
- Моисеев А. С. 1935. Основные черты строения Горного Крыма. Тр. Ленингр. о-ва естествоиспыт., т. 64, вып. 1.
- Моисеенко Ф. С. 1967. Строение и развитие земной коры южного горного обрамления Сибири. Автореф. докт. дисс. Изд. ЛГУ.
- Муратов М. В. 1949. Тектоника и история развития альпийской геосинклинальной области юга европейской части СССР и сопредельных стран. «Тектоника СССР», т. 2.
- Муратов М. В. 1960. Краткий очерк геологического строения Крымского полуострова. М., Госгеолтехиздат.
- Муратов М. В. 1969. Строение складчатого основания Средиземноморского пояса Европы и Западной Азии и главнейшие этапы развития этого пояса, «Геотектоника», № 2.
- Муратов М. В., И. В. Архипов. 1961. О тектоническом положении Памира в системе складчатых горных сооружений юго-западной и центральной Азии. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. XXXVI (4).
- Муратов М. В., Ю. П. Непрочнов. 1967. Строение дна Черноморской котловины. Бюлл. МОИП, т. 72, вып. 5.
- Мурина Г. А., Б. Я. Хорева, И. Д. Шиголов. 1965. Становление и активизация метаморфических серий Юго-Западного Памира по геолого-петрологическим и радиогеологическим данным. Изв. АН СССР, сер. геол., № 8.
- Наливкин Д. В. 1957. Краткий очерк геологии СССР. Л., Госгеолтехиздат.
- Наливкин Д. В. 1962. Геология СССР. М., Изд. АН СССР.
- Нечаев В. В., А. В. Тесленко. 1966. Пояс глубинных разломов на границе палеозойской складчатой области и Альпийской геосинклинали юга СССР. Геофиз. сб. АН УССР, вып. 18. Киев.
- Паффенгольц К. Н. 1958. Горные области Восточных Карпат, Крыма, Кавказа и Колетдага. Геол. строение СССР, т. 3. М.
- Пашков Б. Р. 1964. О возрасте отложений зорабатской свиты в Центральном Памире. Сб.: Мат-лы по геол. Памира, вып. II. Душанбе.
- Пейве А. В. 1966. Основные черты тектоники Альпийского пояса Европы. Тез. докл. выездной сессии на Кавказе. Баку, «Наука».
- Пейве А. В. 1967. Разломы и тектонические движения. «Геотектоника», № 5.
- Пейве А. В., В. М. Синицын. 1950. Некоторые основные вопросы учения о геосинклиналях. Изв. АН СССР, сер. геол., № 4.

- Петрушевский В. А. 1961. Некоторые особенности тектоники Памира. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 36, № 4.
- Поршняков Г. С. 1962. Региональные тектонические разрывы северных склонов Алайского и части Туркестанского хребтов. Вестн. ЛГУ, № 6.
- Путеводитель экскурсий Международного коллоквиума. 1965. Тбилиси.
- Путеводитель геологической экскурсии по Азербайджану. 1968. Баку, Изд. АН Аз.ССР.
- Расцветаев Л. М. 1966. Разрывы Копетдага и их связь со складчатой структурой. «Геотектоника», № 3.
- Резвой Д. П. 1964. Тектоника Гималаев. Сб.: Складчатые области Евразии. М., «Наука».
- Рей Д. К. 1966. Некоторые черты тектоники мезо-кайнозойских складчатых поясов Индии. «Геотектоника», № 2.
- Руженцев С. В. 1968. Тектоническое развитие Восточного Памира. М., «Наука».
- Руженцев С. В. 1970. Некоторые особенности формирования сорванных покровов. «Геотектоника», № 6.
- Семененко Н. П., Л. Г. Ткачук, В. И. Клущин. 1965. Галицийская складчатая область рифеид и каледонид и их предгорный прогиб. Мат-лы VI съезда Карп.-Балк. геол. ассоциации. Киев, «Наукова думка».
- Синицын В. М. 1955. Общая схема тектоники Высокой Азии. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 30, вып. 2.
- Славин В. И. 1960. Палеозойские отложения южного склона Главного Кавказского хребта. ДАН СССР, т. 134, № 5.
- Славин В. И. 1966. О длительно развивающихся прогибах в альпийской геосинклинальной области. «Сов. геология», № 6.
- Славин В. И. 1965. Новые данные о палеозойских отложениях Карпат. Мат-лы VI съезда Карп.-Балк. геол. ассоц. Киев, «Наукова думка».
- Славин В. И., М. Л. Сомин, Ю. Г. Моргунов. 1962. Доюрские отложения Сванетии. Сб.: Геология Центрального и Западного Кавказа. М., Гостоптехиздат.
- Славин В. И., В. Е. Ханн. 1965. Роль тектонических разрывов в строении и развитии Восточных Карпат. Мат-лы VI съезда Карп.-Балк. геол. ассоциации. Киев, «Наукова думка».
- Советские ученые по проблеме «прогибы». 1966. Л.
- Соллогуб В. Б., А. В. Чекунов, Л. П. Ливанова. 1967. Строение земной коры советских Карпат и прилегающих районов Украины по данным ГСЗ. «Сов. геология», № 6.
- Соллогуб В. Б., А. В. Чекунов, Н. И. Павленкова. 1966. Строение земной коры юга Украины по данным глубинных сейсмических исследований. Сб.: Глубинное строение Кавказа. М., «Наука».
- Сомин М. Л., А. А. Белов. 1967. К истории тектонического развития зоны южного склона Б. Кавказа. «Геотектоника», № 1.
- Сорский А. А. 1962. О соотношении глубинного и поверхностного строения Б. Кавказа. «Сов. геология», № 1.
- Спижарский Т. Н. 1964. Тектоническая карта СССР масштаба 1:2 500 000. Сб.: Деформация пород и тектоника. М., «Наука».
- Субботин С. И. 1965. Строение земной коры впадины Черного моря, причина и схема ее формирования. Геофиз. сб. АН УССР, вып. 1(12). Киев.
- Субботин С. И., Г. Л. Наумчик, И. Ш. Рахимова. 1968. Мантия земли и тектогенез. Киев, «Наукова думка».
- Субботин С. И., В. Б. Соллогуб, А. В. Чекунов. 1963. Строение земной коры основных геоструктурных элементов территории Украины. ДАН СССР, т. 153, № 2.
- Твалтвадзе Г. К. 1966. Строение земной коры на Кавказе по геофизическим данным. Сб.: Глубинное строение Кавказа. М., «Наука».
- Твалчрелидзе Г. А. 1964. Опыт металлогенического районирования Тетиса. Мат-лы совещ. по проблемам тектоники. М., «Наука».
- Тезисы докладов выездной сессии на Кавказе. 1966. М., «Наука».
- Тектоника Туркмении и сопредельных территорий. 1966. М., «Наука».
- Тектоническая карта Европы масштаба 1:2 500 000. 1964. М., «Наука» и «Недра».
- Тектоническая карта Евразии масштаба 1:5 000 000. 1966. М., «Наука» и «Недра» (под ред. А. Л. Яншина).
- Тектоническая карта СССР масштаба 1:2 500 000. 1966. М., «Недра» (под ред. Т. Н. Спижарского).
- Тектоническое строение Азербайджана и Каспийской впадины. 1968. Баку, «Наука».
- Гетяев М. М. 1962. Движения земной коры (Конспект лекций). Л.
- Ханн В. Е. 1964. Направленность, цикличность и неравномерность развития земной коры. Сб.: Строение и развитие земной коры. М., «Наука».
- Хайдари М. 1965. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности мезо-кайнозойских отложений Майманино-Андхойского района (Сев. Афганистан). Автореф. канд. дисс. Баку.

- Хариков Б. А. 1966. Особенности строения земной коры в пределах Б. Балхана и сопредельных с ним площадей по данным регионального сейсморазведочного профиля. Сб.: Тектоника Туркмении. М., «Наука».
- Хмелевской В. К., Э. Н. Кузьмина. 1967. О глубине залегания палеозойского фундамента в Горном Крыму по геофизическим данным. Вестн. МГУ, № 1.
- Чекунов А. В. 1966. Орехово-Павлоградский глубинный разлом и его продолжение на Русской платформе и в Альпийском геосинклинальном поясе. Геофиз. сб. АН УССР, вып. 18. Киев.
- Чепов Ю. П. 1965. Геология и нефтегазоносность северо-западного Афганистана. Автореф. канд. дисс. Изд. МГУ.
- Шалимов А. И. 1966. Новая тектоническая схема Крыма и связь складчатых сооружений Горного Крыма и северо-западного Кавказа. Сб.: Строение Черноморской впадины. М., «Наука».
- Шванов В. Н. 1966. Литостратиграфия и структура таврической свиты в бассейне р. Бодрак в Крыму. Вестн. МГУ, № 6.
- Шихалибели Э. Ш. 1966. Геологическое строение и история тектонического развития восточной части Малого Кавказа (в пределах Азербайджана), т. II. Баку, Изд. АН Аз.ССР.
- Штеклин Дж. 1966. Тектоника Ирана. «Геотектоника», № 1.
- Шульц С. С. 1964. Геоструктурные области и положение в структуре земли областей горообразования по данным новейшей тектоники СССР. Сб.: Активизированные зоны земной коры, новейшие тектонические движения. М., «Наука».
- Шурыгин А. М. 1967. Астраханский тектонический покров на юго-восточном Кавказе. «Геотектоника», № 6.
-

Оглавление

	Стр.
Предисловие	3
I. Тектоническое районирование и общая геофизическая характеристика	5
1. Современные взгляды на тектонику и границы Альпийского пояса	—
2. Основные тектонические регионы	11
3. Общая геофизическая характеристика	15
II. Скифско-Туранско-Куньлуньская эпиплатформенная орогеническая система	26
1. Стратиграфия системы	—
2. Структуры и магматизм орогенических зон	33
Скифская зона	35
Туранская зона	38
Куньлуньская зона	46
III. Альпийский складчатый орогенический пояс	50
1. Стратиграфия пояса	—
2. Структуры и магматизм складчатых орогенических систем	67
Карпатская система	68
Крымско-Кавказская система	74
Понтийско-Эльбурская система	88
Каракорумская система	93
IV. Основные этапы развития Альпийского складчатого пояса и его северного обрамления	105
Литература	113

*Бархатов Борис Петрович*

**Очерк тектоники Альпийского складчатого пояса юга СССР**

Редактор *В. М. Николаева*

Обложка художника *С. Е. Катина*

Техн. редактор *Е. Г. Учаева*

Корректоры *М. В. Унковская, Э. А. Горелик*

---

М-26640 Сдано в набор 18 IX 1971 г.

Подписано к печати 22 XI 1971 г.

Формат бум. 70×108<sup>1</sup>/<sub>16</sub>. Бумага тип. № 3.

Уч.-изд. л. 10,72. Печ. л. 7,5+0,5 вкл. (усл. л. 11,2). Бум. л. 4.

Тираж 540 экз. Заказ 495. Цена 1 р. 07 к.

Издательство ЛГУ имени А. А. Жданова

---

Типография ЛГУ. 199164. Ленинград, Университетская наб., 7/9.

1 р. 07 к.

172