

АКАДЕМИЯ НАУК ГРУЗИНСКОЙ ССР

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

Труды, новая серия, вып. 52

И. П. ГАМКРЕЛИДZE

**МЕХАНИЗМ ФОРМИРОВАНИЯ
ТЕКТОНИЧЕСКИХ СТРУКТУР
(НА ПРИМЕРЕ АДЖАРО-ТРИАЛЕТСКОЙ ЗОНЫ)
И НЕКОТОРЫЕ ОБЩИЕ ПРОБЛЕМЫ
ТЕКТОГЕНЕЗА**

ИЗДАТЕЛЬСТВО «МЕЦНИЕРЕБА»

ТБИЛИСИ

1976

УДК 551.240:551.242(479-22)
552 (С 41)
551.24(47.922) Г 184

Работа посвящена рассмотрению методических вопросов структурной геологии, в частности исследованию механизма образования тектонических структур методами детального структурного анализа, а также некоторых общих проблем геотектоники.

Детально рассмотрены методические основы структурно-статистических исследований, способы установления направлений главных нормальных напряжений на структурных диаграммах и выявления полей тектонических напряжений. Специальный раздел посвящен планетарной трещиноватости дислоцированных толщ и выяснению ее роли в процессе деформации земной коры.

Описаны основные черты строения и развития и механизм формирования Аджаро-Триалетской складчатой зоны Малого Кавказа. Показано, что ведущая роль в формировании основных структурных форм этой зоны принадлежит внешним сжимающим усилиям. Аджаро-Триалетский прогиб и глубоководная впадина Черного моря рассматриваются в качестве единой рифтовой зоны, в центральной части которой в течение позднего мела и палеогена была сформирована новая океаническая кора.

В свете новейших тектонических концепций рассмотрены особенности тектонического развития Анатолийско-Кавказско-Иранского сегмента Средиземноморского пояса, увязываемые с сопряженными процессами растяжения и сжатия литосферы, обусловленными горизонтальными перемещениями отдельных ее глыб. Выделяется особая категория устойчивых областей земной коры — «отмершие рифты» (Черноморский, Восточно-Средиземноморский и Южнокаспийский). На краях прогибов с океаническим типом строения земной коры допускается возможность возникновения наклонных зон Бениоффа и связанных с их развитием процессов формирования коры континентального типа.

В заключение высказываются некоторые соображения о возможных причинах и механизме тектогенеза.

Редактор М. М. Рубинштейн

Г $\frac{20802}{\text{М } 607(03)-76}$ 16-76

© Издательство «Мецниереба», 1976

*Посвящается памяти
Александра Илларионовича
Джанелидзе*

ВВЕДЕНИЕ

Одним из основных методов тектонических исследований является структурный метод, основанный главным образом на изучении морфологических особенностей тектонических структур земной коры. Однако морфологическая классификация создаваемых тектоническими движениями структурных форм, без выявления условий и причин их образования, представляет собой лишь формальное их описание. Поэтому наиболее важной задачей является изучение кинематики и, по возможности, динамики процесса деформации горных пород, приводящего к возникновению разного порядка тектонических структур земной коры — от самых мелких, наблюдаемых под микроскопом, до крупнейших, охватывающих целые материки и океаны.

Характер деформации пород любого генезиса и физические условия возникновения различных структурных форм земной коры в естественных условиях исследуются методами структурного анализа¹, когда наряду с морфологическими особенностями изучаются закономерности ориентировки в пространстве, а также взаимного расположения слагающих структуру структурных элементов различного масштаба (порядка). Такой анализ может применяться к отдельным небольшим участкам горной породы, когда указанными методами изучаются структурные элементы самых высоких порядков (плоскости спайности и двойниксвания минералов или их оптические оси). В этом случае говорят обычно о микроструктурном (петроструктурном) анализе. С другой стороны, такой анализ может коснуться некоторого небольшого участка земной коры — отдельных складок, группы разрывов или трещин (детальный структурный анализ, по Хаппу, 1973) или крупного ее региона, когда изучается ориентировка целых складчатых зон и разломов глубокого заложения (региональный структурный анализ). Высшей степенью структурного анализа является гло-

¹ Структурным анализом (Gefügeanalyse) Б. Зандер (1923, 1930, 1948) называет изучение ориентированных структур любых масштабов в связи с их генезисом. Методика структурного анализа Зандера или учение о структурах геологических тел (Gefügekunde der geologischen Körper) не ограничивается, как это принято считать, изучением ориентировки минералов, возникающей в горных породах при деформации, а предполагает также установление связи этой ориентировки с трещинами, складками, разрывами и другими элементами макроструктуры. Следовательно, она охватывает почти все вопросы учения о деформации горных пород.

бальный структурный анализ, т. е. анализ расположения основных структурных элементов земной коры относительно общей фигуры Земли как в настоящем, так и в прошлом, позволяющий восстановить общую картину деформации тектоносферы и выяснить ее причины (Хаин, 1973).

В данной работе будут рассмотрены вопросы применения главным образом методов детального структурного анализа, т. е. анализа макроструктурных форм². Однако, так как между статистическим анализом микро- и макроструктур нет принципиальных различий, в методической части для полноты изложения приводятся примеры и из области микроструктур.

Изучение закономерностей расположения в пространстве как микро-, так и макроструктурных элементов, представляет статистическую задачу. Обработка исходных статистических данных и выявление статистических закономерностей в расположении структурных элементов происходит главным образом с помощью статистических или структурных диаграмм.

Наиболее полно вопросы статистической обработки и анализа структурных данных в последнее время освещены в немецкой литературе. Они представляют собой дальнейшее развитие методов, разработанных Б. Зандером. Однако структурный анализ и особенно статистический анализ макроструктур ограничивается в трудах австрийских и немецких тектонистов установлением генетических типов отдельных структурных элементов (трещин, разрывов и т. п.). Между тем, как отмечалось, конечной целью подобных исследований является выяснение механизма возникновения деформационных структур земной коры и распределения напряжений, вызвавших эти деформации. В этом отношении наибольшего внимания заслуживают труды советских исследователей.

В предлагаемой работе дается попытка изложить основные принципы метода структурного анализа с учетом достижений в этой области как советской, так и зарубежных тектонических школ. Вместе с тем, опыт обработки довольно обширного структурного материала по Аджаро-Триалетской складчатой зоне и некоторым другим областям (Южный склон Большого Кавказа и Грузинская глыба) позволил автору внести некоторые коррективы в методику получения и обработки, а также интерпретацию структурных данных. В этом отношении особенно важно выделение и статистическое изучение планетарной трещиноватости дислоцированных толщ и выяснение ее роли в процессе деформации горных пород.

Структурный анализ позволяет установить генетические типы и выяснить механизм образования, главным образом, отдельных элементарных структурных форм, тогда как для выяснения общей динамичес-

² В дальнейшем для краткости детальный структурный анализ мы будем именовать просто структурным анализом.

кой схемы образования структур земной коры и возможных причин тектонических движений должен быть использован весь комплекс геотектонических данных, в том числе характер формаций и магматизма, результаты палеогеографических построений, а также геофизические материалы о глубинном строении.

Именно в таком аспекте проводилось исследование механизма формирования тектонической структуры Аджаро-Триалетской складчатой зоны, являющейся весьма благоприятной в этом отношении природной моделью.

Исследование механизма формирования и особенностей тектонического развития этой своеобразной зоны, расположенной между двумя глыбами (обломками) Закавказского срединного массива, позволило поставить вопрос о причинах испытанных ею деформаций, в частности вопрос о том, вызваны ли эти деформации перемещением смежных глыб (их сближением) и, следовательно, проявлением внешних усилий, либо имеют внутреннее происхождение, в результате процессов, происходящих в самой складчатой зоне, или они обусловлены действием обоих этих факторов. Вместе с тем, полученные за последнее время данные об особенностях тектонической структуры Аджаро-Триалетии, формационном составе и мощности слагающих ее отложений, а также глубинном строении позволили подойти по-новому к некоторым вопросам развития и природы Аджаро-Триалетского прогиба, наметить его возможную генетическую связь с центральной частью впадины Черного моря и в новом свете рассмотреть проблему образования последней.

Результаты проведенных исследований в Аджаро-Триалетской зоне и смежных областях обусловили попытку автора в свете новейших тектонических концепций, на основании имеющихся фактических данных, рассмотреть особенности тектонического развития более обширной области земной коры: Анатолийско-Кавказско-Иранского сегмента Средиземноморского пояса и некоторые общие проблемы тектогенеза.

Автор считает приятным долгом выразить большую признательность своим товарищам по разностороннему исследованию Аджаро-Триалетской складчатой зоны: Ш. А. Адамия, Э. Д. Вольскому, Г. С. Закариадзе, М. Б. Лорджикианидзе, Г. Ш. Надарейшвили и М. Г. Татишвили.

Автор искренне признателен также своим коллегам из ФРГ: Г. Р. фон Гертнеру, П. Шмидт-Томе, Р. Е. Адлеру, М. Шмидту и Х. Бёгелю, ценные консультации которых, а также совместные геологические наблюдения и дискуссии оказали большую помощь в написании первой главы данной работы.

Целый ряд критических замечаний по всем разделам работы был получен от В. Е. Хаина, М. М. Рубинштейна, Е. Е. Милановского и Г. А. Твалчрелидзе, которым выражаю глубокую благодарность.

ГЛАВА I

МЕТОДЫ ДЕТАЛЬНОГО СТРУКТУРНОГО АНАЛИЗА

Основная задача структурного анализа выявление пространственно-статистических закономерностей расположения структурных элементов.

Переменными величинами, зависящими от координат пространства, являются в тектонике непосредственно измеряемые геометрические формы: плоскостные и линейные структурные элементы. В частности, в макроструктурах — плоскости слоистости, сланцеватости, трещины, кливажа и разрывов, оси складок (В-линейность), линейность пересечения (кливажа и слоистости), линейность течения и линейность скольжения (линии скольжения на плоскостях разрывов). В микроструктурах таковыми являются плоскости спайности, двойникования и оптические оси минералов.

Отмеченные структурные элементы различно ориентированы в пространстве, но закономерность в их ориентировке иногда в общем видна и на глаз. Однако это не исключает необходимости массовых замеров этих элементов. Чем гуще сеть наблюдений, тем отчетливее проявляются закономерности в их распределении, т. е. выступают типичные для данной структуры направления и уменьшаются значения случайных отклонений.

В структурном анализе принята обычная для статистических исследований последовательность операций: статистическая съемка (наблюдение) → статистическая группировка → статистическое изображение, анализ и интерпретация (Adler, Felchel, Pilger, 1965₁).

1. Статистическая съемка (наблюдение)

Статистическая съемка в структурном анализе заключается в массовых замерах пространственного положения различных структурных элементов (плоскостных и линейных) на поверхности Земли и в горных выработках с помощью горного компаса, а в микроструктурах — на Федоровском столике в ориентированных шлифах, положение которых относительно географических координат известно.

При изучении макроскопических структурных элементов, кроме пространственной ориентировки, во внимание принимаются и другие

признаки, в частности, для тектонических поверхностей: морфологические особенности и характер перемещения (в случае наличия следов перемещения на их поверхности, элементы залегания штрихов скольжения и т. д.), степень раскрытия, характер заполнения инородным материалом, присутствие воды и т. д. Таким образом, при структурном анализе большей частью имеет место комбинированное использование статистики направлений и признаков.

Важнейшее требование при полевых статистических наблюдениях — определение, в зависимости от поставленной задачи, области исследования, а также количества и характера распределения в ней точек наблюдения. Например, для установления направления тектонического разрыва может оказаться достаточным статистически обработать данные замера оперяющей трещиноватости в одном или нескольких обнажениях, тогда как для определения господствующего направления осей складок на каком-либо складчатом участке земной коры необходимо произвести замеры элементов залегания плоскостей слоистости во многих точках, на площади в несколько квадратных километров. Желательно также «объемное» расположение в пространстве точек наблюдения: они по возможности должны быть распределены не только в горизонтальной, но и в вертикальной плоскости. В какой-то мере это достигается в случае наличия сильно изрезанного горного рельефа местности, а также подземных горных выработок. В микроструктурах это достигается изготовлением шлифов в трех взаимоперпендикулярных сечениях горной породы.

Непременное условие статистической съемки — это точное определение геологического положения структур более высокого порядка, подвергаемых статистическому изучению, относительно структурных форм более низкого порядка (более крупных). Это требование обусловлено существованием тесной зависимости между образованием структурных форм земной коры совершенно различных масштабов.

Статистические наблюдения могут осуществляться только для однородных, т. е. структурно однородных участков, которые должны изучаться раздельно. Ниже вопрос гомогенности структур разобран на нескольких конкретных примерах.

В примере микроструктуры, изображенной на рис. 1, хорошо видно неориентированное и равномерное в отношении их формы и величины расположение отдельных зерен в граните. Этот участок гранита гомогенный. В нем можно выделить участок определенной величины, перемещение которого в любом направлении не вызывает изменения всей структуры. Такой участок может быть назван наименьшим перемещаемым участком. Он содержит все элементы, характеризующие данную структуру и является гомогенным.

На рис. 2 показана микрофотография гранитпорфира, структура которого также неориентирована, но характеризуется существованием зерен, четко различных по величине. В этом отношении эта структура негомогенная (гетерогенная). Следовательно, степень гомоген-

ности, в какой-то мере, может определяться и целью исследования. Например, если в обнажении, представленном чередованием песчаников и глин, следует установить пространственное положение трещин, то его можно считать гомогенным. Но если нас интересует количественное распределение этих трещин в том же обнажении, то тогда его нельзя принять за гомогенный участок структуры, так как количество

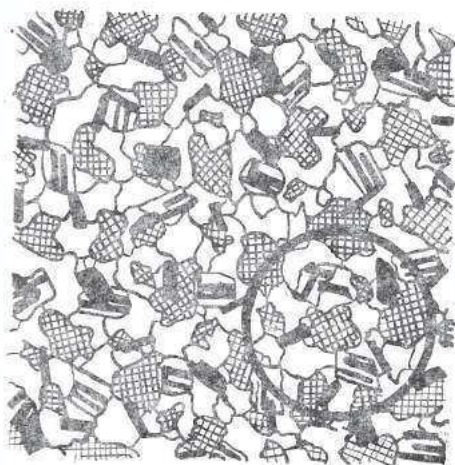


Рис. 1. Микроструктура гранита (кварц, микроклин, биотит, плагиоклаз). По форме и величине отдельных зерен структура гомогенна. Кругом очерчен наименьший перемещаемый участок структуры (по Карлу, 1964)

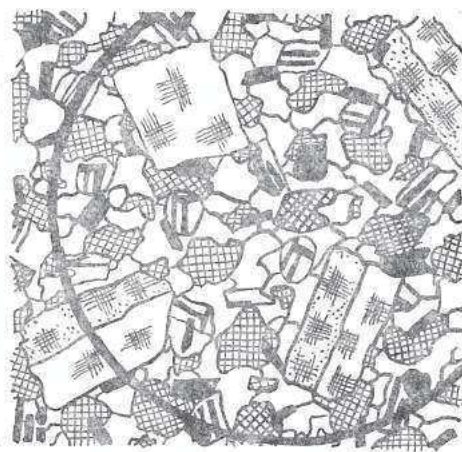


Рис. 2. Микроструктура гранитпорфира (основная масса такая же, как на рис. 1) с порфировыми выделениями микроклина. Эта структура на изображенном участке по форме и величине зерен гетерогенна. Наименьший перемещаемый участок больше половины всего участка структуры (по Карлу, 1964)

трещин в песчаниках и глинах будет различным. Также, к примеру, для установления оси какой-либо складки (оси В) ее можно рассматривать в качестве структурно-гомогенной единицы. Но если исследуется строение этой складки, тогда ее следует расчленить на отдельные гомогенные участки (крылья, замковые части и т. д.).

На рис. 3 изображена гомогенная в отношении формы и величины зерен структура гранитогайса. Однако эта структура, в отличие от показанной на рис. 1, характеризуется отчетливо выраженной анизотропией, вызванной параллельной ориентацией изотропных по форме минералов. Поэтому здесь невозможно любое перемещение наименьшего перемещаемого участка. Он может быть сдвинут только параллельно или повернут на 180° .

Таким образом, среди гомогенных участков структур следует различать также изотропную и анизотропную гомогенность. Б. Зандер (1950) выделяет «гомогенность с изотропными участками», «трансляционную гомогенность», а также «ротационную гомогенность».

Если мы рассмотрим показанное на рис. 4 распределение осей

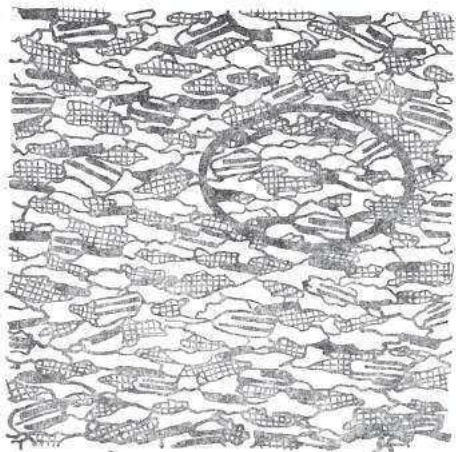


Рис. 3. Микроструктура гранитоиднейса. По форме и величине слагающих зерен структура анизотропно-гомогенная. Наименьший однородный участок, очерченный эллипсом, заменяем лишь путем трансляции или поворота на 180° (по Карлу, 1964)

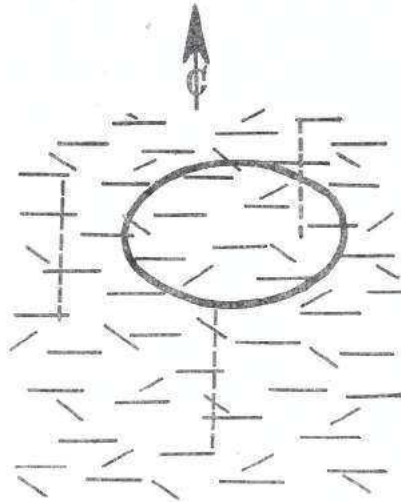


Рис. 4. Расположение осей складок (осей W) на тектонической карте. Пример анизотропно-гомогенной (без принятия во внимание меридиональных направлений осей) и гетерогенной структуры (по Карлу, 1964)

складок на определенном участке земной коры, то увидим, что ввиду анизотропности в отношении формы слагающих структурных элементов эта структура анизотропно-гомогенная. Оси складок здесь имеют северо-восточное, северо-западное и широтное направления. Но если принять во внимание также сравнительно подчиненное меридиональное направление осей складок (прерывистые линии), то тогда структура на этом участке окажется гетерогенной.

Исходя из рассмотренных примеров изучаемую структуру можно считать гомогенной, по отношению к определенному структурному элементу, в том случае, если в ее пределах взаимное перемещение отдельных участков (частей) не вызывает изменения всей структуры. Если величина наименьшего перемещаемого участка больше половины всей рассматриваемой части структуры, то эта часть структуры уже гетерогенна (см. рис. 2). Чем меньше взаимоперемещаемые участки по размеру, тем гомогеннее распределение структурных элементов на рассматриваемом участке структуры.

Наряду с выделением отдельных однородных участков структуры при полевых статистических наблюдениях встает вопрос о способах замеров. Для установления пространственно-статистических закономерностей и выделения различных генетических типов структурных элементов (трещин, разрывов, отдельных складок и т. д.) необходимо измерить решительно все поверхности раздела пород, наблюдаемые в обнажениях, с указанием, в случае уверенности, их принадлежности к различным генетическим типам. Причем для удобства необходимо заранее ввести сокращенные обозначения—

индексы для различных структурных элементов (плоскостей слоистости, плоскостей неопределенного генезиса, нетектонических трещин, трещин различного генезиса, мелкоамплитудных нарушений, плоскостей кливажа, штрихов скольжения и т. д.). Кроме индексов указываются также другие признаки структурных элементов: степень раскрытия трещин, существование признаков минерализации, присутствие воды и т. д. Особенно важно для тектонических нарушений введение добавочных скалярных величин для их характеристики, в частности, указание размеров этих поверхностей (их длины), а при наличии признаков смещения по ним, амплитуды перемещения³. В немецкой литературе (Adler, Fenchel, Pilger, 1965₁) есть указания на то, что в зависимости от размера тектонической поверхности следует ввести шкалу «степени значимости» (Wertigkeitsgrad) и различать менее «весомые» поверхности от более «весомых».

Безусловно, тектонические поверхности разных размеров имеют различное механическое значение, и это следует учитывать. Однако, на наш взгляд, при этом не учитываются элементы кинематики, поэтому очень важно указать, в случае возможности, амплитуды перемещений по трещинам и другим поверхностям скальвания, так как именно они являются мерой деформации⁴. Следовательно, шкала степени значимости тектонических поверхностей может иметь следующий вид (обнажение в северном крыле Атенской антиклинали в Аджаро-Триалетской зоне):

Степень значимости	Длина выхода, см	Амплитуда перемещения, см
1	10	0
2	11—100	0
3	11—100	1
4	11—100	2—5
5	101—300	6—10
6	101—300	11—15
7	>300	>15

³ М. В. Гз ов с к и й (1971) отмечает, что для отличия разрывов разной величины геологи часто прибегают к терминам трещина, разрывное смещение, разлом и др. Однако это нередко относится к объектам различных масштабов. Например, трещинами именуется разрыв, амплитудой перемещения которых можно пренебречь при используемом масштабе изображения. М. В. Гз ов с к и й считает, что в силу неопределенности такой терминологии необходимо иметь систему терминов, характеризующих не относительную, а абсолютную величину разрывов. Он предлагает, в зависимости от амплитуды, различать: 1) скрыто-амплитудные трещины — амплитуда не поддается измерению даже с помощью оптического микроскопа; 2) мелкоамплитудные трещины — амплитуда измеряется и не превышает 1 мм; 3) среднеамплитудные трещины — от 1 мм до 1 см; 4) крупноамплитудные трещины — от 1 до 10 см; 5) мелкоамплитудные разрывные смещения — от 10 см до 10 м; 6) среднеамплитудные разрывные смещения — от 10 до 100 м; 7) крупноамплитудные разрывные смещения — от 100 до 1000 м; 8) весьма крупноамплитудные разрывные смещения — более 1000 м.

⁴ Методы определения истинного направления и величины амплитуды смещения по разрывам рассмотрены И. А. Молчановым (1939), А. С. Забродиным (1951), И. П. Кушнаревым (1960) и В. Д. Парфеновым (см. у Гз ов с к о г о, 1971).

В зависимости от характера тектонических поверхностей можно произвести как более дробное, так и менее дробное их расчленение.

При добывании исходных статистических данных в тектонике в общем невозможно произвести сплошную съемку всех имеющихся структурных элементов. Поэтому выводы, получаемые по ограниченному числу наблюдений (выборке), приходится распространять на значительно большую группу объектов — популяцию (генеральную совокупность). Существенно при этом добывание представительного количества замеров структурных элементов для отдельных гомогенных участков структуры.

Однако для последующего структурного анализа, наряду с достаточным количеством исходных статистических данных, большое значение имеет и степень их достоверности, так как при статистической съемке наблюдаются ошибки измерения.

Обычно выделяют четыре типа ошибок при статистических измерениях (Крамбейн, Грейбилл, 1969): ошибки, допущенные наблюдателем; ошибки, зависящие от точности инструмента; ошибки, возникающие при операции определения и, наконец, ошибки, заключающиеся в самом процессе измерения.

Известно, что при определении пространственного положения структурных элементов горным компасом и клинометром точность наблюдения достигает $\pm 2-3^\circ$. Однако при определении элементов залегания полого падающих плоскостей, ошибки обычно допускаются в самом процессе измерения, и поэтому могут быть более значительными.

Если в результатах измерения наблюдается тенденция к систематическому завышению или, наоборот, занижению значения измеряемой величины, принято говорить о возникновении систематических ошибок. Они могут возникнуть при замерах в подземных выработках под действием электрокабелей, железных креплений, транспортных средств и т. д. Отклонение стрелки компаса может быть вызвано также присутствием на исследованном участке изверженных пород и магнетитового оруденения. В случае существования сильного магнитного поля, необходимы соответствующие поправки, с помощью привязки к геодезической полигонометрической сетке. Естественно, что во время замеров с помощью горного компаса должна учитываться величина магнитного склонения в исследуемой области.

Значение случайных ошибок измерения, допущенных наблюдателем, становится ничтожным при наличии достаточного количества замеров.

Кроме отмеченных выше ошибок, при полевых статистических наблюдениях следует принять во внимание возможность возникновения ошибок и другого типа. В частности, при замере плоскостных структурных элементов в обнажении, как правило, плоскости, параллельные поверхности обнажения, независимо от их количества, фиксируются в меньшем количестве, по сравнению с плоскостями других направлений.

При микроструктурных исследованиях точность статистических

наблюдений зависит от выбранного сечения для изготовления шлифа, а также от особенностей исследуемых минералов (Лукин, Чернышев, Кушнарев, 1965).

Ориентированные шлифы, как правило, должны изготавливаться в трех взаимоперпендикулярных сечениях. Это необходимо для контроля т. н. «эффекта сечения». Дело в том, что вероятность попадания в плоскость шлифа того или иного зерна породы зависит от ориентации этой плоскости относительно измеряемых (кристаллографических) элементов этих зерен. Это явление, впервые подмеченное В. Зандером (1930), было названо «эффектом сечения». При наличии гетерогенных (удлиненных, пластинчатых и т. д.) зерен в результате эффекта сечения может возникнуть картина ложной ориентации. Естественно, что для зерен, удлиненных в плоскости, перпендикулярной к сечению шлифа, существует намного большая вероятность пересечения с плоскостью шлифа, чем для удлиненных параллельно последней. Для контроля «эффекта сечения» составленную в одном сечении структурную диаграмму следует повернуть с помощью сетки Шмидта и совместить со структурными диаграммами, построенными во втором и третьем сечениях. В случае несовпадения максимумов расположения микроструктурных элементов, установленных в различных сечениях, мы имеем дело именно с вызванной «эффектом сечения» ложной ориентацией, а при совпадении этих максимумов можно говорить о закономерной ориентации замеренных микроструктурных элементов.

2. Статистическая группировка

Для структурного анализа, при статистических исследованиях, наряду с достаточным количеством замеров структурных элементов «статистическую массу» необходимо представить в виде однородных, но варьирующих (изменчивых) единиц. Статистическая группировка заключается, в основном, в выделении отдельных групп однородных структурных элементов, имеющих по одному или нескольку общих признаков. Правда, понятие однородности в структурном анализе в какой-то мере определяется характером поставленной задачи: например, для рассмотрения прочности горных пород вполне достаточно определить расположение в пространстве всей совокупности поверхностей раздела этих пород, без их генетического различия. Но при структурных исследованиях в большинстве случаев задача требует отличить друг от друга плоскости слоистости, сланцеватости, разрывов, трещин и т. д. В этих отдельных однородных группах структурные элементы различаются по их пространственному расположению и в этом смысле они изменчивы, «т. е. среди объектов наблюдения, вовлекаемых в данное исследование (сопоставляемых в его процессе), обнаруживаются такие, у которых значения признака различаются хотя бы на погрешность его измерения» (Боровко, 1971).

При статистической группировке, как правило, становится необ-

ходным выделение не только таких однородных групп структурных элементов, как плоскости слонности, разрывов, трещин и т. д., но среди них, по различным признакам, и еще более мелких групп, в частности: по морфологическим признакам трещин и разрывов различного генезиса (отрыва, скальвания и т. д.), а также раскрытых, минерализованных, рудоносных и т. д.

Таким образом, отмеченная группировка первичного статистического материала осуществляется не по их ориентировке в пространстве, а по другим признакам. Однако ниже будет показано, что в некоторых случаях, в частности, при составлении роз-диаграмм тектонических поверхностей необходимо произвести их группировку и по пространственному положению.

3. Статистическое изображение

Простейшим методом последующей обработки и анализа исходных статистических данных является их графическое изображение с помощью структурных диаграмм. Структурная диаграмма представляет собой график, отображающий положение в пространстве структурных элементов.

В зависимости от характера пространственного расположения структурных элементов и от задачи, поставленной их статистическим изучением, применяются структурные диаграммы различного вида. В основном это двумерные и трехмерные или перспективные диаграммы.

а) Двумерные структурные диаграммы

К двумерным структурным диаграммам в структурном анализе относятся диаграммы в прямоугольных координатах и двумерные круговые диаграммы, которые используются главным образом для изучения макроструктур.

Для построения диаграммы в прямоугольных координатах по оси абсцисс складывается азимут падения или простирания (или же величина угла падения) плоскостного структурного элемента, а по оси ординат — количество этих элементов. Такие диаграммы мало наглядны — на них невозможно изобразить одновременно различные данные об элементах залегания плоскостных структурных элементов и поэтому они могут быть использованы лишь для изображения вертикально залегающих плоскостей.

Для статистического изучения вертикально залегающих плоскостных элементов чаще всего применяются круговые диаграммы или розы-диаграммы. Основой для построения этих диаграмм служит круговая полярная равноплощадная сетка (рис. 5). Для построения диаграммы иногда довольствуются и верхней половиной этой сетки, которая градуирована в северных румбах. Радиусы сетки указывают на азимут простирания структурного элемента (трещины или другой какой-либо плоскости), а круги (параллели) — на количество (или про-

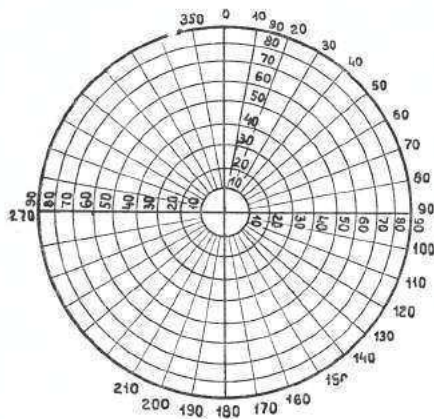


Рис. 5. Круговая полярная сетка

центную долю по отношению ко всему количеству замеров) этих плоскостей в пределах определенного интервала их азимутов простирания. Интервалы между радиусами (меридианами) могут быть различными (5° , 10° и т. д.), в зависимости от числа замеров и выделенных в соответствии с этим во время статистической группировки отдельных групп (классов) структурных элементов. Чем больше число замеренных элементов в интервале, тем длиннее луч, проведенный из центра диаграммы посреди этого интервала. Расстояние между кругами (параллелями) может соответствовать различному количеству замеров в пределах интервала между радиусами сетки. Выбор этого количества зависит от общего числа всех замеров.

Полученные таким образом вершины лучей соединяются прямыми линиями, которые и образуют розу-диаграмму (рис. 6).

Роза-диаграмма может иметь и другой вид, если межрадиусные интервалы полностью заштриховать или залить тушью. В таком случае получают розы-диаграммы с расходящимися лучами (рис. 7).

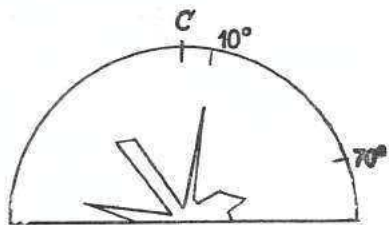


Рис. 6. Роза-диаграмма простираний плоскостных структурных элементов

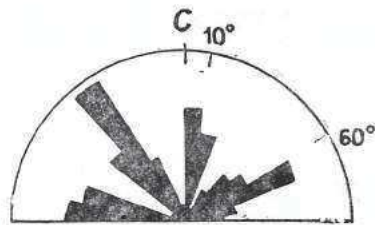


Рис. 7. Роза-диаграмма с расходящимися лучами

Если на розе-диаграмме, наряду с азимутом простирания, желательно изобразить азимут падения или угол падения структурных элементов, следует в концах лучей указать их значение или построить другую независимую диаграмму.

Розы-диаграммы в последнее время особенно широко используются для изображения первичной ориентации множества планетарных трещин. Примеры их подобного использования будут рассмотрены дальше, в специальном разделе, посвященном планетарной трещиноватости.

б) Изображение статистических данных с помощью картографической проекции

Сферическая поверхность и ее проекция на плоскость

Любая плоскость, проходящая через сферу, дает в сечении некоторую окружность. Если плоскость провести через центр сферы, то на поверхности сферы получается след этой плоскости, называемый большим кругом. Длина дуги большого круга на сфере измеряется соответствующим пропорциональным ей центральным углом AOB . Часть сферы, ограниченная дугами трех больших кругов, называется сферическим треугольником ($\triangle ABC$ на рис. 8). Для определения положения точки на сфере применяются системы сферических координат, которые отличаются друг от друга положением полюсов на сфере (Вентцель, 1948; Степанов, 1948). За полюсы можно принять любые две диаметрально противоположные точки (p и p' на рис. 9).

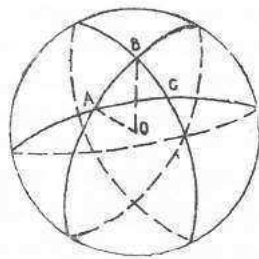


Рис. 8. Большие круги и сферический треугольник

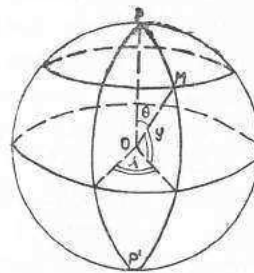


Рис. 9. Сферические координаты

Большие круги, проходящие через полюса, называются меридианами. Один из меридианов принимается за начальный (нулевой). Большой круг, соответствующий плоскости, которая перпендикулярна линии, соединяющей полюсы, называется экватором данной системы координат. Положение любой точки M определяется сферическими координатами: широтой φ , которая измеряется дугой меридиана от экватора до данной точки или, что то же самое, соответствующим ей центральным углом (иногда измеряют полярное расстояние $\Theta = 90 - \varphi$) и долготой λ , которая измеряется углом между меридианом данной точки и нулевым меридианом (см. рис. 9). Геометрическое место таких точек, одна из координат которых является постоянной, называется координатной линией. Координатные линии с постоянной долготой представляют меридианы. Координатные линии с постоянной широтой, или малые круги, параллельны экватору и представляют параллели.

Поверхность сферы или ее часть изображается на плоскости с помощью картографической проекции. Проекцией сферы можно назвать всякое такое изображение сферы на плоскости, когда каждой M_0 точке

сферы однозначно соответствует точка M плоскости, называемая изображением точки M_0 .

Изображение системы координатных линий на плоскости называется картографической сеткой.

При изображении сферической поверхности неизбежно искажение изображения, так как сфера не обладает свойством разворачивания на плоскости. Характер искажения зависит от особенностей выбранной проекции, а ее величина в разных частях проекции различна.

Для оценки характера искажения на сфере выделяется элементарный круг, который изображается на плоскости. В общем случае круг в проекции изображается в виде эллипса. Эллипс, показывающий характер искажения, называется эллипсом искажения.

Азимутальные картографические проекции

Из различных типов картографических проекций в структурном анализе используется азимутальная проекция. Азимутальной называется проекция, параллели нормальной (полярной) сетки которой изображаются концентрическими кругами, меридианы — радиусами этих кругов, а углы между меридианами равны соответствующим углам на сетке (Гинзбург, 1951).

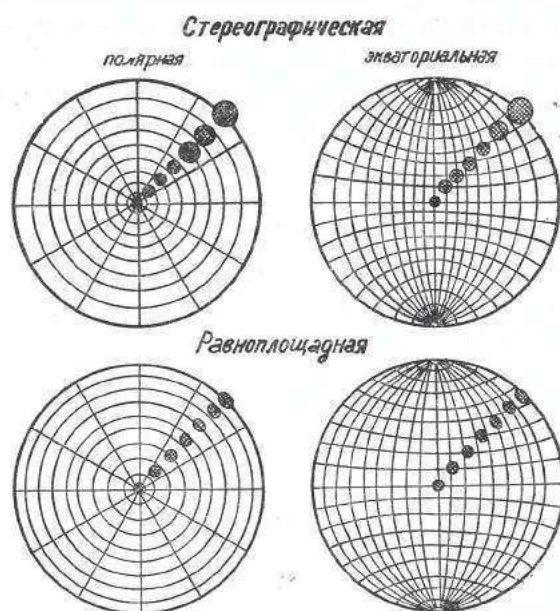
В практике используется как полярная (нормальная), так и экваториальная (поперечная) сетка азимутальной проекции. Линия полюсов системы координатных линий экваториальной сетки с линией полюсов нормальной сетки образует угол в 90° .

Изображение исходных статистических данных в азимутальной проекции по сравнению с другими методами статистической оценки имеет следующие преимущества: оно позволяет пространственное, т. е. трехмерное представление пространственно-статистических закономерностей в расположении структурных элементов. Так как плоскостные и линейные элементы в этой проекции могут изображаться простейшим знаком — полярной точкой, это позволяет нанести на одну диаграмму множество структурных данных. Определение максимумов и полей одинаковых плотностей расположения структурных элементов, минуя сложные статистические расчеты, достигается путем простейших вычислений и графических построений.

В структурном анализе используется азимутальная проекция двух видов: равноугольная, или стереографическая, и равноплощадная (рис. 10).

Равноугольная азимутальная проекция (сетка Вульфа) уже давно применяется в кристаллографии для изображения различных поверхностей, оптических осей и определения углов, образуемых оптическими и кристаллографическими векторами. В равноугольной проекции угловые расстояния не искажаются, и кругам на сфере соответствуют круги в плоскости проекции (см. рис. 10). Однако, т. к. для структурных исследований решающее значение имеет определение статистических максимумов, а на сетке

Рис. 10. Полярная и экваториальная проекции стереографической и равноплощадной проекции (по Вистелиусу, 1958). Заштрихована проекция на плоскость круга с единичными радиусами из разных мест сферы



Вульфа площади полей одинаковых плотностей распределения точек в различных частях сетки различны, то в структурном анализе используется равноплощадная азимутальная проекция (проекция Ламберта) (Lambert, 1894), в которой имеет место равномерное искажение сферы в единой плоскости проекции. Эллипсы искажения всюду имеют одинаковую площадь, но отличаются по форме (см. рис. 10).

Экваториальная сетка равноплощадной азимутальной проекции известна под названием сетки Шмидта (Schmidt, 1925). Вместе с ней используется также полярная или нормальная сетка (Schuck, 1927). Нормальная сетка, как правило, используется для быстрого нанесения структурных элементов в виде их полярных точек, тогда как построение различных плоскостей в виде их больших кругов и графическое изображение складок и их различных элементов происходит только на сетке Шмидта.

Равноплощадная сетка может представлять проекцию на экваториальную плоскость как верхней, так и нижней полусферы. В дальнейшем будет рассматриваться лишь проекция верхней полусферы на экваториальную плоскость, как это принято в советской литературе.

При пересечении поверхности верхней полусферы плоскостными и линейными структурными элементами образуются соответственно большие круги или полярные точки (рис. 11) и точки пересечения (рис. 12).

Нанесение структурных элементов происходит на восковку, наложенную на сетку, имеющую окружность, совпадающую с границей сетки, и отметку С (север), обозначающую верх будущей диаграммы.

Плоскость на сетке Шмидта может быть выражена в виде проек-

ции линии большого круга или в виде проекции точки пересечения с верхней полусферой нормали к этой плоскости (см. рис. 11). Естественно, что с увеличением угла падения плоскости изображающий ее большой круг будет приближаться к центру сетки, а полярная точка — к ее краю. Вертикально залегающая плоскость совпадает с прямой линией, проходящей через центр диаграммы, а горизонтальная — с граничным кругом сетки. В последнем случае полярная точка изображаемой плоскости совпадает с центром сетки Шмидта. На нормальной сетке плоскость может быть изображена только с помощью ее полярной точки.

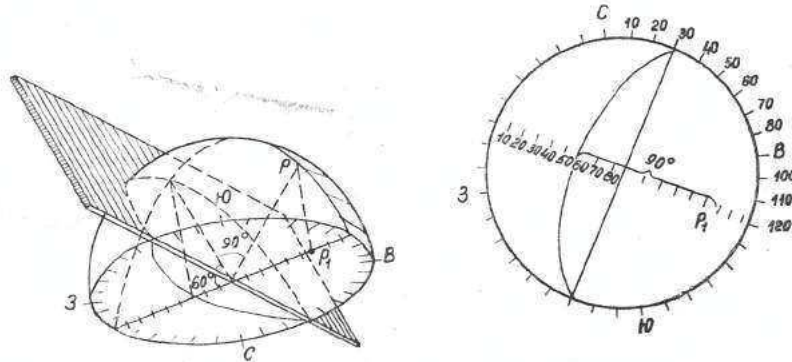


Рис. 11. Пересечение верхней полусферы плоскостью и нормалью к ней.
1 — общий вид, 2 — план

Линейные структурные элементы изображаются в форме точек (p_1 на рис. 12), которая представляет собой проекцию на экваториальную плоскость точки пересечения линейного элемента с верхней полусферой (точка p на рис. 12).

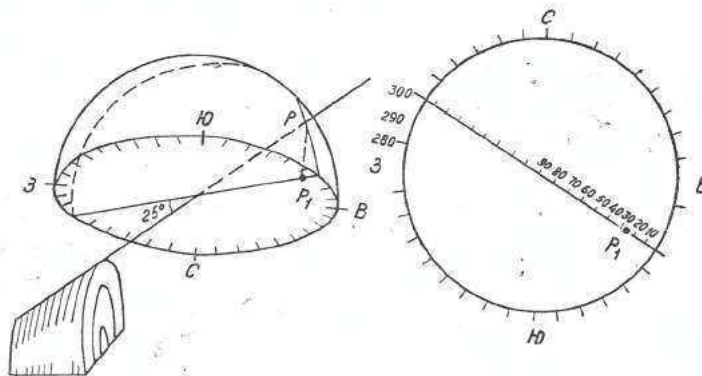


Рис. 12. Пересечение с верхней полусферой линейного структурного элемента.
1 — общий вид, 2 — план

Способы нанесения плоскостных и линейных структурных элементов на сетку Шмидта и нормальную сетку нами здесь не рассматриваются.

в) Плотность распределения точек и определение их максимумов

В результате изображения на диаграмме в виде точек пространственного положения множества структурных элементов получаем точечную диаграмму. Обычно уже на такой диаграмме хорошо видно неравномерное распределение точек: выделяются участки с наибольшей плотностью этих точек или их максимумы. Однако для большей наглядности и выделения полей равных и максимальных плотностей точек, установления характера и формы этих максимумов, а также для сравнения с другими диаграммами, на основе точечной диаграммы вычерчивается диаграмма относительной плотности точек в изолиниях. Для этого следует установить количество точек, приходящихся на единицу площади диаграммы. Это происходит при помощи специально составленных трафаретных сеток, на которых площадь структурной диаграммы расчленена на равные единичные площади, занимающие 1% всей площади диаграммы.

Так как в равноплощадной проекции имеет место искажение поверхности сферы, особенно заметное в краевых частях (см. рис. 10), единичные площади на трафаретной сетке имеют различную форму (рис. 13). Подсчитывание точек происходит последовательно во всех единичных площадях. Количество точек указывается в центре этих площадей. Естественно, при подсчитывании во внимание принимается степень значимости этих точек. В краевых частях сетки, в центрах единичных площадей, расположенных почти полностью за ее пределами, ставится цифра, соответствующая количеству точек, приходящихся на диаметрально противоположную единицу площади, расположенную в пределах трафаретной сетки (см. рис. 13).

Цифры, обозначающие плотность точек на единицу площади, обычно выражаются не в абсолютных, а в относительных величинах, т. е. в процентах по отношению ко всему количеству точек.

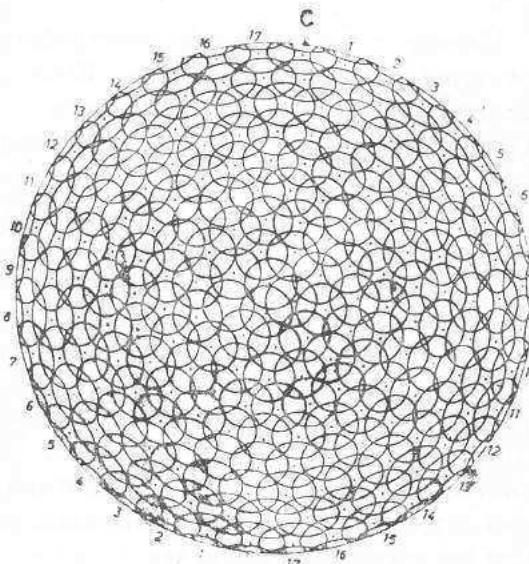


Рис. 13. Трафарет для подсчитывания точек
(трафарет Брауна)

Изолинии относительной плотности точек проводятся через одинаковые цифры, стоящие в центрах единичных площадей или найденные путем интерполяции. Следует иметь в виду, что между изолиниями плотностей должно быть полное соответствие в диаметрально противоположных краях, т. е. с противоположными концами любого диаметра должны совпадать изолинии с одинаковым значением. Поэтому при построении изолинии иногда приходится проводить вспомогательные диаметры. Однако проще всего произвести нумерацию единичных площадей на трафаретной сетке (см. рис. 13).

Ограниченные изолиниями поля равных плотностей обозначаются специальной сигнатурой. Как правило, чем больше плотность, тем плотнее соответствующая штриховка указанных полей.

В некоторых случаях на синоптические диаграммы, на которых для окончательного анализа одновременно изображены различные структурные элементы, наносятся не все, а только главные поля максимальной плотности с помощью определенного знака, поставленного в их центре. Максимумы более четки в том случае, если поля максимальной плотности имеют изометрическую форму. Возникновение удлинённых плей может быть вызвано слиянием двух максимумов, существованием поясобразного расположения некоторых структурных элементов, вращением этих элементов вокруг какой-либо структурной оси и т. д.

г) Трансформация плоскостных и линейных элементов на сетке Шмидта

Наряду с изображением пространственного положения различных структурных элементов, на сетке Шмидта можно произвести их определенную трансформацию. Например, перемещенные пассивно во время складчатости первичные поверхности раздела можно вернуть в первоначальное положение. При трансформации плоскости слоистости (крыла складки) можно также установить как менялось направление погружения оси складки. Путем трансформации и приведения плоскости слоистости к горизонту можно восстановить и первичную ориентацию перпендикулярных к ней планетарных трещин и т. д.

Во время трансформации используются точечные изображения, т. е. полюсы плоскостей и точки пересечения линейных элементов с поверхностью полусферы. Принцип трансформации заключается в следующем: трансформируемый элемент перемещается вдоль экватора сетки Шмидта в желаемом направлении. Остальные точки (соответственно структурные элементы) перемещаются в том же направлении и на то же расстояние вдоль тех малых кругов (параллелей), на которых они расположены. Если точка во время перемещения выходит за пределы сетки Шмидта, тогда ее перемещение продолжается от диаметрально противоположной точки сетки в том же направлении.

Для иллюстрации процесса трансформации можно привести два простых примера.

1. Миоценовые песчаники ущелья р. Паца (Южная Осетия) с азимутом падения 60° , $\angle 65^\circ$ расположены непосредственно на туфобрекчиях байосской порфиритовой свиты с падением 310° , $\angle 80^\circ$. Для установления домиоценового пространственного положения среднеюрских слоев следует миоценовые слои привести к горизонту на сетке Шмидта и соответственно переместить и среднеюрские слои (рис. 14).

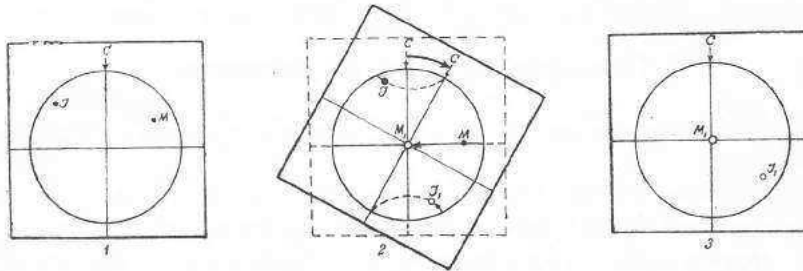


Рис. 14. Трансформация плоскостей на сетке Шмидта. 1 — первоначальное положение 2 — поворот восковки и совмещение точки М с экватором. Перемещение точки I в том же направлении и на то же расстояние по параллели, 3 — конечное положение.

Для этого полярную точку М (миоценовые слои) поворотом восковки нужно совместить с экватором, а затем переместить на 65° в центр сетки. Этой операцией миоценовые слои приводятся в горизонтальное положение. Затем в том же направлении (влево) и на то же расстояние (65°) вдоль параллели перемещается точка I. До края сетки эту точку можно переместить лишь на 28° , поэтому на оставшиеся 37° точка перемещается в диаметрально противоположном секторе (рис. 14₂). Восковка возвращается в первоначальное положение. Полученные домиоценовые элементы залегания среднеюрских слоев — 132° , $\angle 77^\circ$ (точка I₁ на рис. 14₃).

2. В верхнеэоценовых песчаниках окрестностей Тбилиси, с азимутом падения 10° , $\angle 50^\circ$; замерены перпендикулярные слоистости доскладчатые (планетарные) трещины: а) аз. падения 127° , $\angle 60^\circ$ и б)

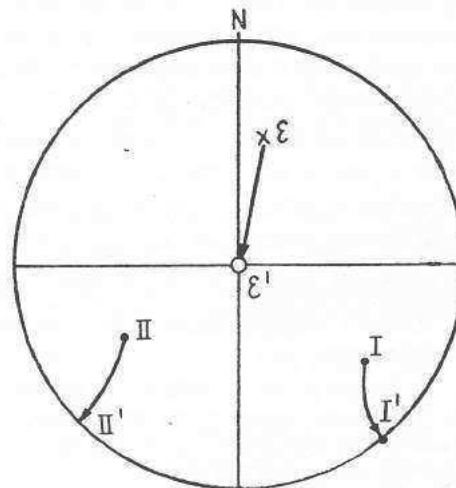


Рис. 15. Трансформация перпендикулярных слоистости первичных трещин на сетке Шмидта

аз. падения 238° , $\angle 50^\circ$. Для восстановления первоначальной ориентации этих трещин верхнеэоценовые слои приводятся в горизонтальное положение (рис. 15). По малым кругам (параллелям) соответственно перемещаются плоскости (полюсы) указанных трещин. Так как эти трещины перпендикулярны плоскости слоистости, то после трансформации они располагаются на краю сетки. Первоначальные элементы залегания этих трещин равны, соответственно: а) аз. простирания $-140^\circ - 90^\circ = -50^\circ$ и б) аз. простирания $-225^\circ + 90^\circ = -315^\circ$ (см. рис. 15).

4. Геометрия структур на диаграмме

а) Изображение складки и ее элементов

Как известно, между образованием различного порядка структурных форм земной коры существует тесная зависимость. Поэтому при анализе структурных диаграмм, наряду с различными структурными элементами (разрывами, трещинами и т. д.), на них изображаются складки и их элементы (крылья, оси и осевые плоскости).

Особое значение при структурных исследованиях имеет установление и изображение на диаграмме осей складок⁵. Ось складки представляет собой линейный структурный элемент и может быть выражена на сетке Шмидта точкой ее пересечения с полусферой. Проекция этой точки обозначается символом В.

Во многих случаях, особенно когда в естественных условиях обнажается лишь одно крыло складки, положение ее оси трудно установить. Установить положение оси складки с помощью плоскостей слоистости одного ее крыла можно только тогда, когда ось расположена горизонтально, и, следовательно, параллельно линии простирания плоскостей слоистости. Если ось складки наклонена, то ее положение можно установить лишь конструктивно на сетке Шмидта. Как известно из кристаллографии, все плоскости кристалла, образующие параллельные грани, располагаются в одной зоне и называются тавтозональными плоскостями (плоскостями одной зоны или одного пояса граней). Все они параллельны т. н. внутренней оси, т. е. выделяемой мысленно оси, расположенной внутри кристалла. В тектонике существует принципиально такое же взаимоотношение между отдельными плоскостями слоистости крыла складки и ее осью. Если представить прос-

⁵ Термин «ось складки» автор понимает не как большинство советских авторов, т. е. не как линию пересечения осевой поверхности складки с горизонтальной плоскостью, а как линию пересечения осевой поверхности складки с поверхностью какого-либо пласта в месте его перегиба, именуемую большинством авторов шарниром складки. Однако, как справедливо отмечает Г. Д. Ажгирей (1966), во всей довоенной советской и русской литературе, а также зарубежной, употребляется термин ось складки в его первоначальном указанном выше значении. Вместе с тем линия пересечения осевой поверхности складки с поверхностью пласта в месте его перегиба намного более полно характеризует расположение складки в пространстве.

тую складку изгиба, легко увидеть, что ось вращения, или ось складки будет аналогична оси тавтозональности (Adler, Fenchel, Pilger, 1965). Таким образом, на сетке Шмидта ось складки можно установить с помощью максимумов точек пересечения больших кругов плоскостей слоистости или с помощью полюса (полюса тавтозональности — π) того большого круга, на котором расположены полюсы плоскостей слоистости. Эти два способа взаимно контролируемы.

Теоретически большие круги плоскостей слоистости должны пересекаться в одной точке (В) (рис. 16). Однако обычно наблюдается

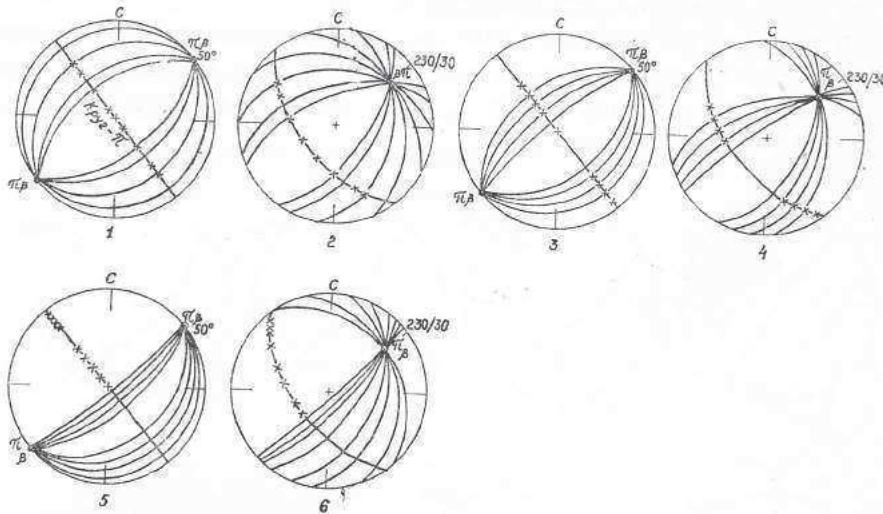


Рис. 16. Структурные диаграммы складок различной формы, изображенные с помощью больших кругов плоскостей слоистости, полярных точек (х), круга π и полюса π ($=\beta-B$). 1 — симметричная складка с горизонтальной осью, 2 — симметричная складка с погруженной осью, 3 — наклонная складка с горизонтальной осью, 4 — наклонная складка с погруженной осью, 5 — опрокинутая складка с опрокинутым ЮВ крылом и горизонтальной осью, 6 — опрокинутая складка с опрокинутым ЮВ крылом и погруженной осью (по Адлеру и др., 1965, с изменениями)

определенное рассеивание точек пересечения. Максимум этих точек практически совпадает с выходом оси складки В.

Положение оси складки с помощью полярных точек плоскостей слоистости можно установить в случае наличия достаточного количества их замеров (рис. 17). Восковку с нанесенными на нее полюсами плоскостей слоистости следует повернуть так, чтобы полюсы совместились с одним из больших кругов или меридианом на сетке Шмидта. Этот круг, соединяющий полярные точки плоскостей слоистости, обозначается как круг π . Определенное рассеивание замеров выражается рассеиванием полярных точек вокруг круга π . Соответствующий кругу π полюс π совпадает с точкой пересечения больших кругов слоистости β и, соответственно, с выходом оси складки В.

Таким образом, пространственное положение оси складки на структурной диаграмме одинаково определяется положением точек В, β и π .

Для установления оси складки, кроме плоскостей слоистости, может быть использована также комбинация неоднородных структурных элементов, в частности плоскости слоистости и кливажа осевой плоскости, положение в пространстве линии пересечения которых приближается к положению оси складки. Точка пересечения указанной линии с полусферой (δ) находится так же, как точка пересечения двух плоскостей слоистости (β). В случае большого количества замеров из множества точек можно найти максимум δ .

На рис. 16, 17 показаны примеры изображения складок различного морфологического типа, с помощью больших кругов плоскостей слоистости и их полюсов (см. рис. 16) и с помощью лишь полюсов плоскостей слоистости (рис. 17).

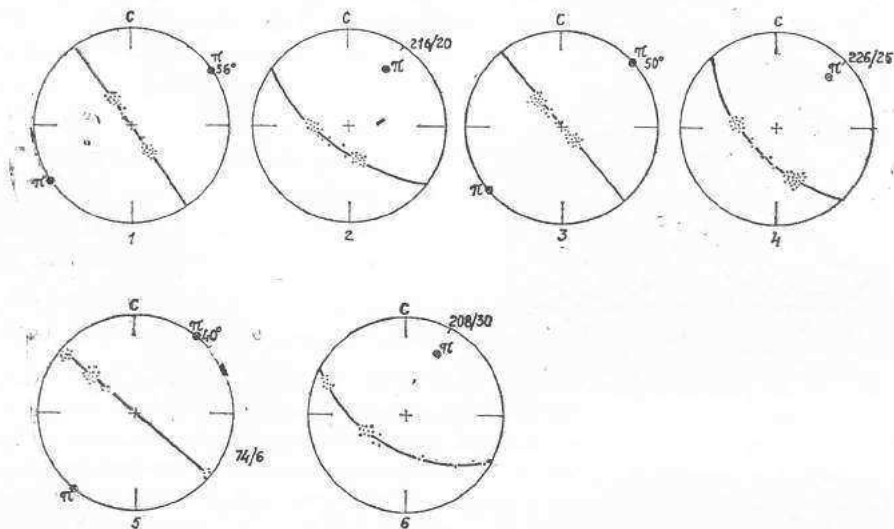


Рис. 17. Структурные диаграммы складок различной формы, изображенные с помощью полюсов плоскостей слоистости, круга π и полюса $\pi(=B)$.

1 — симметричная складка с горизонтальной осью, 2 — симметричная складка с погруженной осью, 3 — наклонная складка с горизонтальной осью, 4 — наклонная складка с погруженной осью, 5 — опрокинутая складка с опрокинутым ЮВ крылом и горизонтальной осью, 6 — опрокинутая складка с опрокинутым ЮВ крылом и погруженной осью (по Адлеру и др., 1965₃, с изменениями)

Так как на структурной диаграмме антиклинальные и синклинальные складки изображаются одинаково, в приведенных примерах они не различаются.

На структурной диаграмме с помощью полюсов плоскостей слоистости можно найти положение не только оси, но и осевой плоскости складки. Для этого необходимо на диаграмме иметь отчетливые максимумы полюсов плоскостей слоистости обоих крыльев. Для установ-

ления положения осевой плоскости складки как симметричных, так и наклонных складок, а также складок с горизонтальной и наклонной осью, следует повернуть круг π и совместить с большим кругом сетки Шмидта, затем на этом круге найти точку, делящую пополам дугу между максимумами полюсов плоскостей слоистости или же среднюю точку на дуге между максимумами больших кругов плоскостей слоистости. По найденной точке и полюсу π следует провести большой круг, который и представляет изображение осевой плоскости складки на структурной диаграмме (рис. 18_{1, 2, 3, 4}).

В случае наличия опрокинутой складки нужно найти точку, делящую пополам дугу круга π между максимумами больших кругов плоскостей слоистости, а если эту точку находим с помощью максимумов полюсов плоскостей слоистости, тогда от точки, делящей пополам дугу между этими максимумами, следует отложить 90° по направлению от края к центру диаграммы (рис. 18_{5, 6}).

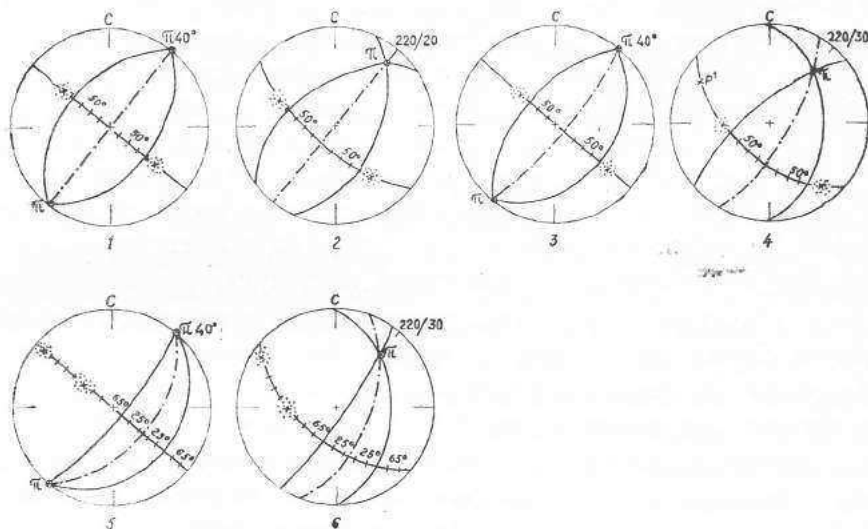


Рис. 18. Структурные диаграммы складок различной формы, изображенные с помощью полюсов и максимумов больших кругов плоскостей слоистости, круга - π , полюса π ($=\beta=V$) и осевой плоскости складки.

1 — симметричная складка с горизонтальной осью, 2 — симметричная складка с погруженной осью, 3 — наклонная складка с горизонтальной осью, 4 — наклонная складка с погруженной осью, 5 — опрокинутая складка с опрокинутым ЮВ крылом и горизонтальной осью, 6 — опрокинутая складка с опрокинутым ЮВ крылом и погруженной осью (по Адлеру и др., 1965₂, с изменениями)

Следует отметить, что в некоторых случаях, особенно тогда, когда обнажено лишь одно крыло складки, приблизительное расположение осевой плоскости складки можно найти с помощью плоскостей кливажа осевой плоскости.

5. Симметрия структур и структурные координаты

Для того, чтобы разобраться в закономерностях пространственного расположения различных структурных элементов и провести соответствующий анализ структурных диаграмм, следует иметь представление о симметрии, характеризующей структурные формы различного масштаба.

Принятая в кристаллографии симметрия форм может быть использована для структур, созданных порообразующими минералами и самими породами. Элементы, строящие кристаллическую решетку, можно сравнить со структурными элементами, создающими микро- и макроструктурные формы. Можно сравнить и особенности пространственного расположения этих элементов. Так же, как диаграмма полярных точек кристаллической формы, структурная диаграмма отображает симметрию направлений. Однако эти диаграммы не дают представления, в первом случае, о габитусе кристалла, а во втором — о форме структуры (Kar1, 1964).

Различия между структурой кристалла и породы заключаются в том, что структура породы является областью низкого порядка. Это выражается существованием в последней генетически различных направлений. В деформационной структуре породы не существует характерных для геометрической кристаллографии идеальных плоскостей и осей симметрии. Элементы симметрии в породе устанавливаются статистическим путем. Эту симметрию образует большинство структурных элементов, составляющих данную структуру, но существуют элементы, которые отклоняются от выявленной симметрии.

Часто структурные элементы представляют сами кристаллы или, во всяком случае, они состоят из кристаллов. Последние в структуре породы образуют чуждые деформации, закономерные направления, которые активно или пассивно участвуют в формировании структуры.

В микроструктурном анализе установлению симметрии служат такие чуждые деформации направления, как, например, оптические оси кварца, плоскости спайности слюд и карбонатов и др. Эти кристаллические направления очень часто активно участвуют в деформации, особенно в формировании структур тектонитов, когда деформация протекает на уровне микроструктуры. В этом случае происходит суммирование этих чуждых деформации направлений с частными направлениями деформации и симметрия структуры выражена отчетливо. Однако, если эти чуждые направления не участвуют активно в процессе деформации, тогда они могут вызвать понижение симметрии структуры (перекрытие старого упорядочения), повышение (повышающее симметрию перекрытие) или же вообще не влиять на характер симметрии (перекрытие одинаковых симметрий или отсутствие додеформационного упорядочения) (Sander, 1948; Kar1, 1964).

В макроструктурах подобными чуждыми деформации направлениями являются первичные поверхности раздела пород: плоскости

слонности, первичной сланцеватости и первичной планетарной трещиноватости.

Аналогично кристаллическим сингониям, структуры горных пород также можно сгруппировать в отдельные системы симметрии.

Кубическая система симметрии характеризует структуру изотропной, гомогенной породы.

Как известно, большинство пород земной коры характеризуется существованием в них более или менее упорядоченных деформационных структур. В природных условиях в деформационных структурах, структурные элементы часто расположены симметрично относительно некоторых трех взаимно перпендикулярных главных направлений. Исходя из этого, для описания закономерностей пространственного расположения строящих структуру элементов, как и в кристаллографии, в структурном анализе можно применить сравнительную координатную систему abc , к которой могут быть привязаны различные плоскостные и линейные структурные элементы. Это, наряду с возможностью сравнения областей структур различного порядка, позволяет также дать генетическую характеристику отдельных структурных элементов, например, различных трещин и разрывов в складчатой структуре. Только таким путем возможен структурный анализ структур различного порядка и их суммирование.

При рассмотрении координатной системы abc в микроструктурах принимается (Sander, 1930, 1950 и др.), что ось a отвечает направлению «тектонического транспорта» и вместе с осью c расположена в плоскости деформации ac или в плоскости симметрии. Б. Зандер показал, что симметрия структуры соответствует симметрии того движения, которое привело к возникновению определенной ориентировки структурных элементов, или же всякая структура симметрична относительно векторов ее определивших. Следовательно, если структура обладает плоскостью симметрии, эта плоскость представляет одновременно плоскость симметрии движения, создавшего эту структуру, поэтому в ней должна быть расположена ось a — направление тектонического перемещения. Ось b представляет собой ось деформации и, за исключением наличия триклинной симметрии, ориентирована перпендикулярно к плоскости ac . Оси a и c в общем случае не совпадают с главными осями деформации. Ось c , в случае ромбической симметрии, представляет перпендикуляр к осям a и b . В этом случае любые две координатные оси расположены в одной плоскости и, таким образом, получаем три взаимно перпендикулярные плоскости ab , bc и ac .

Однако в микроструктурах могут существовать и другие симметрологические соотношения: при моноклинной симметрии две оси не являются взаимно перпендикулярными, а при триклинной вообще нет взаимно перпендикулярных осей⁶.

⁶ Вопрос расположения структурных координат a , b и c в микроструктурах здесь не рассматривается.

При рассмотрении макроструктур упрощенно можно принять, что структурные оси взаимно перпендикулярны и их положение соответствует положению осей главных нормальных напряжений σ_1 , σ_2 и σ_3 . Ось b большей частью совпадает с осью B и, соответственно, σ_2 . Однако, как будет показано ниже, замена сравнительных координатных осей a , b , c осями σ_1 , σ_2 и σ_3 требует тщательного анализа особенностей расположения в пространстве и генезиса структурных элементов.

Структурные координаты a , b и c на различных участках структуры и в разновозрастных структурах различного порядка могут иметь различную ориентацию. Например, координатные оси, характерные для какого-либо складчатого участка земной коры, не могут быть использованы для структур, выраженных в отдельных обнажениях, образцах и тем более шлифах горных пород.

Установление ориентации структурных координат на сравнительно ограниченных участках структуры иногда возможно уже в полевых условиях. В случае наличия микроскладчатости на плоскости слоистости или сланцеватости (на плоскости S), ось b расположена в этой плоскости параллельно осям микроскладок, а ось a — в этой же плоскости перпендикулярно к b . Координатная ось c перпендикулярна к плоскости S и соответственно к a и b (рис. 18 а).

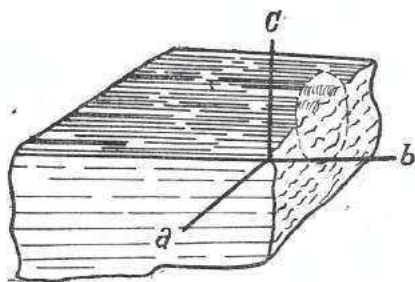


Рис. 18а. Расположение структурных координат в образце слоистой породы (по Карлу, 1964)

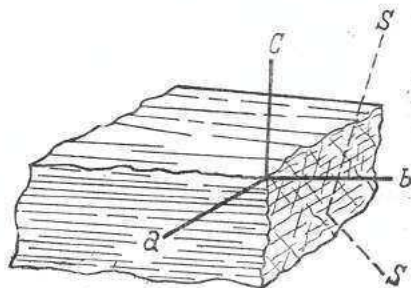


Рис. 19. Расположение структурных координат в образце сланцеватой породы (по Карлу, 1964)

Положение осей a , b , c можно найти также с помощью двух систем пересекающихся трещин скальвания S' и S'' в образце сланцеватой породы (рис. 19). В этом случае ось b совпадает с линией пересечения плоскостей этих трещин. Ось a расположена в плоскости S' (в плоскости сланцеватости) перпендикулярно к b , а ось c — перпендикулярно к плоскости S' .

В случае, если на плоскости S замечается не микроскладчатость, а следы скольжения, тогда ось a совпадает с направлением скольжения, ось b расположена в этой же плоскости перпендикулярно к a , а ось c — перпендикулярно к плоскости S .

Из приведенных выше примеров видно, что плоскость S (плоскость ab) является генетически важной плоскостью. Очень важно установить

направление тектонического транспорта, т. е. оси a . Вместе с тем, следует учитывать, что в процессе деформации, как правило, происходит вращение структурных координат вокруг оси b . Например, при образовании складки происходит изгиб первоначально ровных слоев вокруг оси складки B . Поэтому в крыле складки ось a расположена в плоскости слоистости, а для всей симметричной складки ось a горизонтальна, а ось c расположена в осевой плоскости складки (рис. 20).

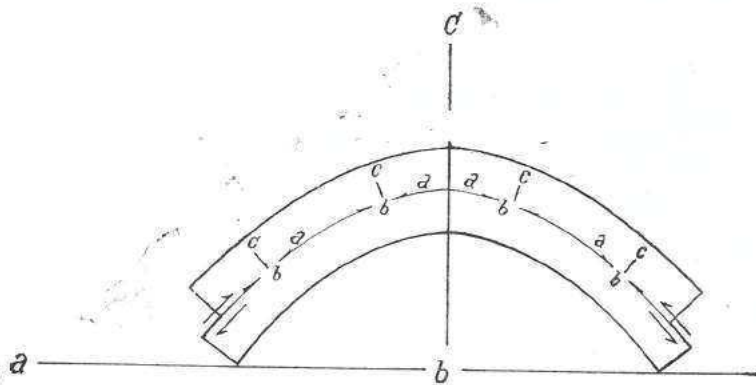


Рис. 20. Расположение структурных координат в складке и ее отдельных частях

Как видно из рисунка, оси a и c в результате вращения вокруг оси b , меняют свое положение, в то время, как положение оси b везде неизменно и совпадает с осью $b (=B)$ всей складки. Следовательно, координата b , как генетическая ось, характеризуется более устойчивым положением, по сравнению с осями a и c : она на рассматриваемом участке структуры всегда расположена перпендикулярно к направлению «тектонического транспорта». Вместе с тем, установленная ориентация структурных координат пригодна лишь для данной элементарной складки и без дополнительных данных не может быть распространена на более обширную область структуры.

а) Конструирование структурных координат на сетке Шмидта

Для изображения на сетке Шмидта структурных координат следует первым делом в виде больших кругов изобразить плоскости ac , bc и ab . Так как параллельные осям структурные элементы расположены на этих кругах тавтозонально, они именуется зональными кругами. В случае наличия структуры ромбической симметрии, угол между любыми двумя точками пересечения структурных координат с полусферой и соответствующая ему длина дуги на большом круге равны 90° . Таким образом, если мы на диаграмме имеем структурное изображение какой-либо складки, определение положения ее структурных координат не представляет собой трудности: ось b совпадает с осью B , ось c рас-

положена в осевой плоскости складки перпендикулярно к оси b , а ось a перпендикулярна плоскости bc .

На рис. 21 показано структурное изображение складок различного морфологического типа, с помощью различных структурных данных и расположение в них структурных координат a , b и c . Точки выхода структурных координат a и b расположены на зональном круге ab , координаты a и c — на зональном круге ac (круг π), а b и c — на зональном круге bc . Вместе с тем, полярная точка зонального круга ac совпадает с осью b , полярная точка зонального круга ab — с осью c , а зонального круга bc — с выходом оси a .

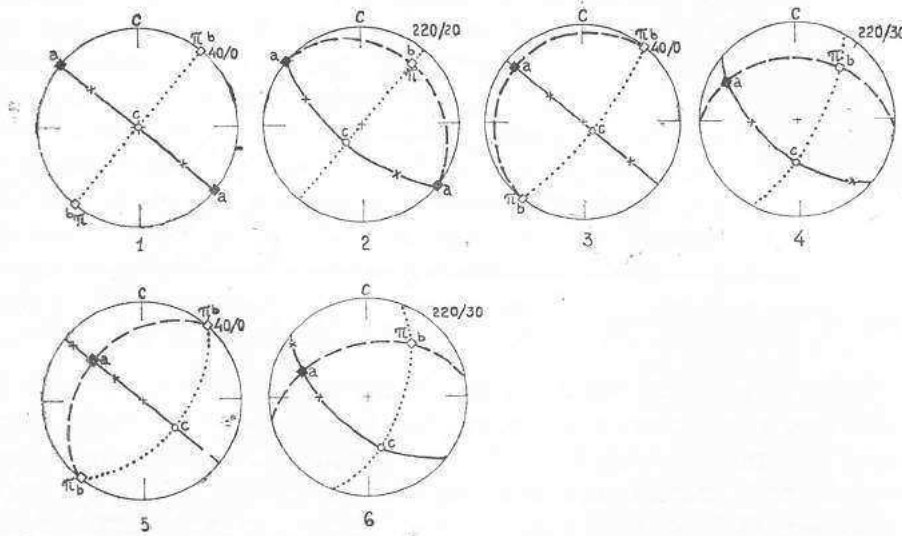


Рис. 21. Структурное изображение складок с помощью максимумов больших кругов плоскостей слоистости, круга π (=зональному кругу ac), полюса π (=В=максимуму полюсов плоскостей ac), структурных координат a , b , c , зональных кругов ab , ac и bc , полюсов плоскостей ab , ac и bc .

1 — симметричная складка с горизонтальной осью, 2 — симметричная складка с погруженной осью, 3 — наклонная складка с горизонтальной осью, 4 — наклонная складка с погруженной осью, 5 — опрокинутая складка с опрокинутым ЮВ крылом и горизонтальной осью, 6 — опрокинутая складка с опрокинутым ЮВ крылом и погруженной осью (по Адлеру и др., 1965, с изменениями)

Если структурные координаты определяются независимо от складчатой структуры, в отдельных ее крыльях, в отдельных обнажениях или же образцах, то (как это было показано выше) они устанавливаются с помощью таких структурных элементов, как микроскладчатость на плоскости слоистости или сланцеватости (см. рис. 18), следы скольжения или же пересекающиеся системы трещин скалывания и плоскости слоистости (см. рис. 19). В таких случаях конструирование структурных координат a , b , c и зональных кругов ac , bc и ab также не представляет трудности, так как здесь мы имеем дело с определенно ориентированными в пространстве линейными (следы скольжения, оси микроскладок и линии пересечения систем трещин скалыва-

ния) и плоскостными (трещины, сланцеватость и слоистость) структурными элементами.

Однако отмеченные два случая конструирования структурных координат нельзя рассматривать изолированно, так как всякую структуру следует рассматривать как сумму отдельных частных структур и при конструировании структурных координат складки нужно суммировать данные по отдельным ее частям. Вместе с тем, при этом следует учитывать особенности расположения в пространстве непосредственно связанных со складчатостью различных генетических групп структурных элементов того же порядка (трещины, разрывов и т. д.). С другой стороны, установление положения структурных координат, как будет показано ниже, в свою очередь, способствует выявлению различных генетических типов этих структурных элементов.

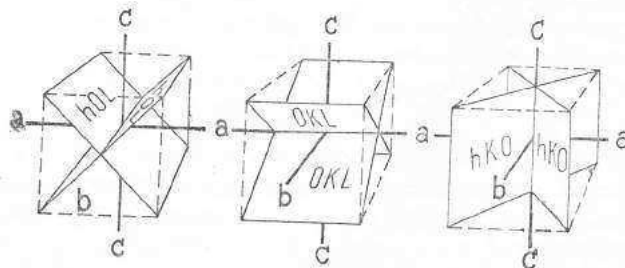
6. Различные генетические типы тектонических поверхностей и их расположение на структурной диаграмме

Как отмечалось, положение координат a , b и c в макроструктурах в общем соответствует положению осей главных нормальных напряжений σ_1 , σ_2 и σ_3 . Поэтому различные тектонические поверхности, как правило, расположены закономерно относительно структурных координат. Это позволяет установить на структурной диаграмме различные генетические типы тектонических поверхностей.

Плоскости ab , ac и bc в общем представляют собой плоскости главных нормальных напряжений и их положение потенциально соответствует положению трещин и других плоскостей отрыва и сплющивания. Эти плоскости параллельны двум координатным осям и секут одну из осей. Трещины скальвания и другие тектонические поверхности подобного происхождения секут две координатные оси и параллельны одной из них.

Плоскости общего положения, секущие все координатные оси, как и в кристаллографии, обозначаются hkl . Плоскости скальвания, секущие две оси, обозначаются как плоскости $0kl$, $h0l$ и $hk0$ (рис. 22). Естественно, что плоскости, секущие одну из координатных осей, представляют плоскости 001 (ab), $h00$ (bc) и $0k0$ (ac).

Рис. 22. Расположение сопряженных систем скальвания в системе координат a , b , c



В случае продольного сжатия из поверхностей отрыва в природных условиях чаще всего выражены плоскости ac , большой круг которых совпадает с кругом π , т. е. с зональным кругом ac , а максимум полюсов этих плоскостей — с полюсом π и, соответственно, с β и B . Часто встречаются также плоскости bc (поверхности сплющивания), положение больших кругов которых соответствует положению зонального круга bc . Следовательно, максимумы полюсов этих плоскостей совпадают с выходом оси a .

Теоретически возможно существование и поверхностей отрыва ab , максимум полюсов которых совпадает с выходом оси c . Однако в природных условиях образованию этих плоскостей обычно препятствует вертикальное давление, вызванное весом горных пород.

Со складками поперечного изгиба из отмеченных поверхностей чаще всего встречаются плоскости bc , представляющие собой в этом случае трещины и другие поверхности отрыва. Реже развиваются и поверхности сплющивания по ab .

Расположение отмеченных генетических систем тектонических поверхностей на структурных диаграммах складок различной формы показано на рис. 21.

Особое значение при структурных исследованиях имеют трещины и другие поверхности скальвания $h0l$, $hk0$ и $0kl$. Угол между этими сопряженными системами скальвания теоретически равен 90° (см. рис. 22). Однако в природных условиях этот угол бывает обычно более острым или более тупым.

Сопряженные системы трещин и других поверхностей скальвания $h0l$ пересекаются в оси b и, соответственно, в оси складки B . Следовательно,

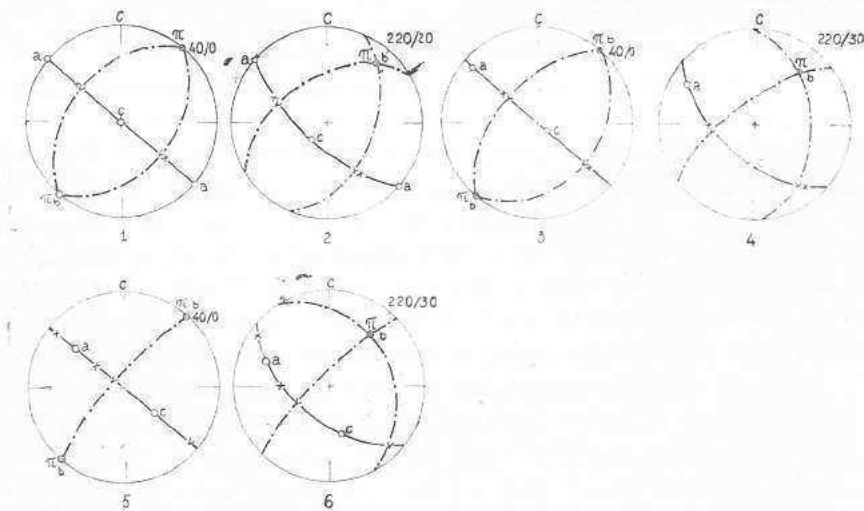


Рис. 23. Структурное изображение складок с помощью максимумов больших кругов плоскостей слоистости, круга π (— зональному кругу ac), полюса π (— $B = \beta h0l$) структурных координат a , b , c , зонального круга ac , максимумов полюсов плоскостей $h0l$, соответствующих этим максимумам больших кругов $h0l$ (морфологические типы складок соответствуют показанным на рис. 21) (по Адлеру и др., 1965, с изменениями)

соответствующие им большие круги на структурной диаграмме пересекаются в точках выхода оси $b = (B, \pi \text{ и } \beta)$. Полюса плоскостей $h0l$ расположены на зональном круге ac , т. е. на круге π . Их максимумы теоретически делят пополам угол между осями a и c .

Плоскости $h0l$ в природных условиях при продольном сжатии представляют обычно поверхности взбросов и надвигов. Однако в случае образования складок поперечного изгиба направлениям $h0l$ соответствуют сбросовые поверхности.

Расположение плоскостей $h0l$ на структурных диаграммах складок различной формы показано на рис. 23.

Плоскости $hk0$ параллельны оси c , и большие круги, соответствующие сопряженным системам этих плоскостей, пересекаются в точке выхода этой оси. Полюсы плоскостей $hk0$ теоретически расположены на зональном круге ab и делят пополам угол между осями a и b . Плоскости скальвания $hk0$ развиваются лишь в случае продольного сжатия и представляют собой сдвиговые плоскости, ориентированные диагонально относительно оси складки.

Расположение плоскостей $hk0$ на структурных диаграммах складок различной формы показано на рис. 24.

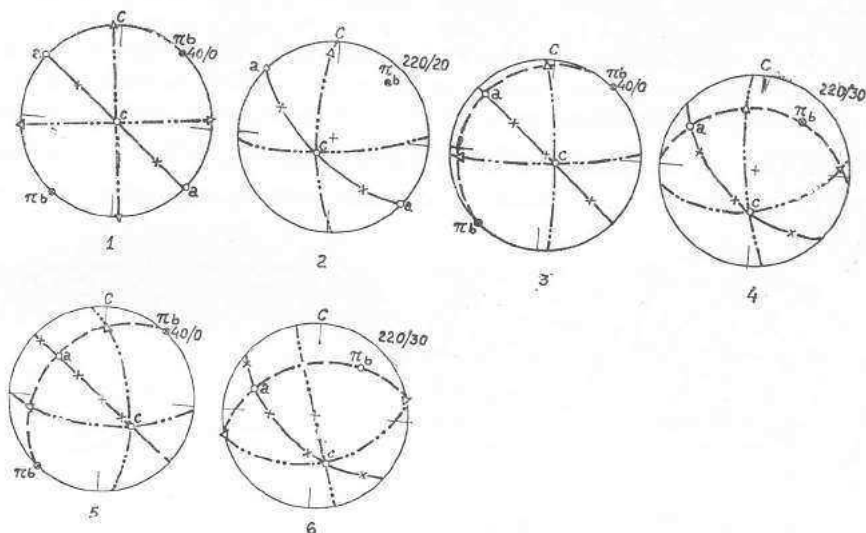


Рис. 24. Структурное изображение складок с помощью максимумов больших кругов плоскостей слоистости, круга π (=зональному кругу ac), полюса π (=B), структурных координат a, b, c , зональных кругов ab и ac , максимумов полюсов плоскостей $hk0$, соответствующих этим максимумам больших кругов $hk0$ (морфологические типы складок соответствуют указанным на рис. 21) (по Адлеру и др., 1965, с изменениями)

Плоскости $0kl$ в природных условиях встречаются редко и представляют собой ориентированные поперек оси складки сбросовые плоскости. Эти плоскости и соответственно их большие круги пересекаются в точке выхода оси a , а максимумы их полюсов расположены на зональном круге bc и делят пополам угол между осями b и c .

Расположение плоскостей Okl на структурных диаграммах складок различной формы показано на рис. 25.

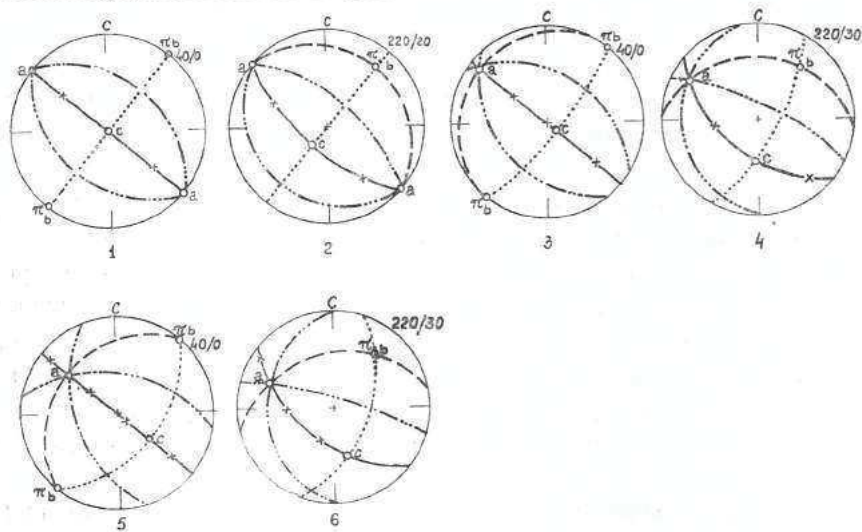


Рис. 25. Структурное изображение складок с помощью максимумов больших кругов плоскостей слонности, круга π (=зональному кругу ac), полюса π (=B), структурных координат a, b, c , зональных кругов ab, ac и bc , максимумов полюсов плоскостей Okl , соответствующих этим максимумам больших кругов плоскостей Okl (морфологические типы складок соответствуют показанным на рис. 21) (по Адлеру и др., 1965, с изменениями)

На рис. 26 в суммарном виде изображено расположение на структурной диаграмме сопряженных со складчатостью тектонических по-

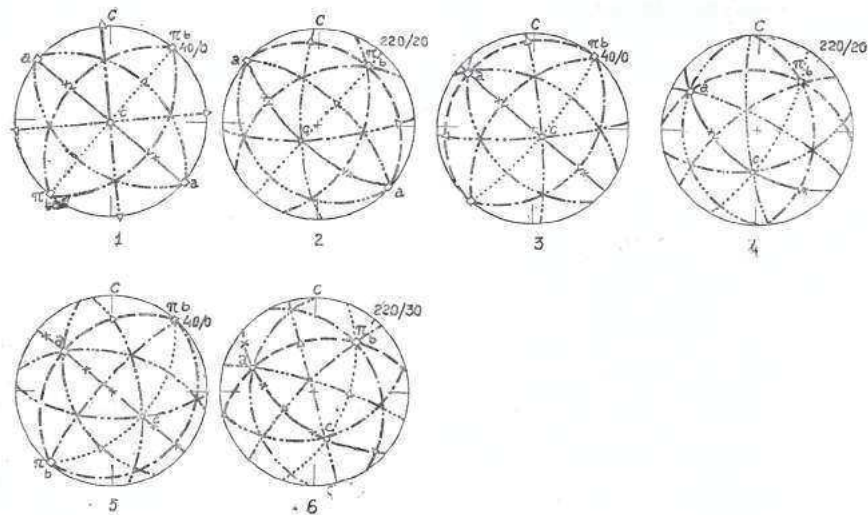


Рис. 26. Структурное изображение складок с помощью максимумов больших кругов плоскостей слонности, круга π (=зональному кругу ac), полюса π (=B= β h0l максимуму полюсов плоскостей, ac), структурных координат a, b, c , зональных кругов ab, bc и bc , полюсов плоскостей ab, ac и bc , максимумов полюсов плоскостей $h0l, hk0$ и Okl . (Морфологические типы складок соответствуют показанным на рис. 21) (по Адлеру и др., 1965, с изменениями)

верхностей всех видов, выраженных при помощи соответствующих им больших кругов и полярных точек.

а) Кливаж и структура складки

Среди тектонических поверхностей в исследовании складчатых структур особое значение имеют плоскости кливажа, представляющие в общем плоскости $h0l$ и занимающие, в зависимости от характера деформируемого материала и процесса деформации, различное положение между плоскостями $00l$ (ab) и $h00$ (bc). Простираение этих плоскостей, как правило, совпадает с простираением осевой плоскости складки. В последнем случае полюсы плоскостей кливажа расположены на круге π . Если плоскости кливажа параллельны осевой плоскости складки (кливаж осевой плоскости), то тогда максимумы их полюсов совпадают с выходом координатной оси a .

Однако, как известно, часто в разных крыльях складок плоскости кливажа имеют различное падение и образуют прямой и обратный веер плоскостей кливажа. Точка a в случае наличия прямого веера делит примерно пополам угол между полюсами плоскостей кливажа (рис. 27). Соответственно, осевая плоскость складки расположена между большими кругами плоскостей кливажа, которые пересекаются в точке выхода оси складки B и одновременно в точке пересечения плоскостей слоистости δ .

При наличии обратного веера в крутых крыльях складок плоскости кливажа имеют более пологое падение, а в пологих — более крутое (рис. 28).

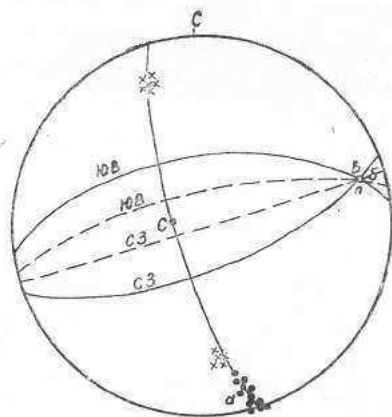


Рис. 27. Прямой веер плоскостей кливажа в антиклинальной складке второго порядка в верхнемеловых известняках Аджаро-Триалетской складчатой зоны (ущ. р. Гванана). Непрерывные линии и крестики обозначают плоскости слоистости, а прерывистые линии и кружки — плоскости кливажа

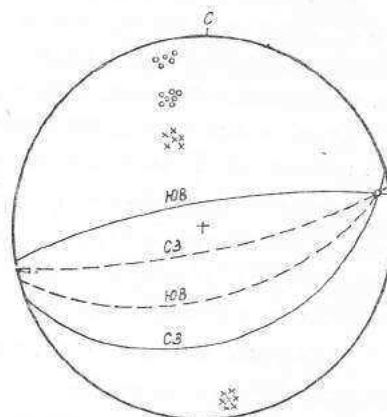


Рис. 28. Обратный веер плоскостей кливажа в антиклинальной складке второго порядка в верхнемеловых известняках Аджаро - Триалетской складчатой зоны (ущ. р. Гванана). Непрерывные линии и крестики обозначают плоскости слоистости, а прерывистые линии и кружки — плоскости кливажа

С помощью плоскостей кливажа, образующих прямой и обратный веер, можно на диаграмме определить положение оси складки (рис. 29).

Выход оси складки на диаграмме, как отмечалось, может быть определен также нахождением точки пересечения плоскостей слоистости и кливажа осевой плоскости. Этот метод особенно пригоден в том случае, когда в природных условиях наблюдается лишь одно крыло складки.

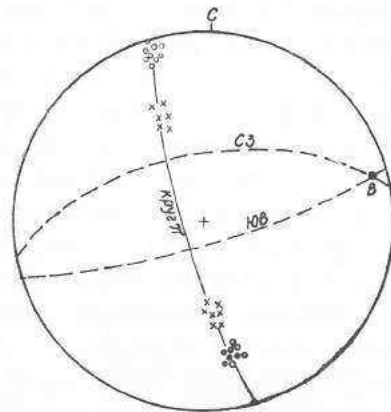


Рис. 29. Определение положения оси складки с помощью плоскостей кливажа, образующих прямой веер в синклинальной складке второго порядка в палеоцен-нижнеэоценовых песчаниках и аргиллитах Аджаро-Триалетской складчатой зоны (ущ. р. Атени). Крестики обозначают плоскости слоистости, а прерывистые линии и кружки — плоскости кливажа

б) Изображение на структурной диаграмме линии скольжения и трещины оперения крупных поверхностей скальвания

Как известно, пространственное положение линии скольжения в полевых условиях определяется двумя способами. В одном случае непосредственно измеряется азимут и угол погружения этого линейного элемента, однако условия обнажения в большинстве случаев вынуждают замерить положение линии скольжения на той плоскости, на которой она выражена. В этом случае замеряется угол, образуемый направлением линии скольжения с линией простираия плоскости скольжения (сместителя), и направление погружения линии скольжения.

Для того, чтобы из замеренных вторым методом величин получить истинные элементы залегания линии скольжения, следует на диаграмме в виде большого круга изобразить плоскость скольжения (сместителя) (рис. 30). Затем на сетке Шмидта этот круг приводится в меридиональное положение и на нем откладывается угол между линией скольжения и линией простираия

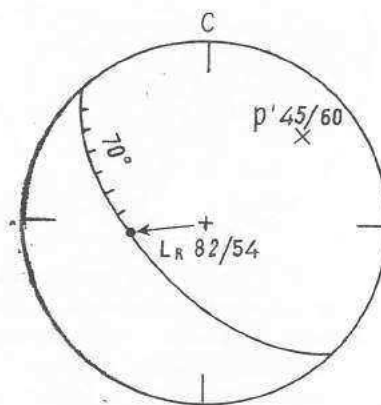


Рис. 30. Определение элементов залегания линии скольжения, замеренной на плоскости скольжения (сместителя)

плоскости сместителя. Угол отсчитывается с того края диаграммы, который на восковке расположен в секторе, противоположном направлению погружения линии скольжения. Элементы залегания полученной точки соответствуют истинным элементам залегания линии скольжения. Если эту точку соединить с центром диаграммы, то полученная линия представит линию скольжения в перспективе. В случае, если известно и направление перемещения по разрыву, то стрелка укажет направление перемещения всякого крыла этого разрыва и, следовательно, его характер (взброс, косой сброс и т. д.).

Во время структурных исследований установление направления перемещения по тектоническим нарушениям имеет первостепенное значение. В этом отношении, наряду с тщательным изучением плоскостей скольжения, для более крупных поверхностей скалывания особое значение имеет изучение пространственного расположения и установление типов оперяющих трещин (рис. 31).

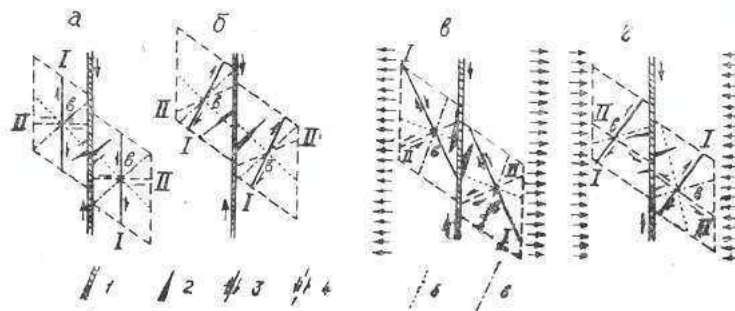
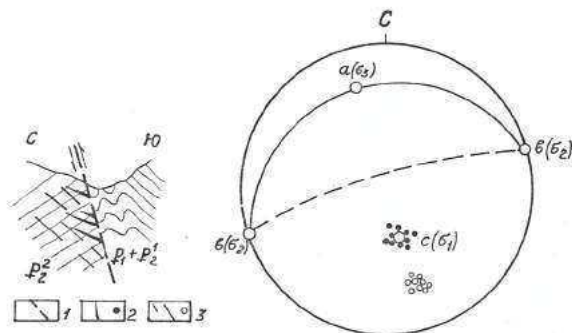


Рис. 31. Схема образования трещин при деформации сдвига, по М. В. Гзовскому (1963) (с незначительными изменениями): а — при угле скалывания 45° , б — при угле скалывания меньше 45° , в, г — при угле скалывания 45° и дополнительном растяжении и сжатии. 1 — шов главного разрыва, 2 — трещины отрыва, 3—4 — сопряженные трещины скалывания, 5, 6 — координатные оси c и a ($=\sigma_1$ и σ_3)

Из приведенной схемы расположения трещин оперения и структурных координат видно, что конструирование структурных координат a , b , c , совпадающих, соответственно, с осями главных нормальных напряжений σ_1 , σ_2 , σ_3 , не представляет особой трудности. Координатная

Рис. 32. а — Ткемлованский взброс и оперяющие его трещины в среднеэоценовых пелитовых туфах Аджаро-Триалетской зоны (ущ. р. Ткемлованисцкали), б — изображение плоскости взброса, оперяющих трещин и координатных осей на диаграмме. 1 — плоскость взброса, 2 — трещины отрыва, 3 — трещины скалывания



ось b ($=\sigma_2$) является линией пересечения I и II систем оперяющих трещин скалывания, оси a и b ($=\sigma_3$ и σ_1) являются биссектрисами углов между этими плоскостями. Вместе с тем, плоскость ab параллельна трещинам отрыва и, следовательно, положению оси c ($=\sigma_1$) на диаграмме будет примерно соответствовать положению полюсов плоскостей трещин отрыва.

На рис. 32 изображен пример конструирования координатных осей a , b , c по трещинам, оперяющим Ткемлованский взброс в Аджаро-Триалетской складчатой зоне.

7. Анализ структурных диаграмм⁷

Наиболее важной и сложной задачей является анализ составленных структурных диаграмм. Окончательный анализ производится, как правило, на синоптических диаграммах, составленных для определенных гомогенных участков структур или отдельных структурных форм (складок, разрывов и т. д.). Анализ структурных диаграмм позволяет, с одной стороны, установить симметрии структур и генетические разновидности отдельных структурных элементов, а с другой стороны, в некоторых случаях — определить ориентацию осей главных нормальных напряжений, а затем, путем суммирования этих данных, поля тектонических напряжений.

Для того, чтобы анализ структурных диаграмм был по возможности объективным, следует из анализа с самого же начала исключить те структурные элементы, образование которых не связано с рассматриваемым актом деформации горных пород. Таковыми, в первую очередь, являются первичные додеформационные поверхности планетарных трещин, которые, как выяснилось в последнее время, широко развиты не только в платформенных, но и в складчатых областях (И. Гамкрелидзе, 1970, 1972). Выделение этих трещин, при достаточном опыте исследователя, возможно уже в полевых условиях. Однако часто эти трещины все-таки изображаются на структурных диаграммах и поэтому становится необходимым их исключение из статистического анализа.

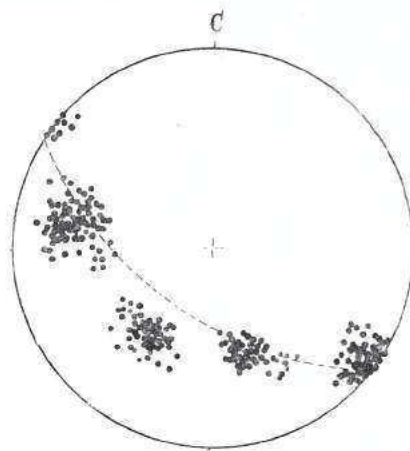
а) Выделение планетарных трещин на структурной диаграмме

Как известно, основным геометрическим признаком планетарных трещин является их расположение перпендикулярно к плоскости напластования, независимо от степени их дислоцированности (И. Гамкрелидзе, 1970, 1972). Однако наиболее важным признаком является сохранение ими на обширных площадях платформенных и складчатых областей закономерных планетарных направлений.

⁷ Анализ микроструктурных диаграмм в данной работе не рассматривается.

Полюсы планетарных трещин на структурной диаграмме образуют пояса вдоль больших кругов плоскостей слоистости (рис. 33) и их распознавание не представляет особой трудности. Однако для уверенного отличия этих трещин от тектонических на структурных диаграммах, составленных в различных частях структур, например, в разных крыльях крупных складок, путем приведения к горизонту плоскостей слоистости, следует восстановить первоначальную ориентацию указанных трещин. Если максимумы этих трещин на диаграммах разных крыльев складки имеют одни и те же значения, то они с уверенностью могут быть отнесены к разряду планетарных и должны быть исключены из дальнейшего статистического анализа.

Рис. 33. Расположение полюсов планетарных трещин на структурной диаграмме (среднеэоценовые пелитовые туфы Аджаро-Триалетской зоны, в ущелье р. Атени). Прерывистая линия обозначает плоскость слоистости, а точки — полюсы плоскости планетарных трещин



Однако изучение планетарных трещин, в свою очередь, является очень важной задачей не только для получения общей картины их пространственного расположения, но и для выяснения их роли в процессе деформации. Поэтому вопросы, связанные с изучением планетарной трещиноватости, ниже будут рассмотрены специально.

б) План однофазной деформации и его анализ

Под однофазной деформацией понимается возникновение напряжений и соответствующих структур в горных породах, вызванное одноактным проявлением внешних тектонических сил, например, проявлением их в одну фазу складчатости. Так как в процессе однофазной деформации план напряжений остается более или менее неизменным, напряжения, возникающие в горных породах при однофазных деформациях, вызывают, как правило, закономерное взаимное расположение в пространстве структурных элементов складок и других тектонических поверхностей.

Примеры структур, сформированных в результате однофазной деформации и их интерпретация показаны на рис. 34 и 35.

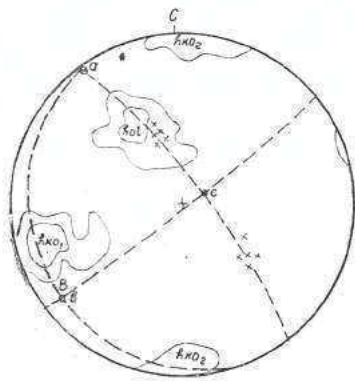


Рис. 34. Синоптическая структурная диаграмма складки второго порядка в палеоцен-нижнеэоценовых отложениях Аджаро-Триалетской складчатой зоны (ущ. р. Абухало-геле). На диаграмме изображены: полюсы плоскостей слоистости (x), структурные координаты a, b, c , зональные круги ab, ac, bc и очертания максимумов различных трещин. Отчетливо видны две сопряженные системы трещин скалывания $hk0$ ($hk0_1$ и $hk0_2$) и одна система трещин скалывания $h01$ —(340 замеров)

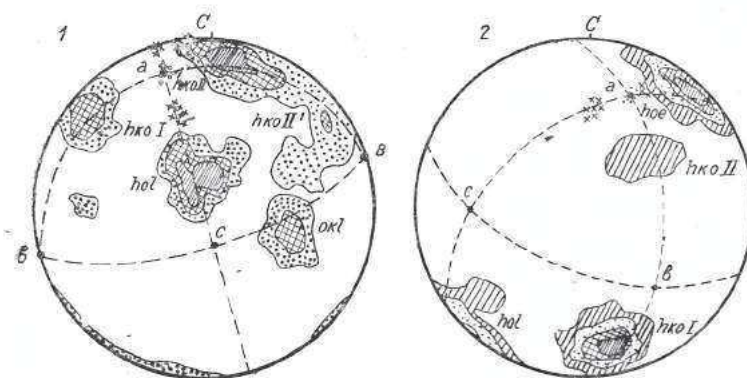


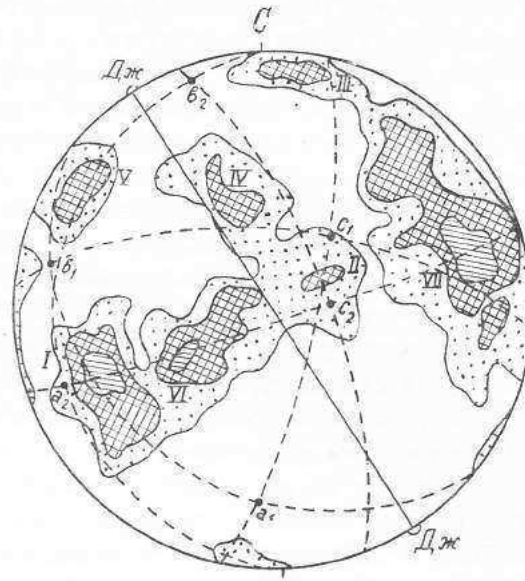
Рис. 35. Синоптические диаграммы двух разных складок Уцерского тектонического узла на южном склоне Большого Кавказа. На диаграммах изображены: полюсы плоскостей слоистости (x), полюсы кливажа осевой плоскости (o), структурные координаты a, b, c , зональные круги ab, bc, ac и максимумы различных трещин. На диаграмме 1 (290 замеров) по одному максимуму трещин скалывания $h01$ и OkI , один отчетливый ($hk0I$) и второй ($hk0II$) несколько растянутый по зональному кругу максимумы трещин скалывания $hk0$. На диаграмме 2 (430 замеров) — чуть смещенный максимум трещин скалывания $h01$ и два максимума плоскостей скалывания $hk0$ ($hk0I$ и $hk0II$)

в) Перекрывающиеся структурные планы однофазных деформаций

Во время анализа структурных диаграмм следует учитывать возможность существования перекрывающихся структурных планов деформации. Например, может наблюдаться перекрывание плана напряжения, характерного для какой-либо складки и связанных с ней различных структурных элементов, планом напряжения крупной поверхности скалывания.

Пример структурной диаграммы с наблюдающимся перекрыванием структурного плана однофазной деформации другим структурным планом изображен на рис. 36.

Рис. 36. Структурная диаграмма перекрывающихся структурных планов a_1, b_1, c_1 и a_2, b_2, c_2 (Уцарский тектонический узел на южном склоне Большого Кавказа). Ось складки слабо наклонена на восток. Соскладчатými являются максимумы I и V, представляющие собой трещины скальвания $hk0$. Наблюдаются также две системы скальвания $h0l$ (максимумы II и III) и чуть смещенная система $0kl$ (максимум IV). Хорошо видны оперяющие трещины разрыва, имеющего СЗ направление (Джаронетский взброс с приподнятым СВ крылом). Максимум VII выражен очень четко в виде пояса круто падающих на В—СВ трещин (первая система скальвания). Вторая система скальвания представлена максимумом VI (230 замеров).



г) Перекрывающиеся структурные планы многофазных деформаций

Известно, что один и тот же участок земной коры в разное время может подвергаться действию различно ориентированных внешних сил. Это явление значительно осложняет анализ составленных на таких участках структурных диаграмм.

На рис. 37 рассмотрен пример анализа такой диаграммы, составленной для девонских отложений Западных Пиреней (Adler et al., 1965₂).

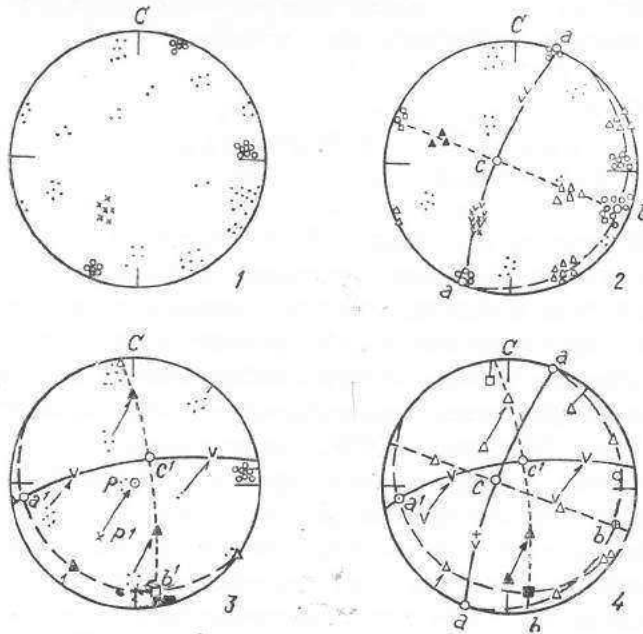


Рис. 37. Пример анализа перекрывающихся структурных планов многофазных деформаций в девонских отложениях Западных Пиреней (по Адлеру и др., 1965₂). (Диаграмма представляет проекцию нижней полусферы на экваториальную плоскость).

1 — Точечная диаграмма плоскостей слоистости, кливажа и поверхностей пока еще неизвестного генезиса, 2 — анализ альпийского структурного плана, 3 — трансформация оставшихся вне альпийского плана плоскостей и анализ трансформированной структуры (герцинская структура), 4 — синоптическая диаграмма альпийского и трансформируемого герцинского структурных планов с показом трансформации 43

Западные Пиренеи испытали складчатость под действием сначала герцинского, а затем альпийского орогенеза.

На синоптической структурной диаграмме (см. рис. 37₁), на которой изображены полярные точки плоскостей слоистости, кливажа, трещин и других тектонических поверхностей, на первый взгляд трудно усмотреть какую-либо закономерность в их расположении. Однако на диаграмме отчетливо видны две системы плоскостей кливажа (о), одна из которых хорошо связывается с помощью большого круга с максимумом полюсов плоскостей слоистости (х) (см. рис. 37₂). Полюс этого большого круга (полюс π) совпадает с максимумом других точек, и его естественно принять за максимум полюсов плоскостей *ac* и, соответственно, за систему трещин отрыва (0k0) (*ac*). Этим выяснено также положение оси *b* на диаграмме. Кроме того, так как полюсы плоскостей осевого кливажа совпадают с выходом оси *a*, возможно также построение зональных кругов *ab* и *bc*. Далее полюсы, расположенные на круге *ab*, можно принять за максимумы сопряженных плоскостей скальвания *hk0*, а зональный круг *bc* проходит через максимумы плоскостей *Ok1*. Таким образом, получена довольно отчетливая картина одного структурного плана, положение оси *b* (=В) которого (азимут погружения 110°, $\angle 10^\circ$), по мнению Р. Адлера и др. (Adler et al., 1965₂), указывает на принадлежность этого плана к альпийскому орогенезу. Если теперь оставшиеся вне этого плана максимумы полюсов скопируем на другую восковку и известным нам методом (приведением плоскостей к горизонту) произведем их соответствующую трансформацию (стрелки на рис. 37₃), увидим, что они также образуют самостоятельный структурный план (азимут погружения оси 170°, $\angle 15^\circ$), сформированный во время герцинского орогенеза.

На рис. 37₄ изображена синоптическая диаграмма, на которой в суммарном виде представлены результаты всего проведенного анализа.

д) Поле тектонических напряжений и установление направлений главных нормальных напряжений на структурной диаграмме

Известно, что напряжением в горных породах считается вектор силы, действующий на единицу площади мысленного сечения геологического тела. Однако в физике и технике уже давно используется более общее и содержательное представление о напряженном состоянии в точке, которая рассматривается в качестве тензорной величины, т. е. деформации и напряжения в веществе, непосредственно окружающей точку, являются тензорами (Гзовский, 1971). Совокупность векторов, которые нельзя суммировать, обладающая определенными математическими особенностями, называется тензором.

Распределение деформаций и напряжений в непосредственном окружении рассматриваемой точки, описываются тензорами второго ранга. Часть пространства, каждой точке которого однозначно соответст-

ует определенный тензор 2-го ранга, является тензорным полем 2-го ранга.

Тектоническое поле напряжений должно описываться как тензорное поле 2-го ранга (Гзовский, 1971). Исследование древних полей тектонических напряжений сводится к определению во многих точках трех главных направлений тензора напряжений.

Следует принять во внимание, что при восстановлении древнего поля тектонических напряжений мы довольствуемся установлением лишь ориентации главных осей напряжений, так как вследствие неоднородности пород невозможно определить даже относительную величину напряжений, действующих в том или ином направлении (Белоусов, 1966).

В природных условиях линия пересечения двух сопряженных систем скальвания совпадает с осью промежуточных главных нормальных напряжений σ_2 . В большинстве случаев положение оси σ_2 совпадает с положением оси складок В и соответственно координатной оси b . В этом случае основной задачей является определение положения осей σ_3 и σ_1 . По М. В. Гзовскому (1963), ось алгебраически минимальных главных нормальных напряжений — σ_3 (направление наибольшего сжатия) в природных условиях большей частью представляет биссектрису острого угла между сопряженными плоскостями скальвания. Практика лабораторных испытаний материалов показывает, что ось σ_3 действительно является биссектрисой острого угла между указанными поверхностями. Однако Г. Д. Ажгирей (1966) справедливо отмечает, что большинство деформаций в земной коре происходит по типу упругопластических, и в этих случаях ось деформации $S (= \sigma_3)$ является биссектрисой тупого угла между системами плоскостей скальвания. Согласно исследованиям Гартмана, Мора и Бухера, чем пластичнее порода, тем больший угол образуют плоскости скальвания с направлением действующей силы. При очень длительном действии тектонических сил, когда горные породы фактически деформируются как абсолютно пластичные материалы, плоскости скальвания располагаются под углом 90° к направлениям этих сил. Вместе с тем, как будет указано в части, посвященной изучению роли планетарных трещин в деформации горных пород, направление скальвания в процессе деформации может быть определено также уже существующей первичной поверхностью раздела пород (плоскостью планетарной трещины) и не соответствовать направлению максимальных касательных напряжений в породе (И. Гамкредидзе, 1970₂). Исходя из сказанного выше, определение положения оси σ_3 при помощи величины угла между сопряженными поверхностями скальвания нужно признать неверным.

Установление положения осей σ_3 и, соответственно, σ_1 возможно лишь на основании нахождения направления истинного перемещения по поверхности скальвания, т. е. на основании нахождения квадрантов сжатия и расширения (рис. 38). Нетрудно увидеть, что для нахождения ориентировки осей напряжений в данном случае необходимо уста-

новить направление перемещения хотя бы по одной системе плоскостей скальвания (Ажгирей, 1966).

Таким образом, если на структурной диаграмме известным нам способом показать направление установленного перемещения по плоскости скальвания, то, наряду с найденными координатными осями, мы сможем показать на диаграмме положение осей σ_1 , σ_2 и σ_3 . В частности, если перемещение по плоскостям скальвания $h0l$ взбросового характера (см. рис. 22), тогда ось σ_3 совпадает с координатной осью a , а σ_1 — с осью c . Если плоскости $h0l$ представляют собой плоскости сброса, тогда ось σ_3 будет идентичной оси c , а σ_1 — оси a . Определение положения осей σ_1 , σ_2 , σ_3 возможно также с помощью плоскостей скальвания $hk0$. Если они представляют собой плоскости сдвига и в тех квадрантах, созданных этими плоскостями, в которых биссектрисой является координатная ось a , относительное перемещение вдоль этих плоскостей направлено внутрь, тогда ось a является одновременно осью σ_3 . Ось σ_2 в этом случае совпадает с координатной осью c , а ось σ_1 — с осью b . Однако в случае, если на диаграмме одновременно выражены плоскости $h0l$ и $hk0$ с перемещением, направленным внутрь, исходя из того, что общее удлинение в этом случае все-таки преобладает в вертикальном направлении, ось наибольшего растяжения σ_1 следует считать идентичной оси c , а оси σ_2 и σ_3 — соответственно, осям b и a .

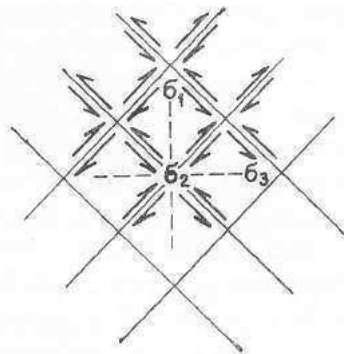


Рис. 38. Квадранты сжатия и расширения и расположение в них осей главных нормальных напряжений

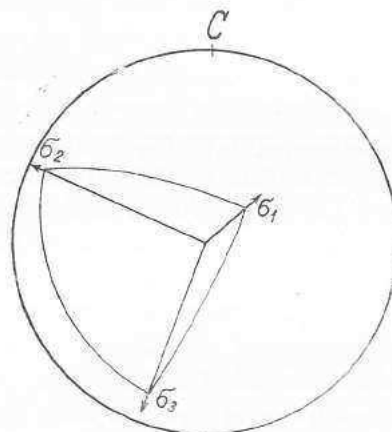


Рис. 39. Стереграфическое изображение ориентировки главных нормальных напряжений

Общую ориентацию осей главных нормальных напряжений можно определить также с помощью изучения мелкой складчатости. Изучение мелкой (дополнительной) складчатости позволяет установить характер внутренних усилий в соответствующей части большой основной складки (Гзовский, 1963). Направление наибольшего сжатия (σ_3) располагается поперек простирания мелкой складчатости, ось σ_2 ориентирована параллельно простиранию осей складок, а ось σ_1 , — перпендикулярно к σ_3 и σ_2 .

Определение положения осей σ_1 , σ_2 и σ_3 вблизи крупных поверхностей скалывания было рассмотрено выше.

М. В. Гзовским предложен графический метод определения и изображения ориентировки осей напряжения и сопряженных поверхностей скалывания. Однако нам представляется, что при окончательном изображении ориентировки осей напряжения нет необходимости, наряду с этими осями, изображать на диаграмме и сопряженные поверхности скалывания. Более наглядным является стереографическое изображение этих осей и отрезков проходящих через них больших или зональных кругов (рис. 39).

Найденные указанным способом проекции траектории осей главных нормальных напряжений наносятся на всю площадь карты или профилей исследованного участка. В итоге получается наглядное изображение древних полей напряжений.

Изображаемые в форме тензорных полей данные о древнем напряженном состоянии земной коры, с привлечением данных о современных напряжениях, вызывающих землетрясения, имеют большое теоретическое значение в связи с познанием причин тектонических процессов.

8. Статистическое изучение планетарной трещиноватости

Планетарные закономерности размещения разломов земной коры рассматривались У. Хоббсом (1911), Р. Зондером (Sonder, 1938), Г. Штилле (1945, 1964), Н. С. Шатским (1945, 1964), А. В. Пейве (1956), Дж. Муди и М. Хиллом (Moody, Hill, 1956), В. В. Белоусовым (1962), И. И. Чебаненко (1963), В. Е. Ханым (1964, 1971), Г. Плафкером (Plafker, 1964), С. С. Шульцем (1964, 1965, 1966, 1969, 1970, 1971), Г. Кнечем (Knetsch, 1964), Г. В. Чарушиным (1965), Е. Хиллсом (1967), Г. Н. Каттерфельдом и Г. В. Чарушиным (1970) и др.

Существование закономерных направлений, обусловленных планетарными причинами, отмечалось также для повсеместно развитой в осадочном чехле платформ сети мелкой трещиноватости (Шатский, 1945). Наиболее последовательно это мнение в серии работ развивается С. С. Шульцем. Некоторые авторы образование подобной трещиноватости считали следствием разрядки локальных тектонических напряжений до наступления процесса складчатости (Усов, 1940; Parker, 1942; Смирнов, 1949; Громов, Петрова, 1961; Pilger, 1965; Краузе, 1965; Hodgson, 1965). Однако большинством исследователей ее возникновение связывалось с процессами литогенеза (Иванов, 1939; Пэк, 1939; Оффман, 1945; Новикова, 1951; Михайлов, 1956; Рац, 1962; Шульц, 1964; Невский, 1964; Рац, Чернышев, 1970 и др.). Генетическая трактовка закономерной ориентации планетарной сети нарушений земной коры дана Г. Штилле (1945), К. Г. Войновским-Кригером (1948), Дж. Муди и М. Хиллом (Moody, Hill, 1956), В. Н. Огневым (1964), С. С. Шульцем (1969, 1970, 1971), Ю. А. Косыгиным (1969), Г. Н. Каттерфельдом и Г. В. Чарушиным (1968, 1970) и др. Последними авторами высказывается мнение об общности систем трещин и линейamentов для планет зем-

ной группы, вызванной сходными глобальными напряжениями литосфер этих планет, возникающими «при их ротационно обусловленной полярной деформации».

С. С. Шульц возникновение всех видов планетарных поверхностей раздела — от крупнейших линейментов до мелкой трещиноватости — связывает с внутренними напряжениями, имеющими различное происхождение, а закономерную ориентировку этих поверхностей — с ротационным режимом Земли (Шульц, 1971). Различие в приведенных мнениях сводится в основном к количественной оценке общепланетарных напряжений и их роли в возникновении планетарной сети трещин и разломов.

В настоящее время становится очевидной важность статистического изучения сети планетарной трещиноватости всех масштабов. Уже имеется довольно обширный материал по мелкой планетарной трещиноватости платформенных областей. Между тем, эта трещиноватость развита не только на платформах, но и в подвергшихся последующей дислокации толщах складчатых областей, где она изучена совершенно недостаточно. Изучение планетарной сети разрывов и трещин дислоцированных толщ складчатых областей необходимо не только для получения общей картины их пространственного расположения, но и для выяснения их роли в процессе движения и деформации земной коры.

а) Планетарная трещиноватость дислоцированных толщ

В связи с изучением условий и причин формирования складчатости Триалетского хребта автором специально изучалась трещинная тектоника этой области (И. Гамкредидзе, 1970₂). Была выделена особая генетическая группа повсеместно развитых трещин, ориентированных всегда перпендикулярно напластованию, которые наряду с плоскостями слоистости были отнесены к первичным поверхностям раздела пород (рис. 40). Дальнейшие наблюдения, проведенные на ряде участков территории Кавказа, показали, что во всех осадочных и осадочно-эффузивных толщах мезозойского, кайнозойского и частью палеозойского возраста повсеместно развита, перпендикулярная напластованию трещиноватость, которая не приурочена к локальным тектоническим формам и безусловно должна быть отнесена к разряду планетарной.

Наиболее детальные исследования проведены в Аджаро-Триалетской складчатой зоне и на Грузинской глыбе.

В осадочных и осадочно-эффузивных породах этих зон было замерено более 35 000 трещин. Путем приведения плоскостей слоистости к горизонту и соответствующей трансляции максимумов расположения планетарных трещин на отдельных диаграммах, была определена их первичная ориентация. Затем составлялись синоптические диаграммы

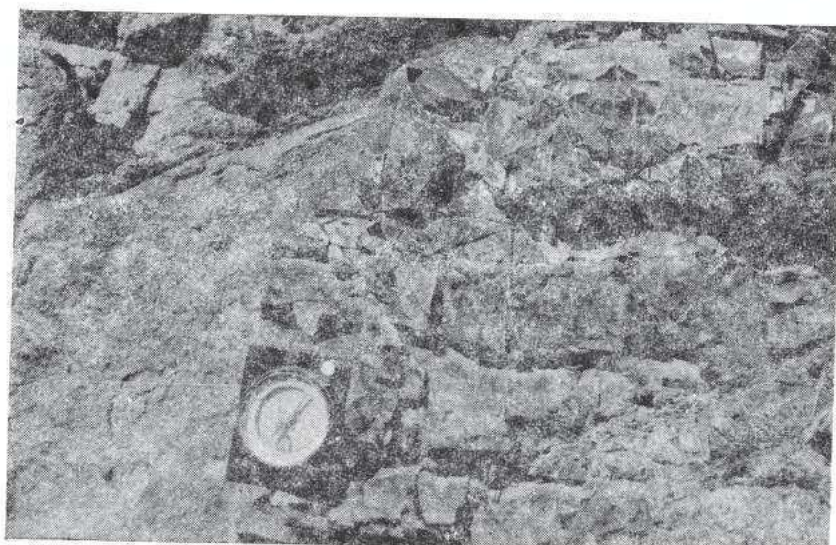


Рис. 40. Четыре системы планетарных трещин в среднеэоценовых пелитовых туфах ущ. р. Аteni (Триалетский хребет)

первичных направлений этих трещин для пород различного возраста⁸. Этот трудоемкий процесс обработки исходных данных по этой методике и составления сводных диаграмм может быть запрограммирован для исполнения на ЭВМ.

Рассмотрение составленных диаграмм показывает, что в ориентации планетарных трещин не наблюдается существенных различий, связанных с возрастом пород. Почти идентичны также сводные диаграммы трещиноватости меловых и палеогеновых отложений Аджаро-Триалетии и мезозойско-кайнозойских отложений центральной части Грузинской глыбы (рис. 41). На этих диаграммах обнаруживаются четыре хорошо известные планетарные системы. Среднее положение азимутов простирания этих систем может быть определено для Аджаро-Триалетской зоны как 3, 275, 48 и 323°, для мезозойско-кайнозойских отложений центральной части Грузинской глыбы — 5, 85, 64 и 318°. Примечательно, что

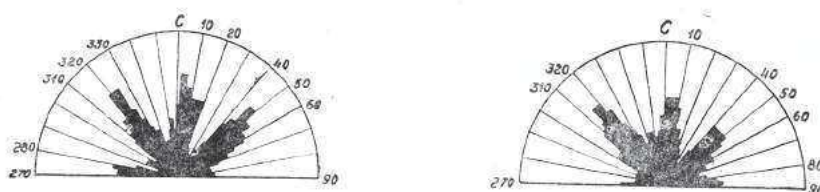


Рис. 41. Сводная диаграмма трещин: 1 — меловых и палеогеновых пород Аджаро-Триалетской складчатой зоны ($\Sigma=23100$); 2 — мезозойско-кайнозойского чехла центральной части Грузинской глыбы ($\Sigma=12300$)

⁸ Ввиду того, что на отдельных диаграммах трансформировались не единичные трещины, а площади их максимальной группировки, более целесообразным оказалось составление сводных роз-диаграмм с расходящимися лучами с интервалами в 2°, с многократным уменьшением радиального масштаба при суммировании.

близкие к отмеченным направления имеют разломы центральной и западной частей Грузинской глыбы, обуславливающие ее мозаично-блоковое строение (И. Гамкрелидзе, 1969) (рис. 42)⁹.

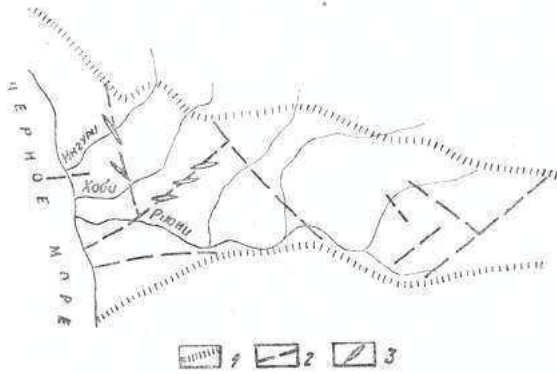


Рис. 42. Схема разломной тектоники центральной и западной части Грузинской глыбы: 1 — граничные глубинные разломы, 2 — предполагаемые разломы фундамента, 3 — надразломные складки Мегрельской подзоны

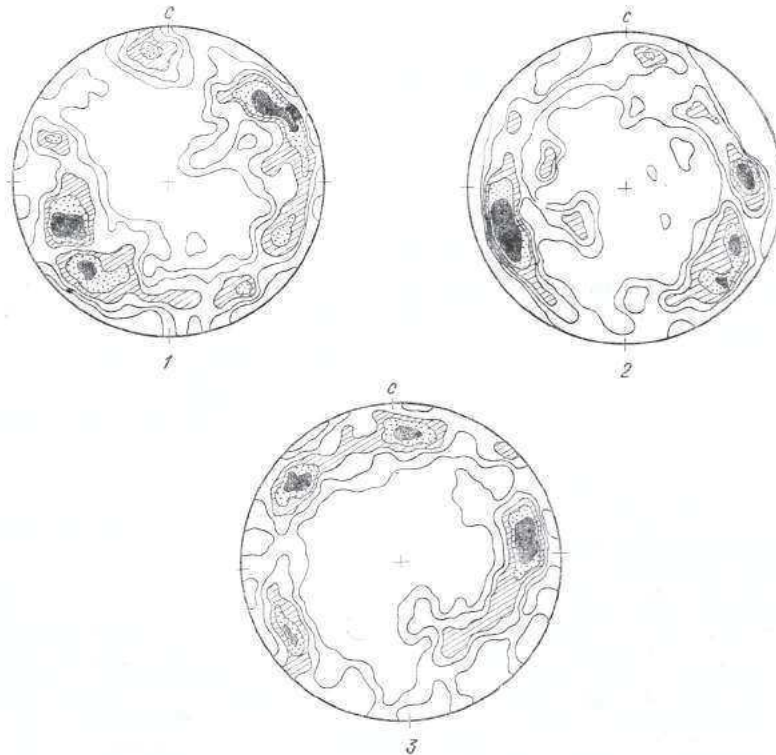


Рис. 43. Сводные диаграммы трещин Дзирульского выступа кристаллического субстрата Грузинской глыбы: 1 — кварцевых диоритов и плагиигранитов ($\Sigma=3750$), 2 — микроклиновых гранитов ($\Sigma=3900$), 3 — в юрских гранитоидных интрузиях (Хевская, Чалванская) ($\Sigma=3400$)

⁹ Точного совпадения направлений разломов с направлениями мелкой планетарной трещиноватости ожидать не следует на такой малой площади, какую занимает Грузинская глыба. Господствующие закономерные направления разломов Земли также выявляются статистическим путем — обобщением материалов, полученных по громадным территориям.

Наиболее интересным оказалось сравнение вышеприведенных диаграмм с диаграммами трещиноватости Дзирульского выступа кристаллического фундамента Грузинской глыбы (рис. 43). Большое сходство диаграмм трещиноватости совершенно различных по составу и возрасту образований Дзирульского массива указывает на длительное существование фона напряжений с неизменным планом.

Пределы азимутов простираения трещин Дзирульского массива определяются как $350 - 20$, $80 - 100$, $30 - 50$ и $310 - 340^\circ$ и, соответственно, средние положения азимутов — 5 , 90 , 40 и 325° . Эти направления вполне сопоставимы с приведенными выше направлениями систем планетарной трещиноватости осадочного чехла Грузинской глыбы (см. рис. 41) и вряд ли могут считаться случайными. Тот факт, что трещины кристаллического субстрата не строго вертикальны (см. рис. 43), а несколько наклонены к центральной части указанного выступа, должен объясняться более поздней деформацией, выразившейся и в наклоне мезозойско-кайнозойского осадочного чехла к перифериям массива. При этом изменение первичного расположения трещин в самом массиве в отличие от осадочных толщ не поддается контролю, чем и вызвано, пожалуй, отсутствие более четких их максимумов.

Явление «копирования» сети трещин фундамента трещиноватостью осадочного чехла было отмечено С. Н. Бубновым (1960) в некоторых частях Балтийского щита (рис. 44), Р. Ходжсоном (Hodgson, 1965) в районе Большого Каньона (Аризона) и хребта Биг-Хорн (Вайоминг) (рис. 45) и В. Л. Чудинским (1969) в северной части Русской платформы. Авторы дают примерно одинаковые объяснения указанному явлению. Допускается развитие трещиноватости осадочного чехла «по старым следам» (Бубнов, 1960), пассивное повторение осадочным покровом направлений структур фундамента (Hodgson, 1965) или «просвечивание» разрывной сети фундамента сквозь осадочный чехол (Чудинский, 1969). Однако ознакомление с данными этих авторов о

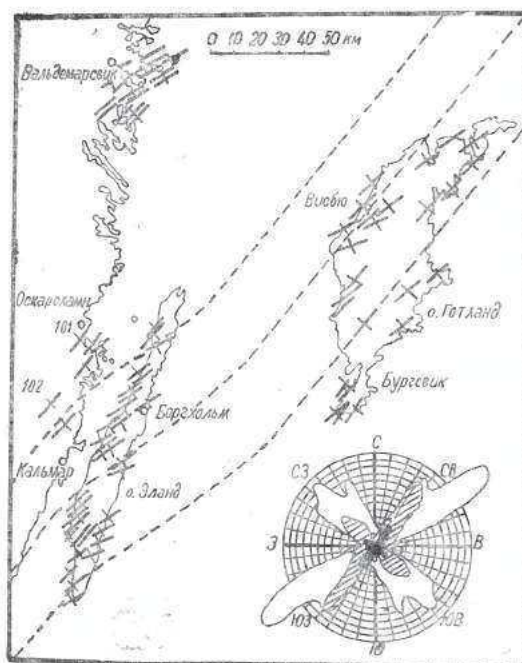


Рис. 44. Диаграммы трещиноватости нижнепалеозойских отложений островов Готланд и Эланд и Кальмарской области Швеции (по С. Бубнову, 1960)

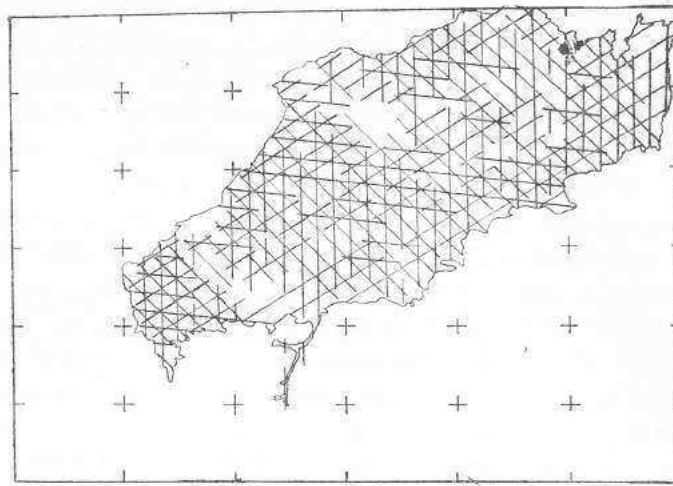


Рис. 45. Характер трещиноватости докембрийских пород Северного Биг-Хорна (по Ходжсону, 1963)

характере и направлениях трещиноватости указанных регионов (см. рис. 44, 45) не дает нам повода сомневаться в том, что описанное «копирование» трещиноватости вызвано существованием общепланетарных причин образования закономерной ориентировки трещин фундамента и осадочного чехла.

Приведенный выше материал подтверждает мнение о том, что планетарная трещиноватость охватывает не только платформенные, но и складчатые области и сохраняет характерные общие простирания в пространстве и во времени.

б) О роли планетарной трещиноватости в процессе деформации земной коры

Установление в земной коре наряду с горизонтальными поверхностями раздела первичных поверхностей планетарной трещиноватости ставит вопрос о выяснении их роли в процессе деформации земной коры. С этой целью автором детально изучалась планетарная трещиноватость Аджаро-Триалетской зоны. Наблюдения над трещиноватостью показали, что плоскости планетарных трещин механически активны и движения по ним играют значительную роль в деформации пород. Признаки перемещения были обнаружены по планетарным трещинам всех направлений. При этом наиболее отчетливо выражены движения по сравнительно глубоким (секущим несколько слоев или пачек) трещинам, но подвижки наблюдаются и по трещинам, не выходящим за пределы отдельных слоев. Вместе с тем по трещинам северо-западного и северо-восточного направлений обнаружены лишь сдвиговые перемещения. Эти перемещения, указывающие на дифференциальные горизонтальные движения деформируемых пород, наиболее очевидны для сравнительно глубоких трещин.

Перемещения наблюдаются также по трещинам широтного простирания, совпадающим в общем с простиранием складок. Почти во всех случаях они указывают на движения взбросового характера. Местами эти трещины вместе с перпендикулярными им плоскостями послыдного скольжения на крыльях складок образуют как бы сопряженную систему скалывания.

Как было отмечено выше, существование подвижек по первичным поверхностям планетарной трещиноватости учитывалось при установлении механизма образования отдельных структурных элементов Аджаро-Триалетин и при определении расположения осей главных нормальных напряжений σ_1 , σ_2 и σ_3 .

В процессе деформации на крыльях складок часто изменяется и первичная ориентация планетарных трещин относительно плоскостей слоистости. В частности, наблюдается скашивание первоначально прямых углов между ними, направленное всегда в сторону восстания слоев (И. Гамкрелидзе, 1970₂). На диаграммах это выражается в некотором смещении наружу максимумов тех планетарных трещин, которые примерно параллельны простиранию пород (см. рис. 35). Это явление вызвано действием пары сил при относительном проскальзывании слоев во время складчатости и дает некоторые указания о характере последней. На северной периферии Аджаро-Триалетской зоны местами в крыльях складок было замечено также искривление первоначально прямолинейных сравнительно протяженных планетарных трещин, указывающее на процессы пластического перемещения пород при деформации. Такие перемещения отсутствуют в восточной части осевой блоковой структуры Аджаро-Триалетской зоны, к востоку от с. Бобневи, где протяженные и секущие несколько слоев планетарные трещины не испытывают вторичного искривления. Наблюдения показывают, что здесь отсутствуют также явления растяжения, так как ни одна из систем первичных трещин не несет следов раскрытия.

Таким образом, наблюдения над планетарной трещиноватостью дают довольно ясное представление о характере и масштабах движения деформируемых пород, и, следовательно, позволяют судить о кинематической стороне процесса деформации. Вместе с тем данные о планетарной трещиноватости могут быть использованы при попытке установления динамики процесса деформации.

Приведенные выше представления о существовании первичных поверхностей раздела в виде планетарной трещиноватости и ее роли в процессе деформации пород заставляют нас по-новому подойти к решению как чисто теоретических аспектов тектоники, в частности вопросов тектонического моделирования, так и практических вопросов, связанных со становлением и развитием структур месторождений полезных ископаемых. При тектоническом моделировании, особенно при моделировании процессов складчатости, в горных породах и, соответственно, их моделях в большинстве случаев допускалось существование лишь горизонтальных поверхностей раздела в виде плоскостей слоистости. Как

отмечалось, в природных условиях существует еще несколько таких поверхностей. Учет этих новых трансляционных поверхностей при тектоническом моделировании может существенно изменить представления о механизме образования некоторых отдельных структурных элементов и их комплексов.

В части, посвященной анализу структурных диаграмм, было показано, что при установлении пространственно-статистических закономерностей распределения структурных элементов различных деформационных структур из анализа следует полностью исключать плоскости повсеместно развитых планетарных трещин. Следует отметить, что в настоящее время все еще делаются далеко идущие заключения о генезисе различных трещин, о связи их со складчатыми и разрывными нарушениями, об их возрастных взаимоотношениях, о механизме образования различных структур и т. д., без всякого учета существования первичных, не связанных с локальными деформациями поверхностей планетарной трещиноватости.

Вместе с тем, установление повсеместно развитой планетарной трещиноватости в значительной степени может изменить также представления о становлении и развитии структур месторождений полезных ископаемых. В частности, в свете изложенного выше следует, пожалуй, по-новому осмыслить методы генетической интерпретации отдельных трещин и нарушений и определения их возрастных соотношений. В некоторых случаях отпадает необходимость допущения неоднократной смены условий сжатия и растяжения на различных этапах становления структуры месторождения и, следовательно, приуроченности образования трещин, а затем раскрытия их к определенным тектоническим движениям. В связи с этим иное толкование может получить характер дорудной, рудной и послерудной тектоники. Соответственно могут измениться представления о возрасте оруденения и т. д.

Представляет интерес оценка систем планетарных трещин в качестве путей миграции нефти и газа, а также изучение рассеянных планетарными трещинами пород, служащих коллекторами этих полезных ископаемых.

в) Происхождение и некоторые особенности планетарной трещиноватости

Неоднократно отмечалось, что существует закономерная зависимость частоты проявления послойной трещиноватости от мощности слоя (Богданов, 1947; Смирнов, 1949; Кириллова, 1949; Новикова, 1951; Рац, 1962 и др). А. С. Новикова и М. В. Рац показали, что среднее расстояние между трещинами возрастает с ростом мощности слоев по параболическому закону. К сожалению, авторы не высказываются по поводу причин появления этой интересной зависимости.

Особенно отчетливо зависимость расстояния между трещинами от мощности слоя можно наблюдать в осадочных породах, где их образо-

вание большинством исследователей связывается с процессами литогенеза. В пользу этого утверждения, наряду с отмеченными другими исследователями аргументами, говорит весьма любопытный факт, наблюдаемый в пределах г. Тбилиси, в среднеэоценовых «конгломератах запутанного напластования». Здесь, у Метехского замка, громадные глыбы слоистых пород, выведенные в результате подводных обвалов из первичного состояния в среднеэоценовое же время и приобретшие, следовательно, совершенно различную ориентацию, обладают самостоятельной перпендикулярной слоистости первичной трещиноватостью. Вместе с тем вся толща рассечена перпендикулярными к ней более поздними трещинами.

Возникновение мелкой трещиноватости в осадочных толщах главным образом должно быть связано с внутренними напряжениями, вызванными процессами литогенеза и, в частности, диагенетическими изменениями осадков. Однако наряду с этим породы постоянно испытывают планетарные напряжения, определяющие характер распределения внутренних напряжений, возникающих вследствие сокращения объема (Шульц, 1964, 1970). Трещины образуются, по-видимому, не в поверхностной части осадков, а на определенной глубине, где и протекают процессы уплотнения и дегидратации, вызывающие сокращение их объема.

Системы трещин возникают вследствие неравномерного распределения напряжений в однородных, на данном уровне, слоях пород. Неравномерность распределения механических напряжений в однородных телах, как указывают А. М. Плотников и А. Н. Петров (1969), «... во многих случаях имеет закономерный периодический характер, что обусловлено волновой природой механических напряжений¹⁰... Места максимального проявления деформации соответствуют зонам интерференционного усиления волн напряжений (пучностям стоячих волн). Расстояния между этими зонами равны длинам полуволн ($\lambda/2$) напряжений».

¹⁰ Процесс распространения возмущений в каких-либо средах имеет волновую природу. Наиболее характерным свойством волнового движения является то, что распространение волны не связано с переносом вещества.

В точках, отстоящих друг от друга на целое число волн колебания протекают одинаково (происходят в фазе), а в точках, отстоящих друг от друга на нечетное число полуволн колебания происходят в противофазе. Важной характеристикой волн является вид поверхностей равных фаз. На каждой из таких поверхностей в данный момент времени фазы одинаковы. У безграничной синусоидальной волны такими поверхностями являются плоскости, перпендикулярные направлению распространения. Такая волна называется **плоской**. При приходе в данную точку среды двух волн их действие складывается и имеет место явление, называемое интерференцией.

При падении плоской волны на плоское же отражающее препятствие возникает отраженная волна. Последняя интерферирует с падающей волной, в результате чего в тех местах, куда падающая и отраженная волны приходят в противофазе, точки все время остаются в покое, образуя неподвижные узлы колебания, а в тех местах, где фазы волн совпадают, волны усиливают друг друга, образуя **пучности** колебаний. В результате получается т. н. **стоячая волна**. В стоячей волне отсутствует поток энергии.

Стоячие волны, кроме механических напряжений, представляют также гравитационные волны на поверхности жидкости.

Основываясь на этих данных, послойное развитие основной массы планетарных трещин и закономерную зависимость расстояния между ними от мощности слоя можно объяснить ограничением амплитуды и, соответственно, длины волн напряжения поверхностями напластования, где имеет место «преломление лучей (направлений распространения волн) напряжения» (Плотников, Петров, 1969).

На распределение более глубоких планетарных трещин, по-видимому, оказывает влияние неоднородность секущихся ими толщ, которая, в свою очередь, обуславливает неравномерность распределения напряжений и, соответственно, наблюдающуюся неравномерность в их распределении¹¹. В большей мере сказанное относится к крупным разломам земной коры, привязанным к отдельным сейсмическим разделам.

Направление распространения волн, как внутренних, так и общепланетарных напряжений, в земной коре обуславливается, видимо, ротационными причинами, что вызывает возникновение закономерных планетарных направлений систем трещин и разломов.

Однако наряду с существованием общего фона напряжений, связанных с ротационным режимом Земли, в земной коре, как известно, имеют место значительные локальные усиления ее деформации, которые создаются, по-видимому, процессами глубинного внутриземного происхождения. Эти процессы и связанные с ними глубинные движения определяют предпочтительные направления перемещения по системам планетарных нарушений и характер деформации ограниченных ими блоков земной коры. Характер этих движений и возможные причины их возникновения будут рассмотрены в заключительной части работы.

¹¹ К подобным трещинам, на наш взгляд, приурочено большинство кластических даек, подробно описанных М. М. Рубинштейном (1949) и Г. А. Чихрадзе (1964) в верхнем эоцене Тriaлетского хребта. Следовательно, эти трещины местами должны были достигать поверхности осадков и заполняться кластическим материалом.

ГЛАВА II

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ СТРОЕНИЯ, РАЗВИТИЯ И МЕХАНИЗМ ФОРМИРОВАНИЯ АДЖАРО-ТРИАЛЕТСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ЗОНЫ

Аджаро-Триалетская зона представляет собой четко очерченную структурно-морфологическую единицу Малого Кавказа, длиной около 300 км и шириной, в среднем, 50 км, вытянутую в широтном направлении между юго-восточным побережьем Черного моря и долиной р. Иори (рис. 46 в приложении). Она расположена между двумя обломками Закавказского срединного массива — Грузинской глыбой на севере и Артвинско-Болнисской на юге. Ее северная граница в современной структуре выражена системой направленных на север взбросово-надвиговых нарушений, представляющих поверхностное выражение длительно развивающегося тектонического шва — глубинного разлома. Менее четкой является южная граница зоны с Артвинско-Болнисской глыбой, маскируемая в значительной своей части постпалеогеновыми лавовыми покровами. Однако здесь местами, у с. Хертвиси и на Беденском хребте, она все-таки может быть намечена. Восточнее же граница проходит к северу от Храмского кристаллического массива. На востоке Аджаро-Триалетская зона заканчивается в долине р. Иори, где складки постепенно погружаются и затухают, примыкая к Азамбургскому субмеридиональному поднятию (П. Гамкрелидзе, 1949; Девдариани, 1971).

Более чем за столетний период изучения Аджаро-Триалетии многие исследователи рассматривали вопросы строения и развития этой своеобразной структурно-формационной зоны Кавказа.

В первый период геологического исследования Аджаро-Триалетии, да и всего Кавказа (со второй половины прошлого века до установления Советской власти в Грузии), работы выполнялись вначале иностранными специалистами, а затем геологами Кавказского Горного Управления и бывшего Геолкома. Это труды Ф. Дюбуа де Монпере, Г. Абиха, Э. Фавра, Г. Г. Цулукидзе, О. Е. Симоновича, Е. Фурнье, Л. К. Конюшевского, Ф. Ф. Освальда, К. К. Фохта, С. В. Обручева и др., имеющие на сегодняшний день лишь историческое значение.

Из более поздних работ особого внимания заслуживают исследования Б. Ф. Мефферта (1924, 1929, 1932, 1933₁, 1933₂).

В 1932—1934 гг. геологическими исследованиями комплексной экс-

педици АН СССР под руководством С. С. Кузнецова впервые полностью был охвачен весь Аджаро-Триалетский хребет. Результаты этих исследований были изложены в монографии, опубликованной в 1937 г.

В середине тридцатых годов детальные исследования в восточной и северной частях Триалетского хребта и в долине р. Куры были проведены М. И. Варенцовым. Объемистый труд, обобщающий эти исследования, был опубликован позднее (Варенцов, 1950).

Наиболее полным обобщением данных о геологическом строении и истории развития Аджаро-Триалетской складчатой зоны явилась капитальная работа П. Д. Гамкрелидзе (1949), представляющая главным образом изложение результатов многолетних исследований автора в Аджаро-Триалетии и смежных областях.

Различные вопросы стратиграфии, магматизма и тектоники Аджаро-Триалетской складчатой зоны были освещены также в работах В. В. Белоусова (1962), Д. А. Булейшвили (1960, 1964₁, 1964₂), Е. К. Вахания (1959), Е. И. Девдариани (1971), А. И. Джанелидзе (1949, 1950), А. И. Джанелидзе и др. (1955), Г. С. Дзоценидзе (1948, 1964₁, 1964₂, 1966), М. И. Зиракадзе (1967), И. В. Качарави (1946, 1964₁, 1964₂), Ш. К. Китовани (1959), А. Г. Лалиева (1957, 1964), А. Г. Лалиева и др. (1970), А. Г. Лалиева, М. И. Зиракадзе (1970, 1971), Г. П. Леонова (1971), Н. И. Мрвлишвили (1973), В. П. Ренгартена (1937), В. Р. Надирадзе (1941, 1955), Д. Ю. Папава (1966), Н. И. Схиртладзе (1958, 1964), А. Л. Цагарели (1951, 1954), Г. Ф. Челидзе (1964), А. А. Чиковани (1959₁, 1959₂, 1960, 1964) и др.

Наряду с этим, в пределах Аджаро-Триалетской зоны грузинскими геологами в различное время проведены геологосъемочные работы и составлены крупномасштабные геологические карты (геологические отчеты Асламазовой, Калининной, 1955; Вольского и др., 1973; Гамкрелидзе, Эдилашвили, 1940; Гогиберидзе, 1971; Джигаури и др., 1954, 1956, 1963, 1971; Канделаки, 1946, 1953, 1956; Канделаки и др., 1955, 1957; Лазаришвили и др., 1968; Лобжанидзе, 1957; Месхи и др., 1971; Папава и др., 1971, 1973; Пирцхалава, Агеева, 1961; Пирцхалава, Зиракадзе, 1965, 1967; Торозова и др., 1970; Эдилашвили и др., 1949).

За последние годы наиболее значительными явились разносторонние исследования, проведенные в Аджаро-Триалетской складчатой зоне, главным образом, сотрудниками Геологического института АН ГССР. Особое значение в этом отношении имело петрографо-петрохимическое изучение эоценовой вулканогенной формации, играющей наиболее существенную роль в строении западной части Аджаро-Триалетии. Это работы М. Б. Лордкипанидзе (1971), Г. Ш. Надарейшвили (1964, 1965, 1968₁, 1968₂, 1974), М. Б. Лордкипанидзе и Г. Ш. Надарейшвили (1962, 1964), М. Б. Лордкипанидзе, Г. С. Закариадзе (1974), Г. С. Закариадзе, М. Б. Лордкипанидзе (1968, 1971, 1972, 1974) и М. Г. Татишвили (1967, 1968, 1970, 1974). Вместе с тем, проведены и комплексные исследования палеогеновых отложений западной части Аджаро-Триалетии (Адамия и др., 1974; Вольский и др., 1974). Указанные

исследования позволили по-новому расшифровать геологическое строение этих частей Аджаро-Триалетской складчатой зоны и сделали возможным составление единой стратиграфической схемы всей западной ее части (Адамия, 1972). Наряду с этим, автором данной работы с целью изучения условий и причин формирования структур Аджаро-Триалетской складчатой зоны, в течение ряда лет проводились специальные структурно-геологические исследования (И. Гамкрелидзе, 1970₂, 1970₃, 1972, 1974₁, 1974₂).

Полученные новые данные о тектонике Аджаро-Триалетин и характере ее формирования, о формационном составе и мощности слагающих ее отложений, наряду с данными о глубинном строении, позволили автору, совместно с Ш. А. Адамия, Г. С. Закариадзе и М. Б. Лордкипанидзе подойти по-новому к некоторым вопросам развития и природы Аджаро-Триалетского прогиба, наметить его возможную генетическую связь с осевой частью впадины Черного моря и в новом свете рассмотреть проблему образования последней (Адамия и др., 1974₁, 1974₂, 1974₃; И. Гамкрелидзе, 1974₃).

1. Основные черты строения и развития Аджаро-Триалетской зоны

а) История движений и характер формаций

В настоящее время вряд ли можно сомневаться в том, что Аджаро-Триалетский прогиб с альбского времени был заложен непосредственно на кристаллическом фундаменте центральной части Закавказского срединного массива. Д. Ю. Папава (1964), подтвердив мнение П. Д. Гамкрелидзе (1949) о зарождении Аджаро-Триалетского прогиба в альбское время, показал, что в центральной части Триалетского хребта осадки мела местами, по-видимому, непосредственно залегают на породах кристаллического фундамента, материал размыва которых в большом количестве встречается здесь в разрезах кампана и маастрихта. Непосредственное залегание на породах кристаллического основания верхнемеловых¹² и эоценовых образований намечается и в Юго-Восточной Аджарии, где в верхнеэоценовой вулканогенной толще в большом количестве присутствуют обломки древнего фундамента: гранитоиды, кварцпорфиры и кварцевые песчаники (Лордкипанидзе, Закариадзе, 1973). На неглубокое залегание кристаллического фундамента в центральной и восточной частях Аджаро-Триалетской зоны указывают и данные геофизики (Гвалтвадзе, 1960; Балавадзе и др., 1966; Иоселлиани, 1969). Однако видимый разрез отложений Аджаро-Триалетин начинается породами альбского возраста¹². Поэтому о юрской и неокомской

¹² Изучение микрофауны обнаженной части нижнего мела у с. Гвелевы, а также результаты бурения, вскрывшего разрез вулканических пород, показали, что здесь отложения древнее альба не вскрыты эрозией (Папава, 1966). Что касается аптской фауны, найденной у с. Земо-Хведурети в мергелях «запутанного напластования» (П. Гамкрелидзе, 1949), то она должна рассматриваться как включение в туфобрекчиях альба (Папава, 1966).

истории этого района можно судить лишь косвенно, на основании сравнения тектонического развития смежных с ним областей Грузинской и Артвинско-Болнисской глыб. Закавказский срединный массив, консолидация которого завершилась в основном вследствие герцинского тектогенеза¹³, в виза-намюре и среднем карбоне представлял единую область накопления континентальных и мелководно-морских вулканогенных образований кварцпорфирового состава (Адамия, 1968). В ранней юре здесь отлагались преимущественно маломощные осадки субплатформенных фаций. С центральной частью массива совпадает полоса наиболее сокращенных мощностей нижней юры, представленной в верхах разреза преимущественно известняковыми породами. В байосском веке, вероятно, вся территория Закавказского срединного массива являлась ареной интенсивных вулканических извержений спилит-порфиритового состава (мощность 1,5—3 км), причем наименьшие мощности этих образований отмечаются опять-таки в его центральной части. Если же исходить из факта полного отсутствия в материале размыва и в обломках, включенных в эоценовую толщу Аджаро-Триалетии, пород, близких по составу к байосской порфиритовой свите, а также из некоторых геологических данных об уменьшении мощности порфиритовой свиты байоса в ущ. р. Чхеримела в южном направлении, в сторону Аджаро-Триалетской зоны (П. Гамкрелидзе, 1949), можно прийти к выводу, что в области современной Аджаро-Триалетской зоны порфиритовая свита имела незначительную мощность, а в осевой ее части может быть и вовсе отсутствовала (во всяком случае, в аналогичной фации). В течение батского века, поздней юры и раннего мела центральная часть Закавказского срединного массива вновь является наиболее приподнятой и интенсивно размываемой областью. В раннем мелу намечаются признаки разделения Закавказского срединного массива на северную и южную провинции. В первой из них, примерно совпадающей с современной Грузинской глыбой, отлагались преимущественно мелководные карбонатные осадки мощностью от первых сотен (Дзирульский массив) до 2 000 м (Колхидская низменность). В южной провинции, включающей северную часть современной Локско-Карабахской зоны, а также Артвинско-Болнисскую и Аджаро-Триалетскую зоны, альбско-верхнемеловые отложения расположены непосредственно на юрских и палеозойских породах. Лишь в районе Храмского массива под трансгрессивным сеноманом недавно был обнаружен небольшой выход маломощных (70 м) верхнеюрско-нижнемеловых известняков, глин и мергелей (Папава, 1970).

Деление Закавказского срединного массива на две провинции еще резче проявляется в альбе и на протяжении сеномана, турона и раннего сенона, когда южная провинция, являющаяся до этого времени наиболее приподнятой частью массива, подвергается интенсивному раздроблению и погружению и здесь происходит извержение огромных

¹³ Более подробно вопрос о возрасте кристаллического фундамента Закавказского срединного массива рассмотрен в V главе данной работы.

масс вулканического материала. Особенно интенсивно прогибается в альбе современная Аджаро-Триалетская зона (возможно, главным образом ее северный край), где мощность отложений этого яруса, по данным Хведуретской буровой скважины (скв. № 20), превышает 1900 м. Вулканическая активность продолжается в Аджаро-Триалетии главным образом до конца раннего турона. Однако на южной периферии зоны, в ядрах Рехской и Гумбатской антиклиналей, а также в сводовой части Беденской антиклинали, вулканогенная толща поднимается до кампана (Дзоценидзе, 1964₂; Девдариани, 1971; Гогиберидзе, 1971).

За это время накапливаются мощные (до 3000 м) вулканогенно-осадочные образования. Г. С. Дзоценидзе (1964₂) по составу различает два типа пород: авгит-лабрадоровые и роговообманково-лабрадоровые (или андезитовые) порфириды. В нижней части разреза р. Хведрула устанавливается присутствие спилитов.

В последнее время получены данные (устное сообщение Г. Ш. Надарейшвили), указывающие на широкое распространение в вулканогенах мела преимущественно базальтовых толщ с подчиненным количеством андезито-базальтов и дацитов.

К востоку, по направлению к восточному погружению Аджаро-Триалетской зоны, в разрезе мела наблюдается уменьшение роли продуктов вулканизма, а в окрестностях г. Тбилиси, по данным буровых скважин, в мелу вулканогенные породы почти полностью отсутствуют. Необычно также появление здесь в разрезе верхнего мела в значительном количестве алевролитов и песчаников аркозового состава (Девдариани, 1971).

С позднего турона, вплоть до маастрихта, в Аджаро-Триалетской зоне повсеместно отлагается известняковая толща мощностью от 300 до 1000 и более метров. Осадки верхнего турона, конька и сантона (мощность 60—320 м) в основном представлены розовыми, белыми и зеленовато-серыми литографского типа известняками с прослоями мергелей. Местами встречаются прослои пелитовых туфов и маломощные покровы авгит-лабрадоровых порфиритов. В ущ. р. Хведуретисцкали, в южном крыле Сацхенисской антиклинали, широко развиты внутриформационные конгломераты мощностью до 2 м (Папава, 1966). В нижнем сантоне в области Триалетского хребта наблюдаются признаки поднятия, вызвавшего трансгрессивное налегание кампана и маастрихта на более древние отложения верхнего мела в сводовых частях большинства антиклиналей (Цагарели, 1954). Однако область размыва в центральной части Триалетского хребта, в пределах Триалетской кордильеры была обнажена почти до конца маастрихта. В течение кампана и маастрихта продолжалось накопление карбонатных отложений. Они представлены среднеслойными известняками и мергелями. Встречаются и прослои конгломератов, в основном состоящих из галек меловых пород. В центральной части Триалетского хребта (в окрестностях сс. Пели и Уриули, а также в ущ. р. Вера) конгломераты слагаются из галек кристаллических пород, в ко-

торых различаются гранит-пегматиты, гранит-порфиры, микроклиновые граниты и разнообразные порфириты. Встречаются и слои известняков с отдельными включениями плохо окатанных обломков грацитов (Папава, 1966). Судя по составу этих конгломератов, на большой площади Триалетской кордильеры должны были обнажаться породы кристаллического фундамента.

Большинство кордильер в течение маастрихта почти полностью покрылось водой. В конце маастрихта Триалетская кордильера представляла лишь мелкообломочный терригенный материал (Папава, 1966). Максимальные мощности (900 и более м) отложений кампана-маастрихта наблюдаются в гребневой части Триалетского хребта, а минимальные (50 м) — поблизости от кордильер.

Разрез верхнего мела венчается регрессивной толщей (до 1 000 м) пестроцветных мергелей и глин, относящихся к датскому ярусу. Накопление этой толщи связано с ларамийской фазой складчатости (П. Гамкрелидзе, 1949). В результате этих движений большинство кордильер освобождается от водного покрова.

В начале палеогена проявляется обширная трансгрессия. Начинается накопление мощной толщи преимущественно терригенных флишоидных отложений (боржомский флиш, по П. Гамкрелидзе). Наступает время полного обособления Аджаро-Триалетского прогиба: на Грузинской глыбе палеоцен и эоцен представлены в основном карбонатно-песчанистыми образованиями с максимальной мощностью до 500 м, а на Арвинско-Болнисской глыбе развита лишь среднеэоценовая вулканогенная толща, мощность которой не превышает 1 500 м.

Особенно интенсивное погружение в палеоцене-раннем эоцене испытывает область современного восточного погружения Аджаро-Триалетской складчатой зоны: в скважинах окрестностей г. Тбилиси мощность этих отложений достигает 2 800 м. Глубоко погружается и центральная осевая полоса восточной части Аджаро-Триалетской зоны, область Триалетской кордильеры (до 1 500 м). Однако на северной периферии (а на западе — в Гурийской депрессии) и в областях некоторых ларамийских кордильер, в пределах самой зоны (Сацхенисская, Хведуретская, Тедзамская, Зиргинская, Надарбазевская и др. кордильеры) эти отложения резко сокращаются в мощности и представлены маломощными (до 50 м) пестроцветными мергелями и глинами (П. Гамкрелидзе, 1949; Папава, 1966).

В центральной части Аджаро-Триалетской зоны, в окрестностях г. Боржоми, в верхах мощной флишоидной свиты палеоцена-нижнего эоцена Г. П. Лобжанидзе (геологический отчет, 1957) выделяет толщи толстослоистых песчаников (верхний палеоцен) и мергелей (нижний эоцен). К нижнему же эоцену относит этот автор и расположенную выше туфогенную «флишеподобную» толщу. По данным М. Г. Татишвили (1971), в этой пачке отмечаются вулканокластолиты роговообманковых базальтов, количество которых в западном направлении возрастает.

Восточнее, в пределах центральной части Триалетского хребта Д. Ю. Папава (1966) палеоцен-нижнеэоценовые отложения расчленяет на три толщи: тусребскую (глинистые сланцы и кварцевые песчаники мощностью до 1 000 м), «пятнистых песчаников» (до 300 м) и болеванскую (тонкослойные глины и песчаники мощностью до 200 м). Еще восточнее, в окрестностях г. Тбилиси (скв. 9, 11, 12, 13 и 19), по данным Е. И. Девдариани, палеоцен-нижнеэоценовые отложения делятся на две части: нижнюю известковисто-мергелистую толщу (мощность в среднем 500 м) и верхнюю, представленную карбонатными глинами, глинистыми алевролитами и мергелями, чередующимися с пачками граувакковых песчаников с примесью туфового материала (мощность до 2 000 м). На южном краю Аджаро-Триалетской зоны (ущ. р. Алгети) в отложениях палеоцен-нижнего эоцена появляются прослой конгломератов с галькой пород Арвинско-Болнисской глыбы. В этом же районе в разрезе палеоцена-нижнего эоцена локально развита толща дацитовых вулканокластолитов и лав. В крайней западной части зоны (Аджария, Южная Гурия) терригенно-карбонатные флишеидные отложения нижнего палеогена, по-видимому, замещаются вулканогенными образованиями субщелочных базальтов. Косвенным подтверждением этого предположения может явиться полное отсутствие в субвулканическом теле окрестностей с. Хино включений каких-либо терригенных пород, тогда как в нем наблюдаются включения вынесенных из глубины обломков и огромных глыб верхнемеловых известняков.

Наряду с этим заслуживает внимания появление в субфлишевых отложениях нижнего эоцена Боржоми-Ахалцихского района примеси пирокластического материала и туфов, по составу отвечающих роговообманковым и оливниновым базальтам (Джиганури и др., 1956).

Начавшаяся в палеоцене трансгрессия моря продолжалась в течение всего раннего эоцена и достигла максимума лишь в начале среднего эоцена, когда происходит еще более интенсивное прогибание, сопровождающееся бурной вулканической деятельностью.

Среднеэоценовая вулканогенно-осадочная формация в восточной части Аджаро-Триалетской зоны на Триалетском хребте почти повсеместно делится на две свиты: нижнюю — слоистую, пестроцветную, туфогенную (ликанская свита) и верхнюю — массивную туфобрекчиевую (П. Гамкредидзе, 1949). Нижняя свита сложена главным образом мелкообломочными слоистыми вулканокластолитами субщелочных базальтов. Верхняя же — преимущественно глубокообломочными и массивными вулканическими породами такого же состава (Микадзе, 1968; Лордкипанидзе, Закарнадзе, 1974). В области Триалетского хребта среднеэоценовая толща максимальной мощности достигает в его центральной осевой части (более 2 000 м). Мощность значительно уменьшается к северу (Хведурети 30 м), к югу (р. Алгети — 250 м), а также к востоку (до 600 м) (Папава, 1966). В крайней восточной части Аджаро-Триалетской зоны (район г. Тбилиси) среднеэоценовые отложения подразделяются на две части: нижнюю — дабаханскую свиту (до

500 м), представленную туфопесчаниками, туфами и аргиллитами, с прослоями мергелей, и верхнюю (20—110 м), выраженную глыбовыми брекчиями («горизонт запутанного напластования») (П. Гамкрелидзе, 1949; Девдариани, 1971). Е. И. Девдариани отмечает следующие изменения мощностей среднеэоценовых отложений восточного погружения Аджаро-Триалетской зоны: в северном крыле Мцхетской антиклинали (у г. Мцхета) — 500 м, в южном крыле — 800 м, в скв. № 1 у с. Лиси — 1100 м, в скв. № 1 у пос. Самгори — 600 м, в скв. № 4 у с. Сартичала — 580 м, в скв. № 1 у г. Рустави — 200 м, а юго-западнее, у с. Шавсакдари — 40 м.

В западном направлении мощность вулканогенной формации среднего эоцена увеличивается, достигая в районе Боржоми (центральная часть зоны) 2,5—3 км. Здесь средний эоцен П. Д. Гамкрелидзе (1949) подразделяется на нижнюю слоистую туфогенную (ликанскую), среднюю — массивную туфобрекчиевую и верхнюю — слоистую туфогенную (ацкурскую) свиты. Б. Ф. Мефферт (1933) обратил внимание на присутствие в разрезе районов Боржоми—Бакурнани и южного склона Ахалцихско-Имеретинского хребта серии лавовых покровов, развитых в пизах свиты массивных туфобрекчий и придал им маркирующее значение. Г. П. Лобжанидзе (1967) и М. Г. Татишвили (1974) показали, что состав свиты лавовых покровов в Боржомском районе меняется от андезито-базальта до дацита. Аналогичное положение в разрезе среднего эоцена в Месхетии занимает охарактеризованная М. Г. Татишвили (1967) свита андезито-дацитов и их пирокластолитов. Ш. А. Адамия (1972) считает, что эта свита, выделяемая им под названием квабисхевской, по составу слагающих ее вулканических пород и стратиграфическому положению является аналогом нагваревской свиты Аджарии. Вместе с тем, нами совместно с Г. С. Закариадзе и М. Б. Лордкипанидзе была установлена непосредственная связь квабисхевской свиты с аналогичной свитой (лавовой свитой) Боржомского района. Причем, местами (в полосе Бакурнани—Митарби—Гуджарети) было замечено замещение лавовых покровов вулканокластолитами аналогичного состава. Эти породы, развитые в центральной части Аджаро-Триалетской зоны, по данным Г. С. Закариадзе и М. Б. Лордкипанидзе, по составу аналогичны квабисхевской свите Месхетии и нагваревской свите Аджарии и также представлены ассоциацией вулканических пород, соответствующей дифференцированному ряду: субщелочной высокоглиноземистый базальт, трахиандезит, делленит, с которыми ассоциируют известково-щелочные плагиобазальты и андезиты. Нам представляется вполне естественным допустить примерную одновременность появления дифференцированной серии пород между двумя комплексами субщелочных базальтов в центральной и западной частях Аджаро-Триалетской зоны и считать, что они занимают вполне определенное стратиграфическое положение.

Принимая, что отмеченные породы как бы заканчивают формирование нижнего вулканогенного комплекса, мы считаем целесообразным

на геологических картах границу между нижним и верхним комплексами среднеэоценовой вулканогенной формации проводить по кровле серии дифференцированных пород, независимо от того расположена ли она непосредственно на границе нижних слоистых туфогенов (ликанская свита) и массивных туфобрекчий, как это и наблюдается большей частью, или занимает более высокое положение в разрезе верхней массивной толщи.

Наибольшей мощности среднеэоценовая вулканогенная формация достигает в западной части Аджаро-Триалетии, в Аджарии и южной части Гурии (до 5 000 м). Детальные исследования последних лет позволили установить, что в палеогене Аджарии представлены две серии магматических пород — субщелочная и известково-щелочная, причем субщелочные породы базальтового состава пользуются преимущественным распространением (Лордкипанидзе, 1971; Закариадзе, Лордкипанидзе, 1972; Лордкипанидзе, Закариадзе, 1974). Согласно новейшим данным (Адамия и др., 1974; Салуквадзе, 1974), в среднем эоцене Аджарии установлены палеоцен-среднеэоценовые перангская, нагваревская и чидильская свиты.

Перангская свита слагает низы разреза вулканогенной формации среднего эоцена Аджарии. Представлена она преимущественно грубообломочными, толстослоистыми или массивными вулканокластолитами и лавами роговообманковых и оливниновых субщелочных базальтов (Адамия и др., 1974). Видимая мощность свиты достигает 700 м. Подошва этой свиты не обнажена. Как отмечалось, не исключена возможность, что низы вулканогенной формации в западной части Аджаро-Триалетии имеют нижнеэоценово-палеоценовый возраст. Нагваревская свита представлена комплексом массивных и слоистых вулканических, вулканогенно-осадочных и терригенных пород, представленных, как отмечалось, ассоциацией субщелочных высокоглиноземистых базальтов, трахандезитов, делленитов и известково-щелочных плагиобазальтов и андезитов. Мощность свиты не превышает 800—1 000 м (Адамия, 1972). Чидильская свита (мощность 1 000—4 500 м), следующая за нагваревской, представляет собой второй субщелочной базальтовый комплекс массивных и грубообломочных вулканокластолитов и лав. По минеральному составу в свите выделяются роговообманковые и оливниновые субщелочные базальты и их пирокластолиты (Лордкипанидзе, Закариадзе, 1973). Особое положение занимают среднеэоценовые вулканы Юго-Восточной Аджарии (чирухисцкальская фация по Ш. А. Адамия, 1972), представленные известково-щелочными пироксеновыми андезитами и дацитами в верхних горизонтах.

В Ахалцихской депрессии и на южном склоне Ахалцихско-Имеретинского хребта среднеэоценовый вулканический комплекс подразделяется на три свиты: ликанскую, квабисхевскую и двирскую (Адамия и др., 1974; Татишвили, 1974). Ликанская, или нижняя туфогенная свита (П. Гамкрелидзе, 1949) согласно следует за палеоцен-

нижнеэоценовым флишем и сложена главным образом мелкообломочными слонстыми вулканокластолитами. По петрографо-петрохимическому составу вулканогенные породы ликанской свиты отвечают субщелочным базальтам. Лишь в самой нижней ее части отмечается присутствие пирокластиков более кислых андезитовых пород (Татишвили, 1970, 1974).

Ликанская свита Ахалцихской депрессии и Аджаро-Имеретинского хребта, по мнению Ш. А. Адамия (геол. отчет, 1972), соответствует перантской свите Аджарии, так как они расположены в низах нагваревской и квабисхевской разновозрастных свит и идентичны по составу слагающих их пород. При такой корреляции допускается, что центры извержения находились, в основном, в западной части Аджаро-Триалетского трога.

Квабисхевская (или лавовая) свита (мощность 700—1300 м), согласно сменяющая ликанскую, представлена субщелочными разностями базальта, андезито-базальта, андезита, андезито-дацита и дацита с преобладанием последних (Татишвили, 1974). Как отмечалось, эта свита наряду с Ахалцихско-Имеретинским хребтом, широко развита и в центральной части Аджаро-Триалетии, в полосе Ахалдаба-Боржоми-Бакуртани, замещаясь, местами пирокластикой аналогичного состава.

Двирская свита выделена М. Г. Татишвили (1974) в восточной части Ахалцихской депрессии. Это грубообломочные толстослоистые или массивные вулканокластолиты субщелочных базальтов мощностью до 1300 м. Эта свита несколько более разнообразна по литологическому составу в южной части Месхетии, где она участвует в строении Аспиндзской, Ошорской, Уравельской, Циниской и Ахалцихской антиклиналей. Здесь она постепенно уменьшается в мощности в южном направлении (до 500 м) и наряду с грубообломочными вулканокластолитами в ней присутствуют лавы (местами подушечные), а также слоистые мелкообломочные туфы (Татишвили, 1974). Мощность двирской свиты к северу, к центральной части Аджаро-Имеретинского хребта увеличивается и достигает 1,5—2 км. Наименьшая мощность этой свиты, а местами ее полное выпадение из разреза, отмечается на Абастумани-Ацкурском отрезке северного борта Ахалцихской депрессии, где она сложена преимущественно мелкообломочными слонстыми туфовыми и туффитовыми породами с редкими прослоями грубообломочных пирокластолитов (гуркельская фация) (Татишвили, 1971) и в северо-восточной части Ахалцихской депрессии, где синхронные двирской свите образования (ацкурская фация) представлены вулканическими брекчиями роговообманковых и роговообманково-пироксеновых базальтов, сцементированных туфами роговообманковых базальтов и андезитов (Татишвили, устное сообщение).

Нами в северо-восточной части Ахалцихской депрессии, в ядре Ацкурской антиклинали установлено совершенно постепенное убывание мощности двирской свиты в западном направлении и ее замещение породами ацкурской, а затем гуркельской фации.

Двирская свита Месхетии, к западу от к. Абастумани, по данным Ш. А. Адамия, непосредственно увязывается с чидильской свитой Аджарии, что однозначно доказывает их синхронность.

В северо-западной части Аджаро-Триалетской зоны, на северном склоне Аджаро-Имеретинского хребта верхняя часть среднеэоценовой вулканогенно-осадочной формации (средняя и верхняя части Чидильской свиты) сложена щелочным комплексом пестрого состава (Надарейшвили, 1968, 1974; Вольский и др., 1974). Бахмаройская подсвита чидильской свиты (мощность 300—500 м) здесь сложена преимущественно тонко- и среднеслоистыми мелкообломочными туфами с редкими прослоями лимбургитов и лимбургитовых трахибазальтов (Надарейшвили, 1974). Следующая выше напощварская подсвита (мощность 1 000—1 700 м) чидильской свиты северного склона Аджаро-Имеретинского хребта представлена массивными и грубообломочными вулканическими брекчиями и лавовыми покровами лимбургитов, лимбургитовых трахибазальтов, оливинных базальтов и оливинных трахибазальтов с прослоями туфов базальтового состава (Надарейшвили, 1974). Верхняя подсвита чидильской свиты — гурийская, представляет собой чередование вулканических брекчий, разнообразных туфов и лавовых покровов лейцитовых тефритов и базанитов, оливинных калибазальтов, трахибазальтов, трахиандезитов и нефелиновых трахитов.

Среднеэоценовые образования крайней северо-западной части Аджаро-Триалетской зоны, в пределах Гурийского хребта и Южно-Имеретинского предгорья, согласно исследованиям Г. Ш. Надарейшвили (1964, 1965, 1968, 1971) представляют единую щелочную калиевую вулканогенную толщу, в которой на Гурийском хребте в нижней части выделяется горизонт (мощность до 100 м), сложенный туффито-известняками и псаммитовыми туфами оливинного лейцитового тефрита, а в Южно-Имеретинском предгорье — глинистыми известняками и пемзовыми туфами биотитового анальцимового трахита. Этот горизонт Ш. А. Адамия параллелизуется с ликанской и нагваревской свитами Месхетии и Имеретии. Выше следует горизонт лавовых покровов, туфобрекчий и псаммитовых туфов (мощность 600—1 100 м), полностью сложенный, в пределах западной части Гурийского хребта, массивными туфобрекчиями и подушечными лавами оливинного калибазальта и оливинного лейцитового тефрита (Надарейшвили, 1968). Восточнее эти образования фацциально замещаются слоистыми микротуфобрекчиями и псаммитовыми и алевроитовыми туфами аналогичного состава.

В отличие от Гурийского хребта, в Южно-Имеретинском предгорье этот горизонт сложен лавовыми покровами, массивными лавовыми и туфовыми брекчиями, туфами оливинного калибазальта, оливинного лейцитового тефрита, оливинного базальта, авгита, трахиандезита и биотитового анальцимового трахита (Надарейшвили, 1968). Этот горизонт Ш. А. Адамия (1972) параллелизуется с чидильской свитой Аджарии и Южной Гурии.

Разрез среднего эоцена Гурийского хребта заканчивается 40—100 м

пачкой трахиандезитовых туфов, относящихся к верхам среднего эоцена (Лордкипанидзе, 1962; Адамия, 1972).

В последнее время установлено (Адамия и др., 1974; Закариадзе, Лордкипанидзе, 1974), что вдоль границы зоны субщелочных базальтов Аджарии и щелочных — северного склона Аджаро-Имеретинского хребта, в осевой части Аджаро-Триалетии локализована узкая (2,5—3 км) полоса, полностью сложенная массивными субвулканическими низкокальциевыми роговообманковыми базальтами, непосредственно увязывающимися к северо-востоку с породами аналогичного состава гадрекильской подсвиты чидильской свиты северного склона Аджаро-Имеретинского хребта (Надарейшвили, 1974; Вольский и др., 1974).

Базальты этих трех зон, по данным Г. С. Закариадзе и М. Б. Лордкипанидзе (1974), различаются как по абсолютным содержаниям петрогенных элементов, так и по трендам изменения этих содержаний в дифференциальном ряду. Особенно велики различия в содержании K_2O , Al_2O_3 , MgO и отношению K_2O ($K_2O + Na_2O$). Базальты осевой зоны характеризуются четкой депрессией K_2O , максимальными значениями Al_2O_3 и промежуточными MgO , отвечая по химическому и нормативному составу оливиновым толентам. Переход от осевой к северной зоне щелочных базальтов отмечен более резким изменением всех петрохимических параметров, в том числе и щелочности, что определяет некоторую асимметричность установленной петрохимической зональности (Закариадзе, Лордкипанидзе, 1974). Латеральная петрохимическая зональность Аджаро-Триалетии, согласно исследованиям Г. С. Закариадзе и М. Б. Лордкипанидзе, находит отражение и в составе ультраосновных и основных нодулей, широко распространенных в среднеэоценовом базальтовом комплексе и указывает на латеральное изменение состава и условий эволюции среднеэоценовой базальтовой магмы¹⁴.

По данным М. Б. Лордкипанидзе и Г. С. Закариадзе (1974), по ряду петрографических и петрохимических свойств (преимущественно субщелочной базальтовой биполярный вулканизм, крайне кислые продукты которого обнаруживают комендитовую тенденцию) палеоцен? -среднеэоценовый вулканизм Аджаро-Триалетии аналогичен молодому и современному вулканизму активных рифтовых зон, характеризующихся утоненной и местами расчлененной на изолированные глыбы гранитной корой. Таковыми являются плиоцен-четвертичные вулканы Эфиопии (треугольник Афар), Арабского побережья и островов Аденского залива и Красного моря (Mohr, 1971), миоцен-четвертичные и активные вулканы юго-западного побережья Японии и островов Японского моря (Aoki, Oji, 1966; Ishibashi, 1970).

В самом конце среднего эоцена в Аджаро-Триалетском прогибе имела место частная инверсия и образование центрального поднятия (триалетская фаза). Поэтому отложения накапливались преимущественно в прогибах, окаймляющих поднятия. В начале позднего эоцена

¹⁴ Более подробное освещение этих данных и причины возникновения отмеченной зональности рассмотрены в III главе работы.

море вновь расширяет свои границы, наступая на различные горизонты среднего эоцена и местами верхнего мела. Однако поднятия были покрыты частично и с них в течение всего позднего эоцена сносился обломочный материал.

В позднем эоцене сильно сократились ареалы вулканических извержений. Наиболее интенсивно вулканизм проявился в Аджарии и западной части Месхетии, где отложения этого яруса представлены адигенской и наададигенской свитами.

По данным М. Б. Лордкипанидзе и Г. С. Закариадзе (1974), в позднем эоцене в Аджаро-Триалетии сформировалась ассоциация пород шошонитовой серии и богатых калием известково-щелочных андезитов, характерных для некоторых участков островных дуг (Jakes, Smith, 1970; Nicholls, Carmichael, 1969; Chadwick, 1970).

Адигенская вулканогенно-осадочная свита (мощность 250—600 м), выделанная П. Д. Гамкрелидзе (1949), сложена эффузивами базальтового, андезито-базальтового и андезитового состава, с повышенной щелочностью, их пирокластолитами, смешанными туффитовыми и вулканотерригенными отложениями, а также органогенно-хемогенными карбонатными породами. Наблюдается закономерное увеличение кислотности лав снизу вверх (Шубладзе, 1971).

В Месхетии адигенская свита развита лишь в западной части Ахалцихской депрессии. В восточном направлении она фациально замещается терригенными отложениями, в которых местами отмечаются отдельные прослои и пачки туфов, а также пластовые тела тешенитов и камптонит-мончикитов (Мефферт, 1933; Гамкрелидзе, 1949; Шубладзе, 1971; Джигаури, 1974).

В западном направлении адигенская свита прослеживается на территории Аджарии, где ее мощность местами достигает 1 000 м. Здесь она представлена ассоциацией вулканических, вулкано-осадочных и терригенных пород. Вулканогенные породы представлены, в основном, известково-щелочными калиевыми роговообманковыми андезитами, с которыми в подчиненном количестве ассоциируют оливиновые базальты, трахибазальты, трахиандезиты и деллениты (Закариадзе, Лордкипанидзе, 1972; Лордкипанидзе, Закариадзе, 1974). В Аджарии адигенская свита характеризуется существенной фациальной изменчивостью. Ш. А. Адамия (1972) различает три различные фации адигенской свиты: махунцетскую, горджомскую и тбетскую. Махунцетская фация, развитая в среднем течении р. Аджарисцкали, отличается преимущественным развитием слоистых туфов. В низах свиты встречаются покровы роговообманковых андезитов и делленитов. Горджомская фация, представленная в Северо-Восточной Аджарии, отличается от махунцетской главным образом резким возрастанием количества терригенных пород. Отмечается также повышение доли базальтовой пирокластике и появление покровов субщелочных оливиновых и роговообманковых базальтов. Тбетская фация адигенской свиты, типичная для Юго-Восточной Аджарии, характеризуется преобладанием лав, лавовых брекчий и грубой пирокластике преимущественно роговообманковых андезитов.

Нададигенская свита (мощность до 2 000 м), постепенно сменяющая адигенскую, слагает всю мульду широкой Аджарисцкальской синклинали. До последнего времени эта свита относилась к среднему эоцену. Однако Ш. А. Адамия и др. (1974) установили ошибочность такого допущения. По данным этих авторов, в целом ряде мест (ущ. рр. Дзиндза, Ванисцкали, Чирухисцкали) хорошо наблюдается постепенная смена адигенской свиты вверх по разрезу отложениями нададигенской свиты. В этом мы имели возможность убедиться во время совместной с указанными авторами экскурсии. Вместе с тем в низах нададигенской свиты в ущ. р. Горджоми обнаружены встречающиеся обычно в верхнем эоцене нуммулиты (Салуквадзе, 1974). По данным М. Б. Лордкипанидзе и Г. С. Закариадзе (1974), нададигенская свита по комплексу слагающих ее пород (породы преимущественно среднего состава: андезиты, трахибазальты, трахиандезиты, а также субщелочные базальты с коричневой роговой обманкой) отличается от среднеэоценовых пород чидильской свиты. Принимая во внимание большую мощность нададигенской свиты и обнаружение верхнеэоценовой фауны лишь в ее низах, Ш. А. Адамия допускает возможность олигоценового возраста ее верхней части.

К нададигенской свите относятся также выходы грубообломочных массивных вулканокластических пород ущ. р. Дзиндза и правобережья Квабловани, согласно сменяющих вверх по разрезу адигенскую свиту. В восточной части Ахалцихской депрессии, по мнению Ш. А. Адамия нададигенской свите, по-видимому, соответствуют верхи нуммулитовой свиты верхнего эоцена и терригенные отложения олигодена, в которых синхронный вулканизм проявился лишь в силловой фации.

В северо-западной части Аджаро-Триалетской зоны верхнеэоценовые отложения обнажаются главным образом на южном и северном бортах Гурийской депрессии. В южной полосе верхнеэоценовые отложения большей частью залегают без видимого несогласия на породах среднего эоцена и лишь местами отмечаются признаки несогласий (Вольский и др., 1974). На основании содержащейся микро- и макрофауны, петрографического состава и литофациального анализа в этой полосе верхнеэоценовые отложения подразделяются на две свиты: зенобанскую и басилетскую фораминиферовых мергелей. Зенобанская свита в Юго-Восточной Гурии представлена в основном двумя фациями: вулканогенно-терригенной (эркетская фация) и песчано-глинисто-мергелистой (пампалетская фация). Эркетская фация зенобанской свиты (мощность 350—450 м) сложена вулканогенным брекчия-конгломератами трахитового и трахиандезитового составов, трахитовыми биотитовыми туфами, туффитами и вулканомиктовыми карбонатными брекчиями с прослоями и линзами туфогенных и вулканомиктовых гравелистов, песчаников, майкопоподобных черных глин и мергелей (Вольский и др., 1974).

Вулканогенно-терригенные отложения эркетской фации фациально замещаются образованиями пампалетской фации (мощность 150—

300 м), представленной биотитовыми песчаниками, мергелями, майкопоподобными глинами и известковистыми алевролитами (Вольский и др., 1974).

Басилетская свита фораминиферовых мергелей (мощность 120—250 м) представлена в основном мергелями с прослоями глин и карбонатных и биотитовых песчаников.

Зенобанская и басилетская свиты, с одной стороны, параллелизуются с адигенской и нижней частью нададигенской свит Аджарии и Месхетии, а с другой — с лиролеписовым и фораминиферовым горизонтами Северной Гурии и юго-западной части Имеретии (Вольский и др., 1973). На Гурийском хребте среди последних встречаются прослойки вулканогенно-терригенных брекчий, песчаников и пелитовых туфов биотитового анальцимового трахита (Надарейшвили, 1968).

Верхнеэоценовые терригенные отложения восточной части Ахалцихской депрессии у сел. Ацкури достигают в мощности 700 м. На южной периферии и по северному борту Ахалцихской депрессии отчетливо выражена верхнеэоценовая трансгрессия: здесь верхнеэоценовые слои залегают на разных горизонтах вулканогенного среднего эоцена. Из Ахалцихской депрессии глинисто-песчаные отложения верхнего эоцена узкой полосой продолжают к востоку, обнажаясь в мульде Торской и Тонетской синклиналей, где местами (на отрезке Сакирегеле — с. Митарби) непосредственно перекрывают породы нижнего комплекса среднеэоценовой вулканогенной формации (квабисхевскую и ликанскую свиты). Еще восточнее они прослеживаются до верховьев р. Тедзами и почти непосредственно увязываются с верхнеэоценовыми отложениями окрестностей с. Манглиси и г. Тбилиси.

На восточном погружении Аджаро-Триалетии верхнеэоценовые отложения разделяются на две свиты: нижнюю — навтлугскую и верхнюю — тбилисскую нуммулитовую. Навтлугская свита, представленная в основном карбонатными битуминозными глинами с прослоями песчаников, залегает согласно с нижележащей, местами же — трансгрессивно с базальтовыми конгломератами в основании. Мощность свиты изменяется от 50 до 260 м (Девдариани, 1971). Тбилисская нуммулитовая свита, согласно сменяющая навтлугскую, представлена майкопоподобными глинами, глинистыми мергелями, с чередованием песчаников, глин и конгломератов, а местами сплошными конгломератами. По новым данным (Девдариани, 1971), мощность тбилисской нуммулитовой свиты в окрестностях г. Тбилиси не превышает 850 м. По данным буровых скважин, к востоку она увеличивается и достигает у с. Вазнани 1 000 м, а к югу у г. Рустави) сокращается до 500 м.

Вдоль северной периферии Триалетского хребта, по данным Д. Ю. Папава (1966), отложения верхнего эоцена представлены в основном грубозернистыми кварц-аркозовыми песчаниками и глинами с прослоями конгломератов, в основании которых выделяются плитчатые лиролеписовые мергели, с которыми местами чередуются пелитовые туфы и

глины. Мощность верхнеэоценовых отложений вдоль северного склона Триалетского хребта колеблется от 700 до 1400 м.

Трансгрессия, начавшаяся в Аджаро-Триалетии в раннем олигоцене, распространилась в сторону соседних глыб в связи с разрастанием центрального поднятия. Отложения олигоцена являются, главным образом, частью мощной майкопской серии, охватывающей и нижний миоцен.

Отложения майкопской серии и ее аналоги широко развиты в Гурийской, Сартичальской и Ахалцихской подзонах Аджаро-Триалетской зоны.

Олигоценые отложения южного борта Гурийской депрессии представлены не типичными глинами майкопа, а грубообломочной фацией (Вольский и др., 1973). Здесь выделяется толща карбонатных глин и песчаников хадумского горизонта (20—60 м), толща песчаников и брекчия-конгломератов среднего и верхнего олигоцена (200—250 м) и толща типичных майкопских глин и алевролитов нижнего миоцена и низов среднего миоцена (400—450 м). В северном крыле Гурийского синклинария мощность надхадумской глинистой толщи значительно возрастает (Лалиев, 1964).

В северных предгорьях Аджаро-Имеретинского хребта майкопская серия представлена глинами с редкими прослоями песчаников и мергелей мощностью 250—300 м.

В Ахалцихской депрессии глинисто-песчаная толща олигоцена — нижнего миоцена достигает мощности 800—900 м (Лалиев, 1964).

В восточной части Аджаро-Триалетской зоны осадки олигоцена и нижнего миоцена развиты в основном вдоль северной периферии Триалетского хребта и на восточном его погружении. Мощность этих образований на восточном погружении Аджаро-Триалетской зоны достигает 1700—1800 м (Девдариани, 1971).

Предсреднемиоценовая (штирийская) фаза является одной из значительных, вызывая очень важные изменения в палеогеографической и геотектонической обстановке. В это время Аджаро-Триалетский прогиб уже целиком выходит из стадии погружения и в результате последующих — позднесарматских, предакчагыльских и позднеплиоценовых тектонических движений превращается в горное сооружение (П. Гамкрелидзе, 1949), продолжавшее воздымание и в четвертичное время (Цагарели, 1964; Милановский, 1968).

Орогенные образования в пределах Аджаро-Триалетской зоны имеют ограниченное развитие. Наряду с терригенно-морскими и континентальными молассаами они представлены в виде лав и вулканокластолитов, накопившихся в континентальных условиях.

Верхнемиоценово-нижнеплиоценовые мощные континентальные вулканогенно-эффузивные образования, известные под названием годердзской и кисатибской свит, развиты в пределах Ахалцихской депрессии и в восточной части широкой Аджарисцкальской синклинали. Обширный останец аналогов годердзской свиты сохранился также к за-

паду от Абастумани, на плато Персати. В этих образованиях различается нижняя туфообломочная толща, состоящая из разнообразных андезитовых и дацитовых брекчий и конгломератов с туфовым цементом, туфов и внутриформационных покровов базальтов и андезитов, и верхняя лавовая толща, сложенная исключительно лавовыми псковрами среднего и кислого состава. Нижняя толща характеризуется резкой и частой сменой фаций, а лавовая часть однообразна по всей площади ее распространения (Джиганури, 1974).

Верхнемиоценово(?)-нижнеплиоценовыми эффузивами (андезитами) сложено также Дабадзвельское плато и вулканический центр Цители-Дабадзвели к западу от с. Бакурнани (Схиртладзе, 1964).

Более молодые — верхнеплиоценово-нижнеплейстоценовые эффузивные образования представлены главным образом лавами и вулканокластолитами известково-щелочных базальтов, андезитов и дацитов. Они перекрывают, в основном, южную периферийную часть Аджаро-Триалетской зоны и развиты, главным образом, южнее, слагая Ахалкалакское и Цалка-Гомаретское плато и Самсарский и Кечутский лавовые хребты (Схиртладзе, 1958, 1964).

В осевой части Аджаро-Триалетской зоны в районе Бакурнани и у истоков реки Гуджаретисцкали расположены центры четвертичных извержений андезитов (Мухера, Цихисджвари и Саргвави).

Интрузии Аджаро-Триалетской зоны прорывают вулканогенные образования палеогена на разных уровнях и представлены субвулканическими телами и небольшими штоками габбро-эссекситов, габбро-монзонитов, кварцевых диоритов, сиенит-диоритов, сиенитов и щелочных сиенитов. Высказывается мнение о синхронности формирования интрузивных образований Аджаро-Триалетии с палеогеновой вулканической деятельностью (Лордкипанидзе, 1971; Закариадзе, Лордкипанидзе, 1972; Лордкипанидзе, Закариадзе, 1974). Это положение, по данным указанных авторов, следует из 1) четкой пространственной и возрастной приуроченности интрузивных образований к палеогеновым вулканическим центрам, 2) исключительного сходства минерального состава и петрохимических особенностей пространственно связанных интрузивных и эффузивных пород, 3) наличия обломков полнокристаллических пород в эффузивах, по минеральному и химическому составу аналогичных всем дифференциатам интрузий, 4) и, наконец, сходства геохимической эволюции эффузивных и интрузивных образований в отношении ряда редких элементов (Li, Rb, Ti, TR). Интрузии рассматриваются как продукты кристаллизации тех порций, давших эффузивы расплавов, которые не достигли земной поверхности.

б) Общая характеристика современной структуры

Аджаро-Триалетская складчатая зона представляет собой в общем антиклинорное сооружение с довольно разнообразным морфологическим строением слагающих его структур. Рассмотрение современной

структуры Аджаро-Триалетии позволяет выделить в ней три сегмента (субсегмента), отличающихся по характеру и степени дислоцированности слагающих их отложений. Западный сегмент охватывает западную и центральную части Аджаро-Имеретинского (Месхетского) хребта, центральный — восточную часть Месхетского хребта и Триалетский хребет, а к восточному сегменту относится восточное окончание Триалетского хребта и северо-восточная часть Нижнекартлийской долины (см. рис. 46).

Западный сегмент Аджаро-Триалетской зоны характеризуется в общем несложной складчатой структурой. В пределах Аджарии установлены лишь две крупные складки, прослеживаемые по всей ее территории; Аджарисцкальская синклиналь и Чаквистави-Перангская антиклиналь, местами осложненные небольшими быстро затухающими брахиформными складками (см. рис. 46, а также профили I, II и III на рис. 47, 48).

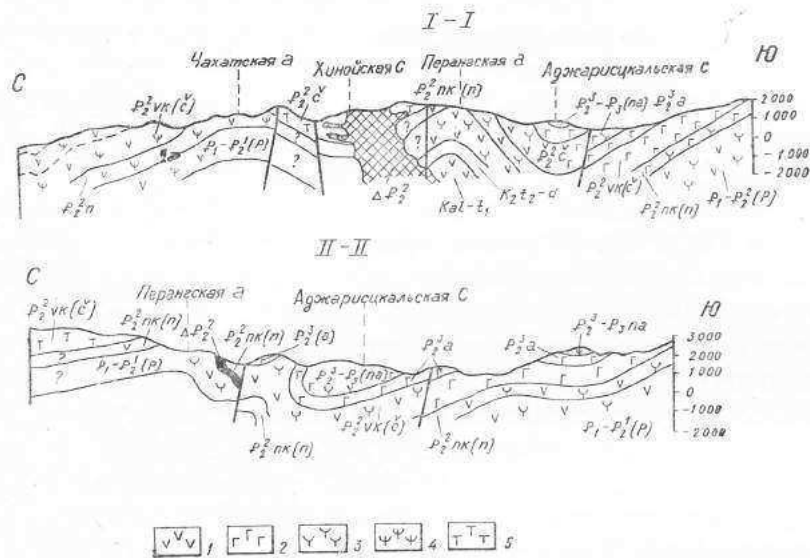


Рис. 47. Геологические профили через западную (I) и центральную (II) части Аджарии, по Ш. А. Адамия (с незначительными изменениями). P_1-P_2 палеоцен(?) — средний эоцен, Нижний комплекс (перангская свита), $P_2^{pk}(n)$ — средний эоцен. Нижний комплекс (наваревская свита), $P_2^{vk}(s)$ — средний эоцен. Верхний комплекс (чидильская свита), P_3^a — верхний эоцен (адигенская свита), P_3-pa — верхний эоцен-олигоцен(?) (нададигенская свита), ΔP_2 — субвулканические тела. (Линии профилей см. на тектонической схеме Аджаро-Триалетской зоны, рис. 46).

1 — породы преимущественно основного состава, 2 — породы преимущественно среднего состава, 3 — субщелочные породы, 4 — щелочные породы, 5 — породы толеитового состава

Самая южная структура западного сегмента Аджаро-Триалетской зоны — Аджарисцкальская синклиналь, занимающая верховья одноименной реки, а также левобережье ее среднего течения, продолжает к западу синклинорную структуру Ахалцихской депрессии, и у устья р.

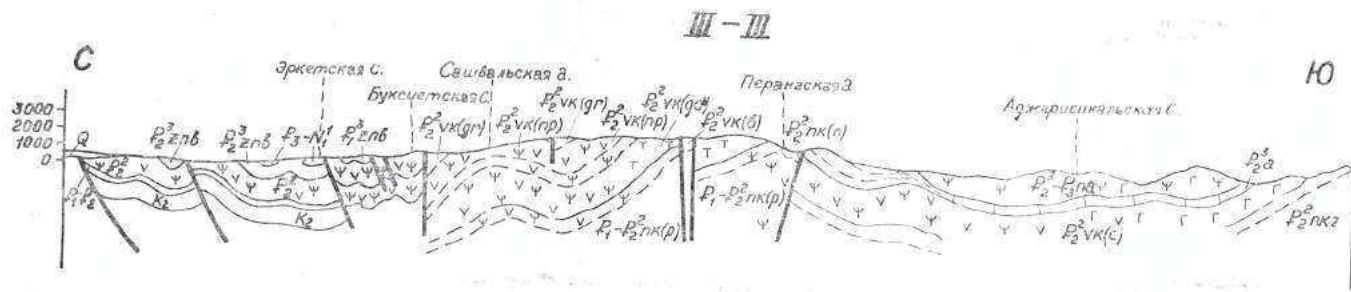


Рис. 48. Геологический профиль через западную часть Аджаро-Трипалетской зоны K_2 —верхний мел без подразделения. $P_1-P_2^1$ —палеоцен-нижний эоцен, $P_1-P_2^2$ nk(p)—палеоцен-средний эоцен. Нижний комплекс (перангская свита), P_2^2 nk(n)—средний эоцен. Нижний комплекс (нагваревская свита), P_2^2 kv(gd)—средний эоцен. Верхний комплекс (гадрекильская подсвита), P_2^2 vk(b)—средний эоцен. Верхний комплекс (бахмаройская подсвита), P_2^2 vk(gp)—средний эоцен. Верхний комплекс (напоцхварская подсвита), P_2^2 vk(gr)—средний эоцен. Верхний комплекс (гурийская подсвита), P_2^2 zpb—верхний эоцен (зенобанская и басилетская свиты), P_3-N_1 —олигоцен-нижний миоцен. (Линию профиля см. на рис. 46, а условные обозначения состава вулканических пород на рис. 47)

Чорохи, как и все расположенные севернее складки Аджаро-Триалетской зоны, срезается берегом Черного моря (Адамия, 1972). Ось Аджарисцкальской синклинали погружается к востоку, а к западу воздымаясь, суживается до минимума в низовьях р. Чорохи. На востоке в наиболее широкой ее части (до 30 км) сохранились мощные массивные и грубообломочные вулканические образования нададигенской свиты. Южное крыло синклинали в общем имеет сравнительно пологое ($15\text{—}25^\circ$) падение и осложнено несколькими брахиформными складками второго порядка. Северное крыло синклинали падает круто ($40\text{—}80^\circ$), а местами опрокинута на юг.

Чаквистави-Перангская антиклиналь расположена севернее Аджарисцкальской синклинали. На востоке складка простирается субширотно, слагаясь в ядре слонстыми туфами нагваревской свиты, из-под которой местами (по р. Нагваревисцкали и западнее) выступают массивные и грубообломочные породы перангской свиты. В Западной Аджарии эта антиклиналь изгибается к юго-западу, а у слияния рр. Аджарисцкали и Чорохи, по данным Ш. А. Адамия (1972), вновь приобретает субширотное, а затем северо-западное простирание и, видимо, в районе дельты р. Чорохи погружаясь уходит под воды Черного моря. Антиклиналь имеет асимметричное поперечное сечение. Ее северное крыло пологое ($10\text{—}30^\circ$), а южное падает круто и осложнено Ванисцкальским взбросом с приподнятым (до 2 000 м) северным крылом, вдоль которого с адигенской и чидильской свитами контактирует нагваревская свита. Южнее Ванисцкальского взброса, в пологом южном крыле Аджарисцкальской синклинали, Ш. А. Адамия описывается Аджарисцкальский взброс с максимальной амплитудой до 1 500 м. Здесь также приподнято северное крыло, и слагающая его чидильская свита взброшена на адигенскую и нададигенскую свиты.

К северу от Перангской антиклинали установлены короткие брахиформные Хинойская синклинали и Чахатская антиклиналь. Последняя сложена в ядре слонстыми туфами нагваревской свиты, имеет сравнительно пологое ($20\text{—}30^\circ$) южное и более крутое ($40\text{—}50^\circ$) северное крылья. В южном крыле этой складки наблюдается дополнительная антиклиналь второго порядка. Здесь же складка осложнена Кинтришским взбросом (Адамия, 1973). Мульда Хинойской синклинали почти полностью занята довольно крупным ($2\text{—}3 \times 10\text{—}15$ км) субвулканическим телом толеитовых базальтов. На западном продолжении Чахатской антиклинали и Хинойской синклинали Ш. А. Адамия отмечает два небольших субширотных разрыва с приподнятыми южными крыльями.

Своеобразно построена северная часть западного сегмента Аджаро-Триалетской зоны. Проведенные нами, совместно с Э. Д. Вольским и Г. Ш. Надарейшвили, исследования в области северного склона Аджаро-Имеретинского (Месхетского) хребта позволили по-новому расшифровать строение этой части Аджаро-Триалетии (Вольский и др., 1974).

Западная часть северного склона Месхетского хребта (Чаквинс-

ко-Саирмская подзона, по П. Гамкрелидзе) представляет собой область развития, главным образом, брахиформных складок северо-восточного направления, осложненных множеством поперечных и продольных разрывов сбросо-сдвигового и взбросового характера. Довольно сжатые и линейные складки наблюдаются лишь в северной периферийной части этой подзоны, в полосе развития Чохатаурской группы взбросов, на границе с Гурийской подзоной (см. рис. 46). Гурийская подзона, сложенная верхнеэоценовыми, олигоценовыми, миоценовыми, плиоценовыми и плейстоценовыми отложениями, из-под которых лишь в виде морфологических «массивов» выступают среднеэоценовые вулканогенные образования, характеризуется существованием множества сравнительно мелких складок различной формы, выявляющих в целом синклинальную структуру.

Северный склон Месхетского хребта состоит из нескольких блоков, ограниченных разрывами северо-западного и северо-восточного направлений. Наиболее крупные из них — Губазеульский и Чхакаурский сбросо-сдвиги, разрывающие и смещающие почти все пликвативные структуры этой части Аджарс-Триалетии (см. рис. 46).

Губазеульский сбросо-сдвиг фиксируется вдоль ущелья р. Губазеули (левый приток р. Супса), где хорошо видно значительное смещение различных телц гадрекильской и бахмаройской подсвет. Кроме того, между селениями Зоти и Набеглави, вдоль ущелья р. Губазеули наблюдается множество хорошо выраженных зеркал скольжения, имеющих в общем северо-западное простирание и крутое падение на юго-запад. Местами на этих поверхностях хорошо видны борозды скольжения, указывающие на косые — сбросо-сдвиговые перемещения. Эти плоскости безусловно сопряжены с Губазеульским разрывом и представляют собой скорее всего первую систему оперяющих трещин скальвания. Вместе с тем, довольно пологое (до 40°) падение (погружение) на северо-запад линии скольжения на отмеченных плоскостях указывает на ведущую роль сдвиговой составляющей перемещения вдоль Губазеульского сбросо-сдвига. Подобный характер этого нарушения отчетливо выявляется и на его северо-западном продолжении в междуречье Губазеули-Супса, где хорошо наблюдается смещение к северо-западу обоих крыльев наблюдающихся здесь субширотных складок, сложных, главным образом, лейцитовыми тефритами и пирокластолитами трахитов и оливиновых базальтов гурийской подсветы. Губазеульский сбросо-сдвиг очевиден также в ущ. р. Супса, где в сел. Ианеули отчетливо видно, как глинистые породы верхнего эоцена, образующие Эркетскую синклинальную складку по простиранию непосредственно примыкают к вулканическим брекчиям верхней толщи гурийской подсветы.

Таким образом, по Губазеульскому сбросо-сдвигу приподнято и сдвинуто в северо-западном направлении его северо-восточное крыло. Графические построения показывают, что горизонтальная составляющая максимальной амплитуды перемещения вдоль Губазеульского разрыва составляет примерно 2 000—2 500 м, а вертикальная — 1 000 м.

Примечательно, что на юго-восточном продолжении Губазеульского сбросо-сдвига, по левому склону р. Курцхана (правый приток р. Абастумани), Ш. А. Адамия (устное сообщение) установлено довольно значительное левостороннее смещение Абастуманской антиклинали. Несмотря на то, что здесь, наряду с сдвиганием, в отличие от Губазеульского сбросо-сдвига, приподнято юго-западное крыло разрыва, непосредственная его связь с Губазеульским разрывом, на наш взгляд, не должна вызывать сомнения. Следовательно, это крупное сдвиговое нарушение характеризуется, по-видимому, шарнирным движением крыльев.

Параллельно Губазеульскому разрыву простирается другой, также довольно крупный, сбросо-сдвиг — Чхакаурский. Этот разрыв прослеживается от истоков р. Губазеули в северо-западном направлении, по водоразделу рек Калаша и Губазеули и далее по ущелью последней до сел. Хидистави. Как и в Губазеульском разрыве, здесь разорваны и смещены к северо-западу различные толщи среднеэоценовой вулканогенной формации северо-восточного крыла этого нарушения. Вертикальная амплитуда Чхакаурского левостороннего сбросо-сдвига не превышает 700—800 м, а горизонтальная — 1 800—2 000 м.

Несколько более мелких нарушений такого же характера наблюдается к юго-западу от Чхакаурского сбросо-сдвига, на водораздельном хребте между р. Губазеули и Бахвисцкали. Более крупный Бахвисцкальский сбросо-сдвиг установлен нами вдоль верхнего течения р. Бахвисцкали. Это нарушение прослеживается к северо-западу на значительном расстоянии, вплоть до курорта Насакирали. Оно хорошо фиксируется южнее курорта Бахмаро, где роговообманковые лапиллиевые туфы гадрекильской подсветы тектонически контактируют со слоистыми туфами бахмаройской подсветы. Разрыв очевиден и вдоль ущелья р. Бахвисцкали, где слоистые туфы бахмаройской подсветы непосредственно примыкают к вулканическим брекчиям лимбургитов напоцхварской подсветы. Далее разрыв срезает Сашвальскую антиклиналь, сложенную в ядре слоистыми туфами бахмаройской подсветы, а северо-западнее сечет и смещает различные толщи напоцхварской и гурийской подсвет. Этот разрыв, по данным З. Д. Вольского (геол. отчет, 1973), продолжается и в Гурийскую подзону. Максимальную амплитуду разрыв имеет в своей средней части, где горизонтальная амплитуда перемещения не менее 600 м.

В отличие от описанных, разрывы северо-восточного направления этой части Аджаро-Триалетии имеют взбросовый характер. Из них наиболее значительной является система взбросов на границе Чаквинско-Саирмской и Гурийской подзон, являющихся, по-видимому, поверхностным отражением Чохатаурского глубинного разлома, разграничивающего указанные подзоны Аджаро-Триалетии.

Довольно крупное взбросовое нарушение устанавливается и вдоль ущелья р. Квирилицкали. Наиболее четко это нарушение фиксируется в верховьях р. Нагваревисцкали, где вулканические брекчии рогово-

обманковых базальтов гадрекильской подсыты взброшенного юго-восточного крыла разрыва, перекрывая слонстые туфы бахмаройской подсыты, непосредственно контактируют с лимбургитами напощварской подсыты. Здесь амплитуда перемещения по взбросу превышает 500 м. Квирилицкальский взброс пересекается и смещается всеми вышеописанными более молодыми сбросо-сдвигами. Принимая во внимание факт прослеживания Бахвисцкальского сбросо-сдвига в понтических отложениях Гурийской подзоны (Вольский и др., 1973), мы склонны сбросо-сдвиговые нарушения этой части Аджаро-Триалетии считать довольно молодыми и связать их образование с позднеплиоценовыми тектоническими движениями. Образование более древних взбросовых нарушений тесно связано с процессом складчатости, и зарождение их приурочено скорее всего к триалетской фазе складчатости.

Из пликативных структур этой части северного склона Месхетского хребта следует отметить Бахмаройскую синклиналь и Сашвальскую антиклиналь. Это симметричные складки с довольно пологим падением крыльев (до 40°). Лишь местами, вблизи поперечных сбросо-сдвигов, крылья имеют более крутые падения (до 60°). Эти складки разорваны и смещены описанными выше сбросо-сдвиговыми нарушениями, вызывающими одновременно довольно резкое изменение простирания их осей в некоторых ограниченных ими блоках (см. рис. 46).

В Гурийской подзоне пликативные структуры, как было отмечено, образуют в целом субширотный Гурийский синклинорий, ось которого погружается в западном направлении. Довольно протяженные складки этой зоны в общем наклонены к северу и осложнены мелкоамплитудными взбросовыми нарушениями с приподнятыми южными крыльями. Наиболее значительными из этих складок являются Мерийско-Окроскедская антиклиналь, Чолокская (Лантурская) синклиналь и Чолокская антиклиналь, которые прослежены под четвертичными отложениями структурно-картировочным бурением и геофизическими наблюдениями до Черноморского побережья (Лалиев и др., 1970; Вольский и др., 1973).

Из глубинных структур, проявляющих себя в поверхностной структуре, а также в характере продуктов среднеэоценового вулканизма западного сегмента Аджаро-Триалетской зоны, наряду с Чохатаурским глубинным разломом, в первую очередь следует отметить глубинный разлом (или группу разломов), намечаемый в осевой зоне этой части Аджаро-Триалетии, вдоль узкой зоны выхода толентовых базальтов, а затем, уже в центральном сегменте, вдоль северного ступенчатого ограничения срединного блокового поднятия Аджаро-Триалетской зоны (И. Гамкрелидзе, 1972, 1974).

Разлом глубокого заложения намечается также вдоль ступенчатого перегиба в сводовой части Чаквистави-Перангской антиклинали, представляющей таким образом надразломную складку. Непосредственным поверхностным отражением этого разлома является, видимо, крупный Ванисцкальский взброс. На западе разлом, по-видимому, сливается с

осевым, а к востоку его непосредственным продолжением является глубинный разлом, намечаемый по южному ступенчатому ограничению срединного блокового поднятия (вдоль Абастуманско-Боржомской антиклинали) (см. рис. 46).

На существование еще одного продольного нарушения глубокого заложения, примерно совпадающего с осевой частью Аджарисцкальской синклинали, указывает очень резкая смена северных фаций чидильской и адигенской свит южными. В частности, североаджарская фация чидильской свиты, представленная комплексом преимущественно массивных и грубообломочных вулканокластолитов и лав субщелочных базальтов сменяется к югу известково-щелочным пироксеновым андезитами и дацитами и их пирокластолитами, а горджомская и махунцетская фации адигенской свиты, представленные преимущественно слоистыми туфами и терригенными породами с редкими прослоями андезитов, децленитов и базальтов, резко сменяются к югу лавами, лавовыми брекчиями и грубой пирокластикой роговообманковых базальтов (тбетская фация). На востоке этот разлом проявлен еще более четко и устанавливается по северному борту Ахалцихской депрессии и далее почти до восточного погружения Аджаро-Триалетской зоны как на основании структурных, так и палеогеографических данных. Однако более подробно это нарушение будет охарактеризовано дальше.

В отличие от западного сегмента Аджаро-Триалетской зоны центральный ее сегмент (восточная часть Месхетского хребта и Триалетский хребет) обладает значительно более сложной структурой. Этот сегмент характеризуется существованием срединного блокового поднятия, представляющего собой унаследованную, отраженную в осадочном чехле структуру фундамента (И. Гамкрелидзе, 1970₃, 1974₁) и развитием по обе стороны от него довольно протяженных складок, кулисообразно замещающих друг друга по простиранию. Общее простирание складок (ВСВ) в этой части Аджаро-Триалетской зоны не совпадает с широтным простиранием зоны в целом. Морфологически складки представляют собой в общем симметричные, подобного типа складки с довольно острыми замками. Антиклинали и синклинали первого порядка характеризуются конгруэнтным развитием и часто осложнены нарушениями взбросового и взбросово-надвигового характера с приподнятыми южными крыльями (см. профили IV—X на рис. 48, 51—54).

В западной части центрального сегмента Аджаро-Триалетской зоны (рис. 49 в приложении) срединное блоковое поднятие в поверхностной структуре проявлено менее четко чем восточнее. Однако южное ступенчатое ограничение этого поднятия, прослеживаемое по резко асимметричной Абастуманско-Боржомской антиклинали, и здесь выражено довольно отчетливо. В поперечном сечении этой части Аджаро-Триалетской зоны (см. рис. 49) хорошо видны все основные структуры. На юге — это осложненные мелкоамплитудными взбросами асимметричные складки западной части Ахалцихской депрессии. Севернее хорошо видна тектоническая ступень по северному борту Ахалцихской депрессии,

представляющая собой поверхностное отражение длительно развивающегося разлома на глубине. Существование этого разлома доказывается резким сокращением в узкой полосе, по всему северному борту Ахалцихской депрессии, а затем восточнее, вдоль узкой Тонетской синклинали, мощности двирской свиты, где она к тому же сложена преимущественно мелкообломочными слоистыми туфами и туффитами, содержащими маломощные пачки грубообломочных пирокластитов (гуркельская фашия двирской свиты) (рис. 50 в приложении). Такое явление, как справедливо отмечает Ш. А. Адамия (1973), очевидно, было обусловлено наличием резкого уступа в рельефе во время вулканических извержений. Это подчеркивается также широким развитием в этой полосе явлений предверхнеэоценового размыва, вызывающего полное выпадение из разреза двирской свиты, а местами, в частности по ущ. Сакирегеле и в полосе Бакуриани—Митарби, и более древних толщ. Таким образом, первичное уменьшение мощности и характер вулканических образований в этой полосе, а также признаки существования суши и постоянства в положении береговой линии указывает на длительное конседиментационное развитие отмеченного (Аджарисцкальско-Гедзамского) глубинного разлома, проявившего себя и в современной структуре.

Примечательно, что вдоль крупного Бакуриани-Торского взбросо-надвига, прослеживаемого по южному крылу Тонетской синклинали и являющегося, видимо, непосредственным поверхностным отражением разлома на глубине, расположено большинство верхнемиоценово(?)—нижнеплиоценовых и более молодых вулканических центров Боржомско-Бакурианского района (Схиртладзе, 1964).

Сводовая часть срединного блокового поднятия характеризуется в целом пологим залеганием слоев. Южным ограничением этого поднятия здесь служит Абастумани-Боржомская антиклиналь, а северным — крупный взброс с приподнятым южным крылом (Гори-Сахуларский надвиг, по П. Гамкрелидзе), прослеживаемый на большое расстояние вдоль северного крыла Ломисмтинской антиклинали, которая в рассматриваемом профиле выражена слабо и к западу полностью затухает.

Развитая к северу от срединного поднятия Саирмская антиклиналь сложена в ядре палеоцен-нижнеэоценовым флишем, образующим здесь несколько сильно сжатых (до изоклинальных) складок второго порядка. Еще более мелкая дополнительная складчатость наблюдается в слоистых туфах ликанской свиты, залегающей в общем субгоризонтально. Это местами довольно сильно сжатые подобные складки с размахом крыльев от первых до нескольких десятков метров, с различной в разных частях вергентностью (см. рис. 49). К северу от Саирмской антиклинали слои резко выволаживаются и в них наблюдается несколько пологих симметричных складок с падением крыльев 15—25°. Западнее от линии профиля, в ущ. р. Ханисцкали, в ядре Гуртинской антиклинали скважина вскрыла почти весь разрез меловых и частью палеогено-

вых отложений северной периферии Аджаро-Триалетской зоны (см. рис. 49). Примечательно, что мощность палеоцен-нижнеэоценовых отложений в этом разрезе не превышает 25 м.

По северному краю Аджаро-Триалетской зоны отчетливо выражен довольно пологий Сурамско-Гокишурский надвиг (П. Гамквелидзе, 1949). Этот надвиг Б. Меффертом (1932) был описан как крупный шарьяж с перемещением масс в северном направлении до 20 км. Исследованиями П. Д. Гамквелидзе (1949) выяснилось, что Б. Мефферт был введен в заблуждение оползнями, наблюдаемыми по правобережью р. Ханисцкали, где надвинутые туфогенные породы среднего эоцена, вследствие сползания, непосредственно лежат на фораминиферовых мергелях верхнего эоцена. Затем А. А. Чиковани (1959), детально исследовавший тектонику северной периферии Имеретинского хребта, убедительно показал, что, приводимые в обоснование идеи шарьяжа данные Б. Мефферта, основаны на недоразумении и Сурамско-Гокишурский разрыв представляет собой нарушение взбросового характера.

Допущению крупного перемещения по Сурамско-Гокишурскому надвику, наряду с многочисленными данными, приведенными А. А. Чиковани, противоречит и общий характер структур северной периферийной части Аджаро-Триалетской зоны (см. профили IV, V, IX, XI, XII на рис. 49, 50, 55, 59), а также данные буровых скважин, вскрывших на западе, в нескольких местах, ненарушенный разрез верхнемеловых и палеогеновых отложений, а на востоке — подтвердивших существование разрывов с движением масс с севера на юг (профили XII, рис. 59).

На сводном профиле V (см. рис. 50), составленном путем суммирования двух частичных профилей, срединное блоковое поднятие проявлено более отчетливо. Боржомская и Ломисмтинская антиклинали представляют здесь резкие флексуры, ограничивающие это поднятие. Многочисленные буровые скважины Боржомского района позволяют с большей уверенностью судить о характере залегания пород на глубине в этом профиле. Свод срединного блока в целом характеризуется очень пологим залеганием толщ, однако в палеоцен-нижнеэоценовых флишевых породах почти на всю ширину блока развита мелкая дополнительная складчатость, сопровождающаяся мелкоамплитудными нарушениями (см. рис. 50). Складки первого порядка, развитые к северу от центрального поднятия (Кортанетская синклиналь, Бебриссерская антиклиналь и Ахалдабская антиклинальная и синклинальная складки) характеризуются симметричным строением, причем замковые части синклиналей и антиклиналей не отличаются по морфологии и имеют в общем угловатую форму. Развитые к югу от центрального поднятия Либанская и Вардеванская антиклинали и Цеми-Двирская синклиналь также симметричны и конгруэнтны. В этом профиле хорошо виден резкий ступенчатый перегиб, соответствующий Аджарисцкальско-Тедзамскому глубинному разлому и непосредственное залегание здесь верхнеэоценовых отложений на квабисхевской свите среднего эоцена. С строением развитых южнее, под лавовым покровом, Чобаретской и

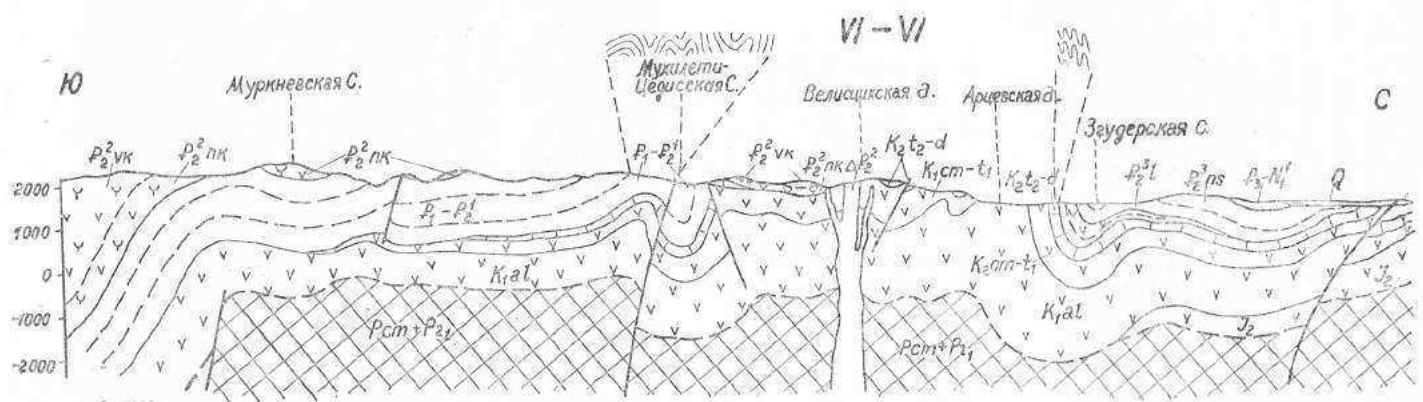


Рис. 51. Геологический профиль через центральную часть Аджаро-Триалетской складчатой зоны с показом предположительного строения на глубине. $P_{cm}+P_{1_1}$ —докембрий и нижний палеозой (кристаллический фундамент), I_2 —средняя юра (байосская порфиритовая свита?), K_{al} —альб, K_{2cm-t_1} —сеноман нижний турон, K_{2t_2-d} —верхний турон-данний, $P_1-P_2^1$ —палеоцен-нижний эоцен, P_{2nk} —средний эоцен (нижний комплекс), P_{2vk}^2 —средний эоцен (верхний комплекс), P_{2l}^2 —верхний эоцен (лиролеписовые слои), P_{2ns}^2 —верхний эоцен (нуммулитовая свита), $P_3-N_1^1$ —олигоцен-нижний миоцен, $\Delta P_{2_2}^2$ —среднеэоценовое субвулканическое тело. (Линию профиля см. на рис. 46, а условные обозначения состава вулканических пород на рис. 49)

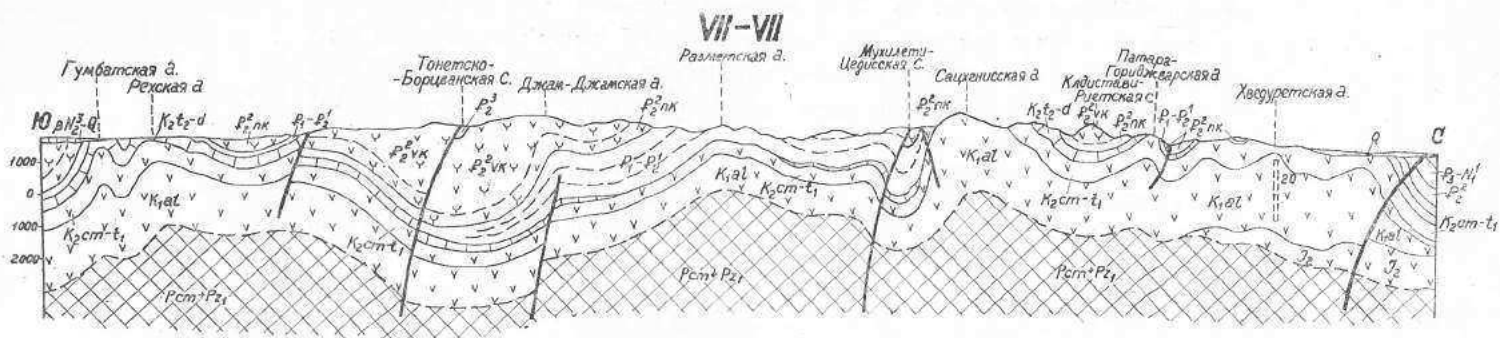


Рис. 52. Геологический профиль через центральную часть Аджаро-Триалетской складчатой зоны с показом предположительного строения на глубине. $P_{cm}+P_{z1}$ — докембрий и нижний палеозой (кристаллический фундамент), I_2 — средняя юра (байосеккая порфиритовая свита?). K_{1al} — альб, K_{2cm-t_1} — сеноман-нижний турон, K_{2t_2-d} — верхний турон - даний, P_1-P_1' — палеоцен-нижний эоцен, P_{2pk} — средний эоцен (нижний комплекс), P_{2vk} — средний эоцен (верхний комплекс), P_3 — верхний эоцен, P_3-N_1 — олигоцен-нижний миоцен, P_3-N_2-Q — плиоцен-четвертичные лавы. (Линию профиля см. на рис. 46, а условные обозначения состава вулканических пород на рис. 49)

Хертвисской антиклиналей в этом профиле можно судить лишь предположительно, исходя из данных по соседнему, более западному району их развития.

Профили VI и VII (рис. 51 и 52) позволяют судить о характере дислокации более древних (вплоть до альбских) толщ. На более коротком профиле VI свод срединного поднятия характеризуется волнистым строением (южная часть профиля). На обоих профилях (VI и VII) хорошо видна сильно сжатая, до изоклиальной, Мухилети-Цедисская синклиналь, с обеих сторон перекрывающаяся взбросовыми нарушениями (Орбодзальский и Качкачис-Калойский взбросы). Причем южный из них (Качкачис-Калойский), видимо, представляет собой непосредственное проявление на поверхности глубинного разлома, ограничивающего с севера срединное поднятие.

К северу от межразломной Мухилети-Цедисской синклинали, в зоне профиля VI, развито несколько складок с сравнительно небольшим размахом крыльев. Лишь Арцевская антиклиналь, сложенная альб-сеноманскими вулканогенными толщами в сводовой части, имеет, видимо, более глубокое заложение. Северное крыло этой складки (соответственно южное крыло развитой к северу от последней Згудерской синклинали) падает круто. Верхнемеловые слонстые известняки этого крыла образуют множество дополнительных сильно сжатых изоклиальных складок (рис. 53).

На профиле VII (см. рис. 52) хорошо видна резкая флексура по южному краю срединного поднятия (Джам-Джамская антиклиналь),

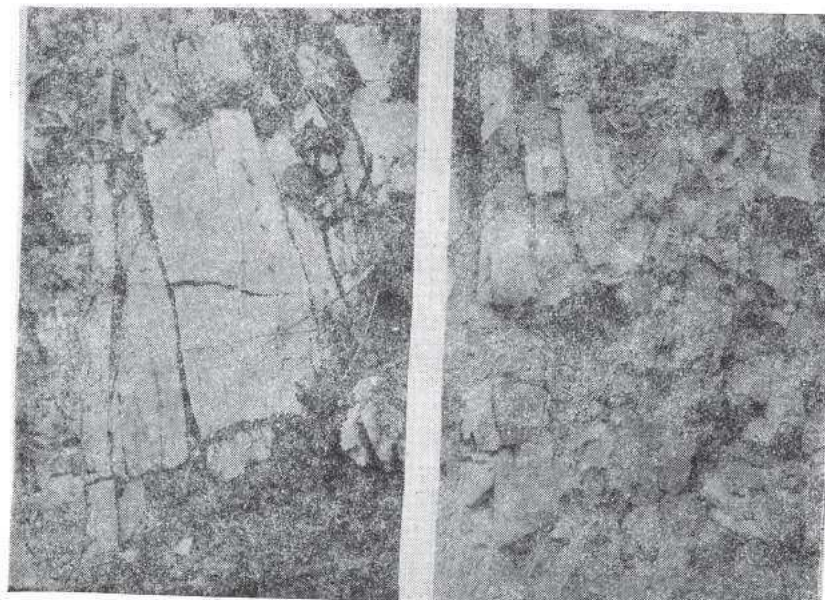


Рис. 53. Характер мелкой складчатости в верхнемеловых известняках северного крыла Арцевской антиклинали

представляющая поверхностное отражение разлома на глубине. Крутой взброс (Бакурианско-Тонетский) в южном крыле узкой Тонетско-Борцванской синклинали является восточным продолжением Аджарисцкальско-Тедзамского глубинного разлома. К югу от него развита широкая Рехская антиклиналь, сложенная верхнемеловыми породами. А под лавовым покровом предполагается существование наблюдаемой восточнее узкой Гумбатской антиклинали.

Из складок, развитых к северу от Мухилети-Цедисской синклинали, наиболее крупной в зоне профиля VII является Сацхенисская антиклиналь, сложенная в ядре вулканогенными породами альба. На северной периферии Аджаро-Триалетской зоны здесь развито еще несколько сравнительно пологих складок. Буровая скважина, заложенная в ядре Хведуретской антиклинали, вскрыла разрез вулканогенов

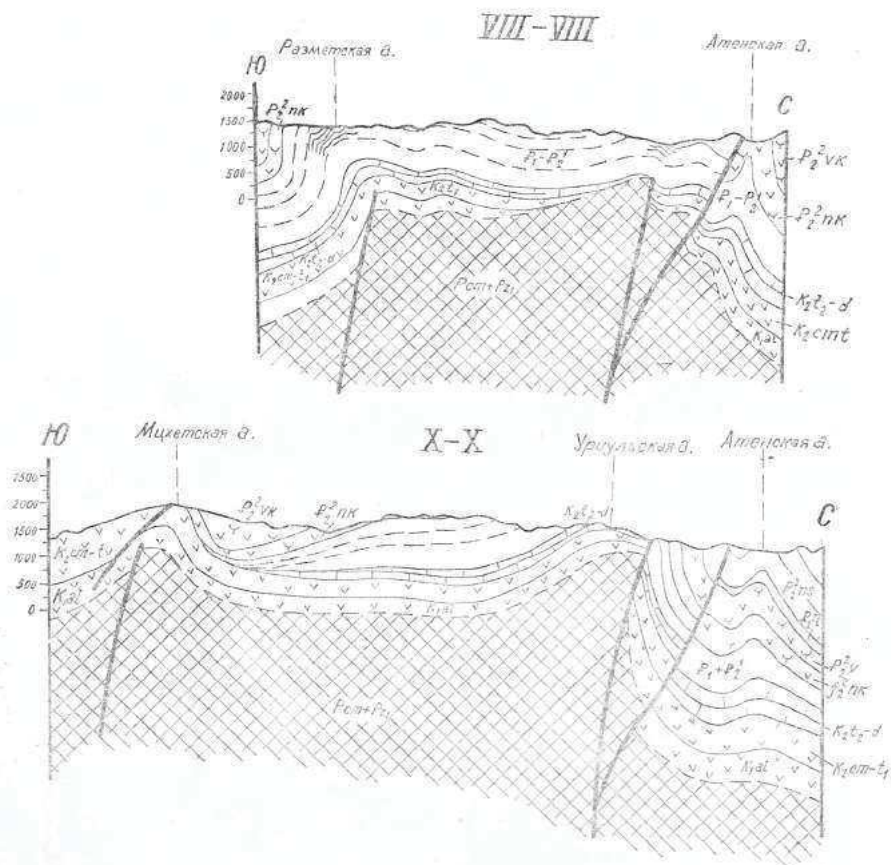


Рис. 54. Геологические профили через срединное блоковое поднятие Аджаро-Триалетской зоны в восточной части Триалетского хребта с показом предположительного строения на глубине. $P_{сп}+P_{z1}$ —докембрий и нижний палеозой (кристаллический фундамент), K_{1al} —альб, $K_2 ст-t_1$ —сеноман-нижний турон, $K_2 t_2 -d$ —верхний турон-даний, P_1-P_2 —палеоцен-нижний эоцен, P_2^3pk —средний эоцен (нижний комплекс), P_2^2vk —средний эоцен (верхний комплекс), P_2^1 —верхний эоцен (лиролеписовые мергели), P_2^2ns —верхний эоцен (нуммулитовая свита). (Линии профилей см. на рис. 46, а условные обозначения состава вулканических пород на рис. 49)

альбского возраста. По данным этой скважины, мощность альба превышает 1 900 метров.

Наиболее полно характер строения срединного блокового поднятия Аджаро-Триалетской зоны проявлен в восточной части Триалетского хребта (см. профили VIII, IX, X на рис. 54 и 55 в приложении). Здесь наряду со структурными данными (резкие флексуры по северному и южному краю и субгоризонтальное залегание толщ в сводовой части) на существование подобной структуры, представляющей собой длительно развивающуюся унаследованную структуру фундамента, указывают следующие данные: резкое первичное уменьшение мощности меловых отложений и интенсивный размыв всех образований, вплоть до пород кристаллического фундамента, в сводовой части этого поднятия, и особенно на его северном и южном флексурных «плечах», являющихся, по-видимому, наиболее приподнятыми участками этого поднятия. В сводовой части Уриульской антиклинали второго порядка известняки, мергели и кварцевые песчаники кампана-маастрихта, по-видимому, залегают непосредственно на кристаллическом фундаменте, материал размыва которого, как отмечалось, в большом количестве содержится в основании этих отложений (Папава, 1966). Нами в северном крыле Уриульской антиклинали, в ущелье р. Вера, в основании кампан-маастрихтских известняков обнаружена пачка конгломерат-брекчий, полностью сложенная из галек и валунов известняков, меловых вулканогенов и кристаллических пород (преимущественно микроклиновых гранитов) (рис. 56). Здесь же хорошо устанавливает-



Рис. 56. Конгломерат-брекчия с гранитными гальками в основании кампан-маастрихтских известняков в ущ. р. Вера (в северном крыле Уриульской антиклинали)

ся крутой взброс с приподнятым южным крылом, вдоль которого известняки кампан-маастрихта, с галькой кристаллических пород в основании, непосредственно контактируют с сланцеватыми глинами и кварцевыми песчаниками тусребской толщи палеоцен-нижнеэоценового флиша (см. профиль X на рис. 54 и рис. 57).

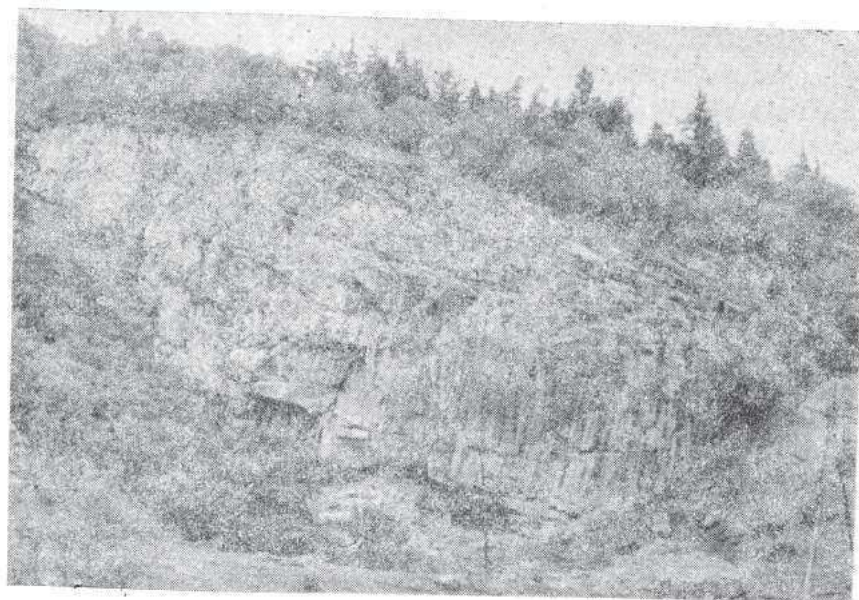


Рис. 57. Крутой взброс в ущ. р. Гера (северное крыло Уриульской антиклинали). Хорошо видна основная поверхность смещения с вертикальными линиями скольжения. Слои слабо наклонены к северо-западу.

Этот разрыв, представляющий собой непосредственный выход на поверхность крупного разлома, ограничивающего с севера срединное блоковое поднятие, прослежен нами и восточнее, где к югу от сел. Ховле различные горизонты меловых отложений северного крыла Тедзамской антиклинали тектонически контактируют со слоистыми туфопесчаниками и аргиллитами среднего эоцена. Еще восточнее это нарушение, видимо, сливается с Сасхорским надвигом, прослеживаемым в северном крыле Михетской антиклинали (Папава, 1966).

Аналогичный разрез кампан-маастрихтских отложений с конгломератами из галек кристаллических пород отмечается Д. Ю. Папава и в центральной части срединного поднятия (Триалетской кордильеры), в окрестностях с. Пели.

К северу и югу от срединного поднятия, в этой части Аджаро-Триалетской зоны, развиты наклоненные к северу складки подобного типа. На юге это Арджеван-Сарванская и Зиртинская антиклинали и Клдекарская и Борцванская синклинали, а на севере Атенская и Диди-Гориджварская антиклинали и Данахвисская и Цедисская синклинали (см. рис. 55 в приложении). Сводовая часть Атенской антиклина-

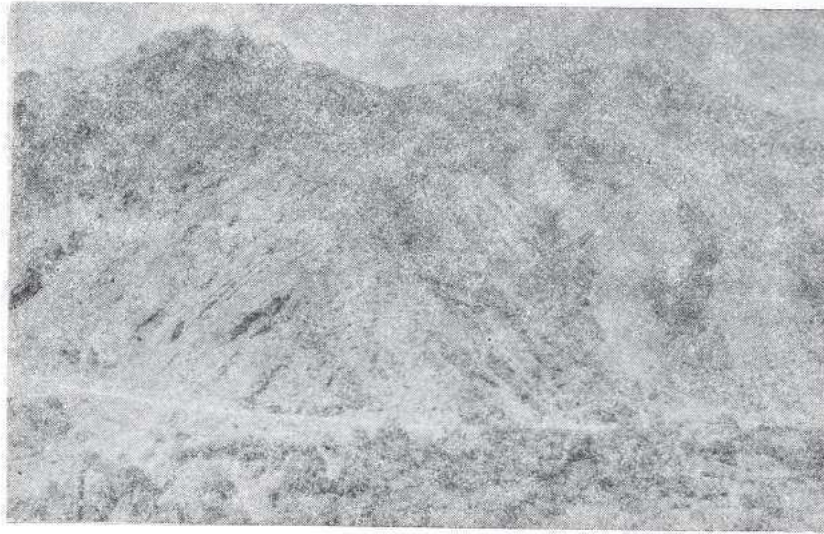


Рис. 58. Атеишанская антиклиналь в ущ. р. Тана

ли имеет довольно остроугольную форму. Однако с глубиной, видимо, происходит выглаживание этой складки, замечаемое даже на уровне современного эрозионного среза (рис. 58).

Восточнее, в области восточного погружения Аджаро-Триалетской складчатой зоны (восточный сегмент) происходит общее упрощение складчатой структуры. Здесь складки постепенно погружаются к востоку и выглаживаются (см. профили XI и XII на рис. 59). Они здесь в западной части сложены, главным образом, верхнеэоценовыми и олигоценными отложениями, а восточнее, к востоку от р. Куры погружаются под еще более молодые образования, вплоть до четвертичных.

Срединное блоковое поднятие здесь в поверхностной структуре не проявлено. Выражено лишь его северное ступенчатое ограничение вдоль резко асимметричной, наклоненной к северу Мцхетской антиклинали, сопровождающейся Сасхорским взбросо-надвигом. Восточнее, к востоку от р. Куры отмеченная асимметрия затушевывается влиянием северных движений. Однако анализ глубокого бурения показывает, что на глубине она все же сохраняется (Девдариани, 1971). Движения с севера, по данным Е. И. Девдариани (см. профиль XI на рис. 59), здесь проявились в опрокидывании приповерхностной части Норийской антиклинали к югу, в возникновении Земоавчальской дислокации и разрывных нарушений с движением масс с севера на юг. На участке с. Норю отмечается несколько параллельных разрывов, обуславливающих чешуйчатое строение северного крыла Норийской антиклинали (профиль XII).

Исходя из приведенных данных, можно заключить, что срединное блоковое поднятие на восточном погружении Аджаро-Триалетской зоны как бы задавлено общим погружением зоны. Вместе с тем, если

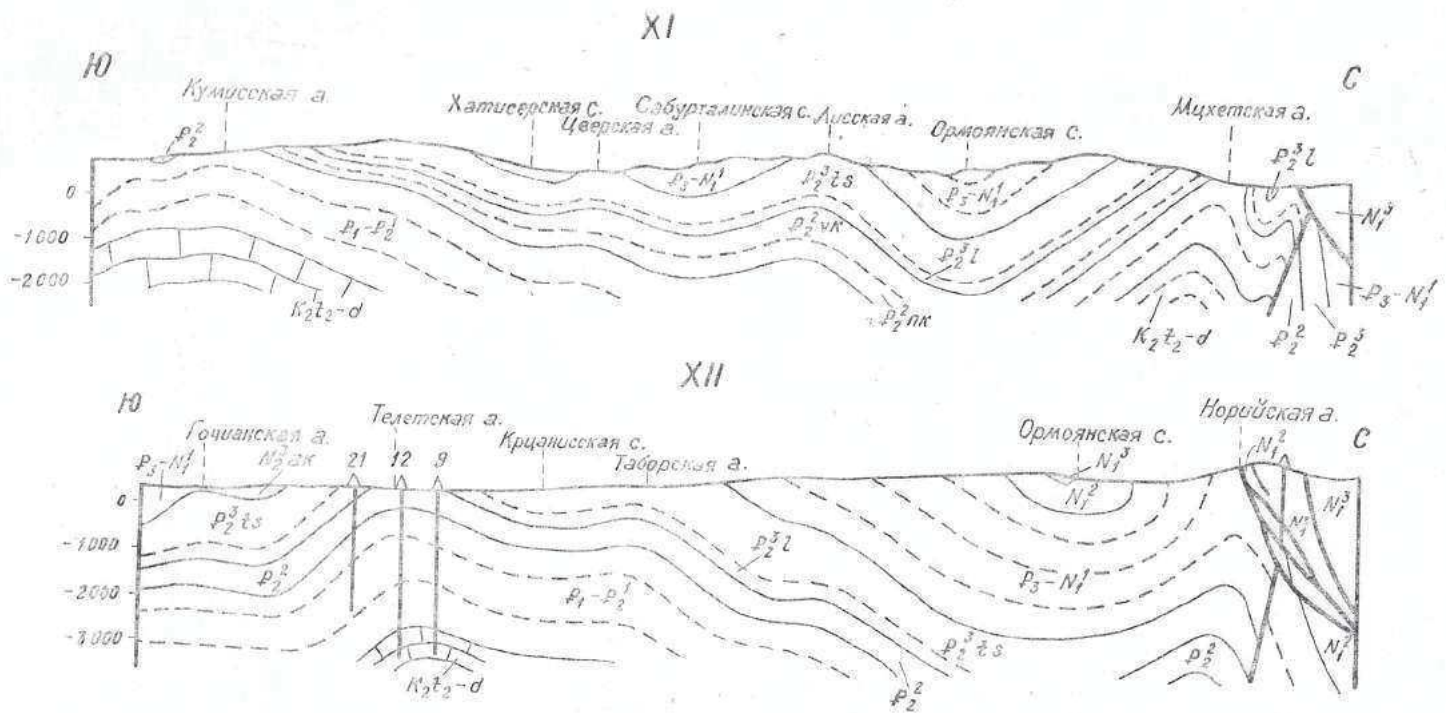


Рис. 59. Геологические профили через восточное погружение Аджаро-Триалетской складчатой зоны, по Е. И. Девдаргани (с незначительными изменениями). K_2t_2-d —верхний турок-дакий, $P_1-P_2^1$ —палеоцен-нижний эоцен, P_2^{pk} —средний эоцен (нижний комплекс), P_2^{vk} —средний эоцен (верхний комплекс), P_2^{2l} —верхний эоцен (навлугская свита), P_2^{ls} —верхний эоцен (гбилисская нуммулитовая свита), $P_3-N_1^1$ —олигоцен-нижний миоцен, N_1^2 —средний миоцен, N_1^3 —сармат. (Линию профилей см. на рис. 46)

судить по расположению его северного ограничения, простирание этой структуры в этой части Аджаро-Триалетии не совпадает с общим простиранием последней и на востоке, видимо, срезается северным граничным глубинным разломом Аджаро-Триалетии.

В крайней восточной части зоны складки погружаясь примыкают к Азамбургскому субмеридиональному поднятию (Малхазовский тектонический узел). Геологическое строение этого участка изучалось как полевыми исследованиями, так и картировочным бурением. По данным Д. А. Булейшвили (1960), развитым здесь в миоценовых и плиоценовых отложениях несколькими складкам субмеридионального



Рис. 60. Структурная карта Малхазовского тектонического узла по кровле сакараульского горизонта (составил Е. И. Девдариани, 1971). 1 — участки, на которых кровля сакараульского горизонта отсутствует, 2 — граница распространения кровли сакарауло, 3 — стратиграфические с высотой сечения в 100 м, 4 — то же, через 200 м, 5 — линии разрыва, 6 — скважины, вскрывшие кровлю сакарауло

направления соответствует на глубине лишь одно крупное поднятие в майкопских отложениях. Наиболее полно структура этого района рассмотрена Е. И. Девдариани. Согласно исследованиям этого автора, рассматриваемый узел представляет собой крупное субмеридиональное поднятие (рис. 60), которое, судя по анализу изменения мощностей отложений, зародилось, по крайней мере, с начала среднего миоцена. В пределах этого поднятия многие складки и разрывы имеют простирание, близкое к меридиональному. Причем складки, расположенные в западной и приосевой частях данного поднятия, имеют субмеридиональное направление, а складки и разрывы его восточного борта, являющиеся складчатым оперением последнего — северо-западное. Большинство разрывов этого района моложе акчагыла, который резко несогласно перекрывает подстилающие отложения (Девдариани, 1971). Возникновение субмеридионального поднятия и сопровождающих его складок и разрывов, связано, по всей вероятности, с наличием здесь глубинного разлома такого же направления, предполагаемого П. Д. Гамкрелидзе (1966).

в) Строеие по геофизическим данным

Сейсмические исследования

Сейсмические исследования в пределах Аджаро-Триалетской зоны сводились главным образом к анализу многолетних наблюдений над землетрясениями и искусственными взрывами.

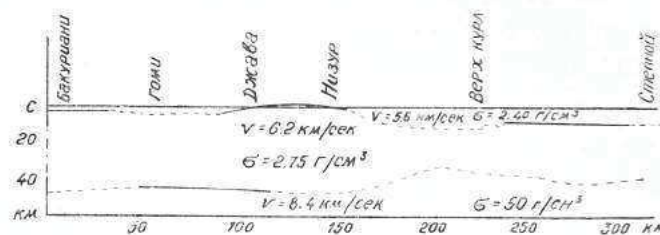
Полоса сочленения Аджаро-Триалетской складчатой зоны с Грузинской глыбой характеризуется повышенной сейсмической активностью и большой плотностью сгущения эпицентров (Шенгелая, 1968). К этой зоне приурочиваются довольно сильные землетрясения Гори, Мцхета и Тбилиси.

Исследования, выполненные М. М. Рубинштейном (1957), на основании анализа диаграмм Горийского землетрясения (1920), показали, что очаг его был связан с наиболее северным, широтного направления надвигом Аджаро-Триалетской зоны на Грузинскую глыбу. Повышенную сейсмичность Мцхета-Тбилисского района М. М. Рубинштейн объясняет встречными движениями складчатых масс Большого Кавказа и Аджаро-Триалетии.

В 1941—1945 гг. в Боржомском ущелье были произведены взрывы большой мощности. Пункты взрывов располагались на левом берегу р. Куры, вдоль шоссеиной дороги Боржоми-Ахалцихе. Сейсмические колебания, вызванные этими взрывами, были зарегистрированы как полевыми сейсмографами, так и региональными сейсмическими станциями. В результате интерпретации этих материалов, Г. К. Твалтвадзе (1960) определил мощность земной коры и выделил в ней три слоя: осадочный, мощностью до 4 км (скорость распространения продольных

сейсмических волн ($V_p=4,4$ км/сек), гранитный, мощностью до 20 км ($V_p=5,6$ км/сек), и базальтовый, мощностью до 24 км ($V_p=6,7$ км/сек). Причем ко второму слою, исходя из соображений о геологическом строении района, автор относит также и нижнюю часть осадочного слоя (вулканогены альба?), которую, из-за малого отличия ее упругих свойств от свойств гранита, выделить не удалось. Небольшая глубина залегания поверхности кристаллического фундамента подтверждается и другими данными. В частности, в результате глубинного сейсмического зондирования по профилю Степное—Бакуриани был построен сейсмологический разрез земной коры (Юров, 1964). В полосе Хашури—Бакуриани на профиле мощность осадочного комплекса не превышает 4 км, а общая мощность земной коры — 45 км (рис. 61).

Рис. 61. Строение земной коры в полосе Бакуриани—Степное (сейсмологический разрез)



При помощи системы теоретических годографов Г. К. Твалтвадзе (1960) определил глубину залегания очага землетрясения, происшедшего 20 мая 1959 года в Северо-Западной Аджарии (в западной части субвулканического тела Хино!) и мощность земной коры в районе расположения эпицентра. Суммарная мощность «гранитного» и осадочного слоев равна здесь 28—29 км. Принимая во внимание предположительную мощность осадочного слоя в этом районе до 9—10 км, можно заключить, что мощность «гранитного» слоя составляет здесь 18—19 км. Глубина расположения гипоцентра (около 15 км) указывает на существование глубинного разлома. Определение направлений действия главных напряжений в очаге этого землетрясения, по данным Е. И. Широковой (1967), указывает на субширотную ориентацию оси и слабо наклонное к северу (30°) залегание оси σ_3 .

По сейсморазведочным данным, поверхность кристаллического фундамента в районе Тбилиси залегает на глубине не менее 7 км (Иоселиани, 1969). На протяжении ряда лет на территории района Тбилиси трестом «Грузнефтегеофизика» велись систематические сейсморазведочные работы МОВ—КМПВ. По результатам работ составлены первые сводные структурные карты масштаба 1:50 000, отражающие данные о глубинном строении района (Русадзе, Грузман, 1973). При их составлении были обобщены результаты сейсмических и гравиметрических исследований с учетом данных геолого-поисковых работ и глубокого разведочного бурения.

В результате детальных сейсморазведочных работ в восточном направлении прослежены Мамадавидская, Телетская и Руставская ан-

тиклинали. Отмечено также некоторое расхождение в структуре среднего эоцена и меловых отложений с одновременным смещением осей и выполаживанием складок с глубиной (Русадзе, Грузман, 1973).

Таким образом, анализ приведенных выше сейсмических материалов, с учетом геологических данных, позволяет заключить, что поверхность кристаллического фундамента в пределах Аджаро-Триалетской зоны наиболее приподнята в районе восточнее Боржомского меридиана, где мощность осадочного комплекса не превышает 4—5 км. В западном направлении поверхность кристаллического фундамента погружается до глубины порядка 10 км. В восточном направлении эта поверхность также погружается и восточнее Тбилиси находится на глубине 7—8 км. Мощность земной коры центральной части Аджаро-Триалетской зоны, исключая осадочный слой, не превышает 44 км (гранитный 20, базальтовый 24). В западной части Аджаро-Триалетии мощность «гранитного» слоя составляет 18—19 км.

Интерпретация гравитационного поля

Качественная и количественная интерпретация гравитационного поля Кавказа впервые была произведена Б. К. Балавадзе (1957). Геологическую интерпретацию гравитационного поля Закавказской низменности провел М. С. Абакелия (1959). Этими авторами было показано, что основные черты региональной аномалии силы тяжести первого и второго порядков на Кавказе находятся в тесной связи с глубинным строением земной коры, а в особенности с морфологией поверхности основания земной коры.

Б. К. Балавадзе (1957) установил, что общий характер аномалий силы тяжести в горных областях установлен изменением глубины залегания, в основном, поверхности Мохоровичича и, в меньшей степени, поверхности «базальтового» слоя, а в низменных областях — изменением, главным образом, мощности и плотности осадочного комплекса и поверхности Мохоровичича и в меньшей мере «базальтового» слоя.

На основе количественной интерпретации аномалий силы тяжести в неполной топографической редукции Б. К. Балавадзе (1957) и Б. К. Балавадзе, Г. Ш. Шенгелая (1964) проведено исследование строения земной коры в Грузии. По результатам этой интерпретации мощность земной коры в Грузии меняется в пределах 41—67 км ниже уровня моря. Наибольшая мощность (55—67 км) намечается под центральной частью Большого Кавказа и Ахалкалакским нагорьем, а наименьшая (41—45 км) — в районах Дзирульского массива и Батуми.

Б. К. Балавадзе и Г. Ш. Шенгелая произведена геологическая интерпретация кривых аномалий силы тяжести (Δg), с использованием геофизических, геологических и плотностных данных, в местной топографической редукции, построенных по профилю субмеридионального направления между Ахалкалаки—Степное (рис. 62).

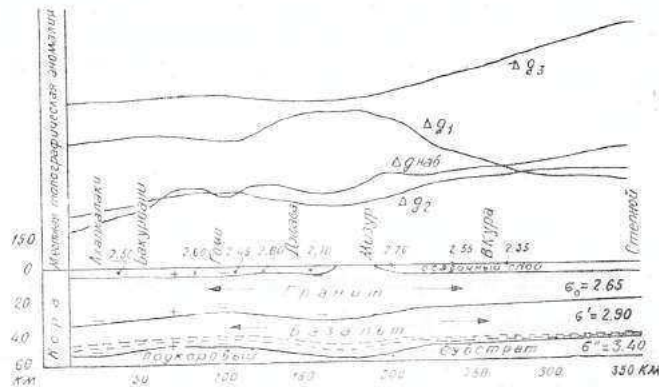


Рис. 62. Схема строения земной коры по направлению Ахалкалаки—
Степное, по Б. К. Балавадзе, Г. Ш. Шенгелая

Мощность осадочного комплекса в Триалетском хребте равна, по этим данным, 4—5 км. Глубина залегания поверхности «базальтового» слоя здесь, примерно, составляет 26—28 км (мощность осадочного и гранитного слоев), а поверхность надкорового субстрата, повторяя конфигурацию поверхности базальтового слоя, залегает на глубине 48—50 км. Максимального погружения она достигает под Большим Кавказом (Шенгелая, 1968).

Таким образом, гравиметрические данные указывают на постепенное утонение земной коры в западном направлении, в сторону Черного моря (до 41—45: включая осадочный слой). Особенно значительное утонение, по данным Б. К. Балавадзе и др. (1966), испытывает, по-видимому, «гранитный» слой (до 15 км у Батуми) (рис. 63).

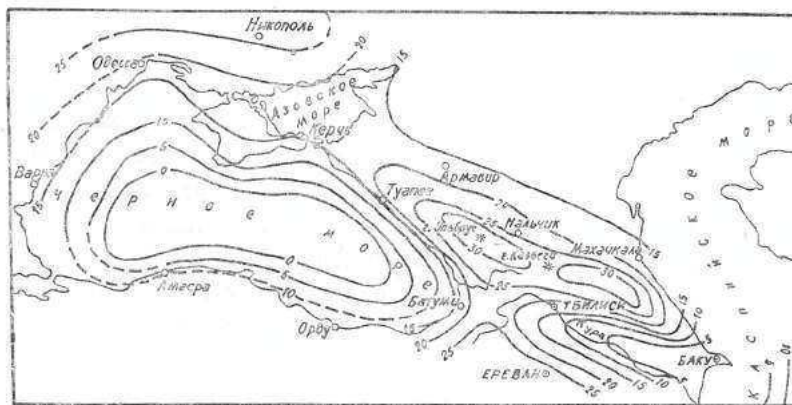


Рис. 63. Схема изменения мощности гранитного слоя на Кавказе
(по Балавадзе, 1966). Изомощности в км

Магнитные исследования

Для территории Грузии имеется богатый магнитометрический материал, полученный как наземной, так и аэромагнитной съемкой.

«Многочисленные экспериментальные определения магнитных свойств горных пород Кавказа показали, что значение магнитной восприимчивости χ для гранитов и кристаллических сланцев, являющихся в процентном отношении доминирующими в составе кристаллического фундамента, весьма незначительное и в среднем равно нулю» (Шенгелая, 1968).

«По-видимому, не устанавливается прямой связи напряженности магнитного поля с рельефом основных границ раздела земной коры, т. е. все слои земной коры и подкоробый не создают заметных магнитных полей. Практически они являются немагнитными» (Матушкин, 1967).

Исходя из этих соображений, Г. Ш. Шенгелая (1968) считает, что результаты качественной и количественной геологической интерпретации аномалии магнитного поля, направленные на выявление тектонических особенностей кристаллического фундамента недостаточно убедительны. Более уверенным кажется установление связи отдельных локальных магнитных аномалий с зонами предполагаемых глубинных разломов.

подавляющее большинство вулканогенных образований, как правило, имеют повышенную магнитность. большей частью магнитные аномалии обусловлены магматическими породами основного состава, причем лавовые покровы и интрузивы более магнитны, чем туфогены.

Поскольку продукты вулканизма наиболее мощны вблизи мест их излияния, по местонахождению эпицентров или осей магнитных аномалий можно трассировать глубинные разломы, к которым обычно приурочены вулканы (Сехниадзе, 1973).

Г. А. Сехниадзе (1973) составил карту аномального магнитного поля Грузии масштаба 1:500 000 по материалам аэромагнитной съемки м-ба 1:200 000, выполненной протонным аэромагнитометром АМП-7 (рис. 64). На основании анализа этой карты Г. А. Сехниадзе сделана попытка осветить некоторые вопросы глубинного строения Грузии. По данным этого автора, магнитное поле в пределах Аджаро-Триалетской зоны чрезвычайно сложное. Здесь наблюдаются самые интенсивные магнитные аномалии обоих знаков. Интенсивность (ΔT)_a в эпицентрах положительных аномалий доходит до +7 и более мэ, а отрицательных — до 10 мэ. По магнитному полю довольно четко очерчена северная граница Аджаро-Триалетской зоны с Грузинской глыбой: слабо аномальное магнитное поле при переходе в пределы Аджаро-Триалетской зоны становится интенсивно аномальным. Различие магнитных полей Аджаро-Триалетской зоны и Джавахетского лавового нагорья (Артвинско-Болнисская глыба) обнаруживается в основном в

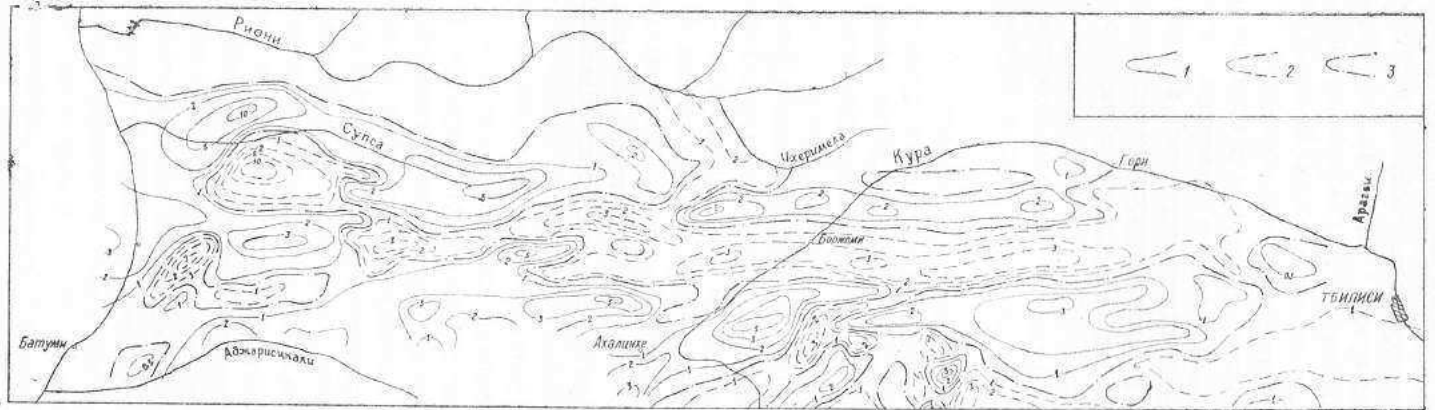


Рис. 64. Карта аномального магнитного поля Аджаро-Триалетской складчатой зоны (составлена Г. А. Сехинаидзе по материалам аэромагнитной съемки с высоты 3 500 м над уровнем моря, 1974). 1 — изолинии положительных значений $(\Delta T)\alpha$ в миллиэрстедах, 2 — изолинии отрицательных значений $(\Delta T)\alpha$ в миллиэрстедах, 3 — нулевые изолинии $(\Delta T)\alpha$

направлениях осей магнитных аномалий: субширотное в Аджаро-Триалетской зоне и меридиональное в Джавахетской зоне (см. рис. 64).

В пределах Аджаро-Триалетской зоны особенно беспокойное поле с большими горизонтальными градиентами и частым чередованием аномалий обоих знаков, по данным Г. А. Сехниадзе, наблюдается над Аджаро-Имеретинским (Месхетским) хребтом. В целом магнитное поле над Аджаро-Триалетской зоной обладает мозаичной структурой.

Магнитные свойства горных пород меняются в широких пределах. Нормально-осадочные образования мела и палеогена немагнитны. Сравнительно повышенными значениями магнитной восприимчивости и остаточной намагниченности характеризуются вулканогенные образования эоцена. Наиболее магнитны базальтовые и андезитовые лавы (Сехниадзе, 1974).

Магнитность вулканогенов Аджаро-Триалетии обусловлена на редкость высоким содержанием магнетита в горных породах (местами до 20—25%).

Применительно к физико-геологическим условиям Аджаро-Триалетии, по Г. А. Сехниадзе, наиболее характерный принцип выявления зон дизъюнктивных нарушений — установление отрицательных аномалий в общем повышенном или аномальном магнитном поле положительного знака.

Наиболее интенсивная (до 10 мэ) отрицательная аномалия отмечена на южном крае Гурийской депрессией (Чохатаурская группа разломов). Эта зона глубинных разломов подтверждается и данными гравиметрической съемки (Вольский и др., 1973) (см. рис. 64).

К югу от Гурийской депрессии, в западной Аджарии, выделяется широтная полоса отрицательных аномалий, которая, по данным Г. А. Сехниадзе, также должна быть обусловлена тектоническими разрывами.

К востоку от Ахалцихской депрессии, на магнитной карте отмечается полоса отрицательных аномалий, имеющая меридиональное направление и пересекающая Аджаро-Триалетскую зону (см. рис. 64).

Вдоль всей осевой зоны Аджаро-Триалетии (срединного блокового поднятия) отмечается довольно широкая непрерывная полоса отрицательных аномалий. Имея широтное направление, она проходит через г. Боржоми до Грузинской глыбы между гг. Гори и Каспи.

Нетрудно увидеть, что приведенная выше интерпретация магнитных аномалий в пределах Аджаро-Триалетской зоны, в ряде случаев может считаться вполне приемлемой. В частности, вполне согласуется с геологическими данными выделение отмеченных разрывных нарушений в юго-западной и северо-западной частях Аджаро-Триалетской зоны. Геологическими и структурными данными подтверждается существование субширотных нарушений по южному краю срединного блокового поднятия Аджаро-Триалетской зоны, а также вдоль узкой Тонетской синклинали (Аджарисецкальско-Тедзамский глубинный разлом). Последний, по геологическим данным, как отмечалось, непосредственно

увязывается с разломом, намечаемым вдоль северного борта Ахалцихской депрессии и р. Аджарисцкали. Сомнительно продолжение субширотных разломов осевой зоны на северо-восток, в сторону гг. Гори и Каспи. Вполне реальным представляется существование меридиональных нарушений глубокого заложения, сравнительно слабо, или несколько иначе проявляющихся в структуре осадочного чехла Аджаро-Триалетии. К тому же допущение меридионального нарушения по восточному краю Ахалцихской депрессии, там где наблюдается резкое погружение к юго-западу, под мощный покров верхнеэоценовых отложений и молодых лав Адкурской, Аспиндзской и частью Уравельской и Ошорской антиклиналей, сложенных в ядре ниже- и верхнемеловыми (Аспиндзская антиклиналь) и среднеэоценовыми толщами, представляется вполне естественным. Этот разлом является, видимо, одним из сегментов крупного транскавказского линеамента (Хаин, 1968; Володарский и др., 1971; Милановский, 1972).

Выводы

Подводя итоги рассмотрению особенностей строения и развития Аджаро-Триалетской зоны, можно прийти к выводу, что наиболее характерными ее чертами являются: заложение по разломам на кристаллическом фундаменте, кратковременное развитие (в основном в течение позднего мела-палеогена), широкое распространение в ней субщелочных и щелочных вулканических ассоциаций с узкой зоной развития толентовых базальтов в осевой части, значительное увеличение мощности осадочного слоя в сторону Черного моря, в общем антиклинорное складчато-глыбовое строение с существованием срединного блокового поднятия и широким развитием продольных и поперечных разломов глубокого заложения, служащих подводными каналами продуктов вулканизма, некомпенсированное воздымание на орогенном этапе (отсутствие «корня гор») с постепенным утонением земной коры в сторону Черного моря, бедность продуктами вторичных магм и отсутствие признаков метаморфизма.

Исходя из этих данных Аджаро-Триалетская складчатая зона представляется в виде весьма своеобразной геоструктурной единицы, которую следует рассматривать не как зону с регенерированными геосинклинальными условиями, а как активизированную зону авлакогенного типа Закавказского срединного массива (И. Гамкредидзе, 1970₃, 1974₁). Обычно принимается, что активизация погружений на платформах ведет к регенерации геосинклинальных условий и, вслед за Г. Штилле, называется просто регенерацией. Однако перечисленные выше признаки Аджаро-Триалетской зоны указывают на большое ее сходство с инверсированными авлакогенами или же с инверсированными континентальными рифтами. Как отмечает В. Е. Хаин (1973), авлакогены отличаются от рифтов «разве только меньшей ролью в составе их выполнения крупнообломочных осадков, но и те и другие несомнен-

но принадлежат к одному классу планетарных глубинных раздвиговых структур, рифтов в широком смысле слова и, точнее, к подклассу континентальных рифтов».

Следовательно, в широком смысле слова, Аджаро-Триалетская зона представляет собой рифтовую структуру, а скорее всего, учитывая характер и масштабы проявления вулканизма, структуру типа континентальных рифтов сводово-вулканического типа по Е. Е. Милановскому (1970). Однако, как отмечалось, эта зона представляет собой область фактического вырождения Черноморской рифтовой зоны. Поэтому на начальной стадии своего развития Аджаро-Триалетский прогиб не был типично рифтовым, и в частности, типично эвгеосинклинальным в современном понимании: здесь дело не дошло до образования новой океанической коры в его пределах. Своеобразная природа этой структуры подчеркивается и более поздним ее развитием: на орогенной стадии нет признаков активного формирования континентальной коры в пределах этой зоны (отсутствие «корня гор», бедность продуктами вторичных магм и т. д.). Да и сама структура этой зоны не является типично геосинклинальной. Поэтому, как было указано выше, наибольшее сходство эта структура проявляет со структурами авлакогенного типа, а точнее с инверсированными авлакогенами. Мы вполне отдаем себе отчет в том, что авлакогены являются грабенообразными структурами древних платформ. Однако Аджаро-Триалетский грабен также был заложен на жестком фундаменте Закавказского срединного массива. Поэтому мы считаем возможным отнести эту зону к структурам «авлакогенного типа».

2. Механизм формирования тектонической структуры Аджаро-Триалетской складчатой зоны

Аджаро-Триалетская зона является одним из объектов, представляющих весьма интересный материал с точки зрения механизма образования тектонических структур. Этим и был вызван интерес, проявленный к этому региону В. В. Белоусовым (1962), который на основании детального изучения морфологии Триалетских складок, в отличие от существовавших ранее представлений, пришел к выводу, что «все основные структурные элементы Триалет связаны в механизме своего образования с вертикальными движениями блоков земной коры». По мнению В. В. Белоусова, на это указывает «сундучная форма большинства складок Триалет, ...растяжение слоев на крутых крыльях, наличие острых синклиналей между плосковерхними сундучными антиклиналями». Однако уже рассмотрение разрезов, составленных В. В. Белоусовым (рис. 65), убеждает нас в том, что сундучную форму имеет лишь поднятие в осевой части Триалетского хребта, именуемое им Боржомско-Мцхетской антиклиналью (Абастумано-Бошурская подзона поднятия, по П. Гамкредидзе, 1949), тогда

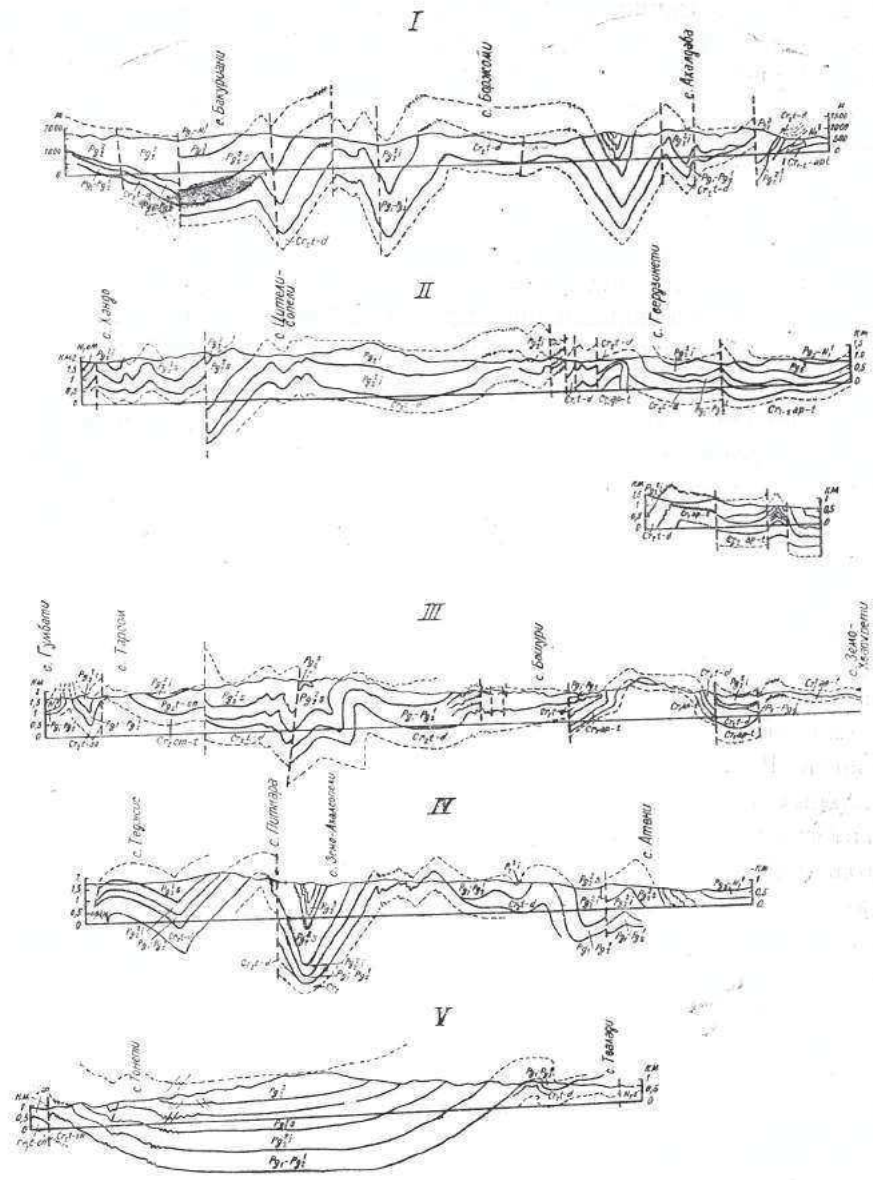


Рис. 65. Профили через восточную часть Аджаро-Триалетской зоны по В. В. Белоусову (1962)

как по обе стороны этого поднятия, как отмечалось выше, антиклинали и синклинали развиты в равной степени и замки их имеют довольно заостренную форму. Если такие антиклинали достроить на глубину, то под ними невозможно будет представить существование какой-либо блоковой структуры. Видя эту трудность, и для объяснения сохранения изгиба слоев от горизонтального залегания к вертикальному в одной и той же зоне в слоях разного возраста, В. В. Белоу-

сов допускает вторичное утонение толщ в местах перегибов и выклинивание слоев. Такая картина местами действительно наблюдается на обоих ступенчатых крыльях центрального поднятия Триалетии. Однако вызвана она, как было показано, не вторичными явлениями (растяжением слоев), а первичным уменьшением мощности осадков и их выклиниванием к сводовой части поднятия, признаки существования которого наблюдаются с позднего турона и на протяжении всего позднего мела.

Уже эти предварительные замечания заставляют нас отказаться от мысли связать образование всех положительных структур Аджаро-Триалетии с вертикальными движениями блоков фундамента. Однако разнообразие морфологии структур Аджаро-Триалетской зоны не позволяет прийти к какому-либо другому определенному выводу о механизме их формирования. Одна морфологическая характеристика, без изучения характера деформаций, разрывов и напряжений внутри этих структур, не может иметь решающего значения для установления механизма их образования.

В связи с этим, вдоль составленных сквозных профилей Аджаро-Триалетской зоны (и по возможности между ними) нами изучались: морфологические особенности складок и разрывов всех масштабов, пространственная ориентация различных нарушений и характер перемещений по ним. Специально изучалась трещинная тектоника этой области. В разных частях Аджаро-Триалетской зоны посредством специальных наблюдений над повсеместно развитой планетарной трещиноватостью на основании установления направления перемещения вдоль плоскостей сопряженных систем мелкоамплитудных разрывных нарушений, а местами на основании изучения мелкой складчатости, удалось установить положение осей главных нормальных напряжений. Методы этих исследований и некоторые примеры интерпретации структурных данных были рассмотрены в первой части данной работы.

Особенно благоприятным для структурных исследований оказался центральный сегмент Аджаро-Триалетской зоны. Это было обусловлено, с одной стороны, сравнительно хорошей обнаженностью этой части Аджаро-Триалетии и литологическим разнообразием развитых здесь толщ, а с другой — более напряженной тектоникой: широким развитием здесь множества мелкоамплитудных разрывных нарушений, дополнительной складчатости и т. д.

Особенно важным нам представлялось изучение характера деформации пород в пределах срединного блокового поднятия Аджаро-Триалетской зоны, так как именно здесь, в наиболее приподнятой осевой части следовало ожидать существование явлений, подтверждающих или опровергающих мнение о господствующей роли вертикальных сил в формировании структуры Аджаро-Триалетии.

Наблюдения показали, что в сводовой части и по ступенчатым краям, имеющим местами форму асимметричных антиклиналей, срединного блокового поднятия в глинисто-песчаных толщах палео-

Рис. 66. Дополнительная складчатость и сопряженные с нею мелкоамплитудные разрывные нарушения в глинисто-песчанистой (тусребской) толще палеоцен-нижнеэоценового флиша в южном крыле Разметской антиклинали второго порядка в сводовой части срединного поднятия (ущ. р. Тхинала) и их интерпретация

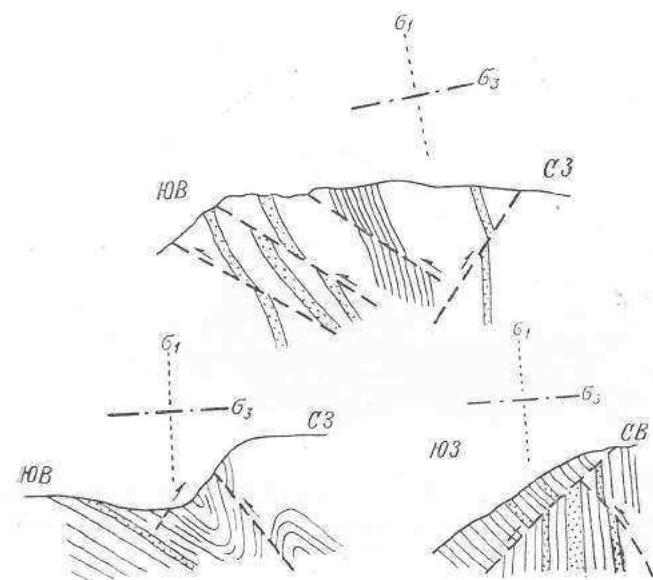
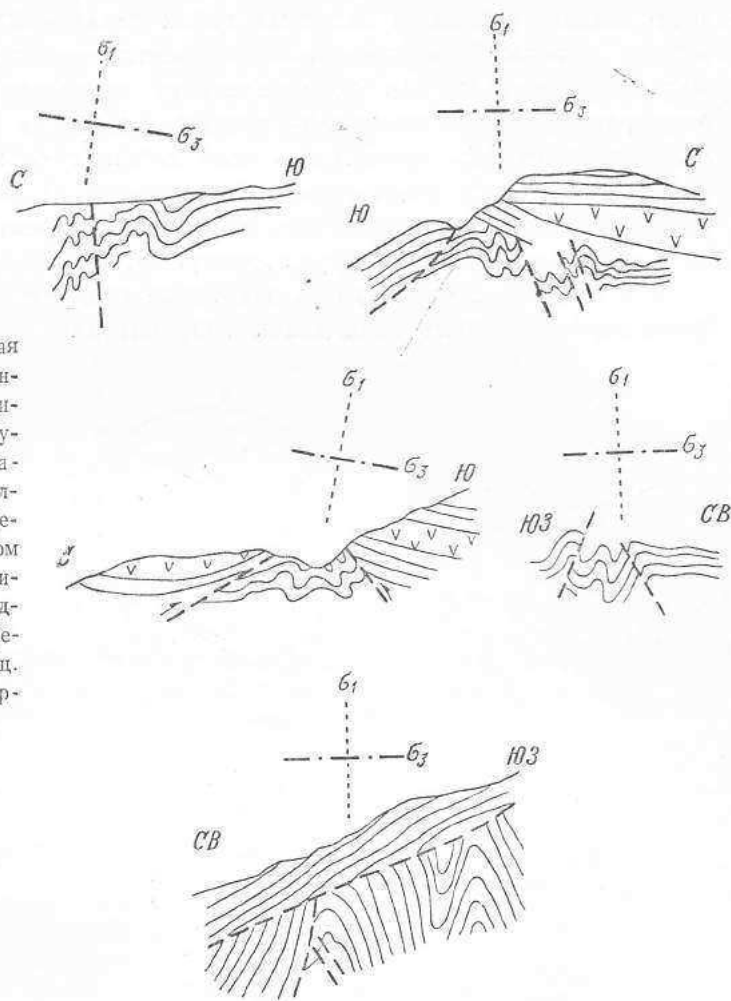


Рис. 67. Дополнительная складчатость и сопряженные с нею мелкоамплитудные разрывные нарушения в глинисто-песчанистой (тусребской) толще флиша в северном крыле Уриульской антиклинали второго порядка в сводовой части срединного поднятия (ущ. р. Вера) и их интерпретация

цена-нижнего эоцена, в слоистых туфах ликанской свиты среднего эоцена, а также в верхнемеловых слоистых известняках почти всюду широко развита мелкая дополнительная складчатость и множество сопряженных с нею мелкоамплитудных разрывных нарушений, позволяющих установить ориентацию осей главных нормальных напряжений. Местами для выяснения палеонапряжений были использованы результаты детального описания тектонической трещиноватости и анализа составленных структурных диаграмм.

На рис. 66—90 приводятся некоторые конкретные примеры интерпретации этих структурных данных. Ориентация осей главных нор-

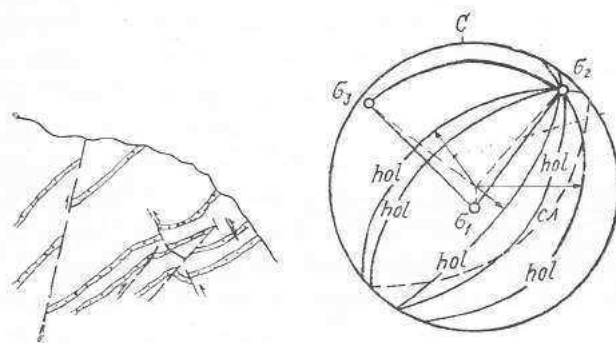


Рис. 68. Мелкоамплитудные разрывные нарушения в глинисто-песчанистой (тусребской) толще на своде и южном крыле Уриульской антиклинали второго порядка в области срединного поднятия и их интерпретация

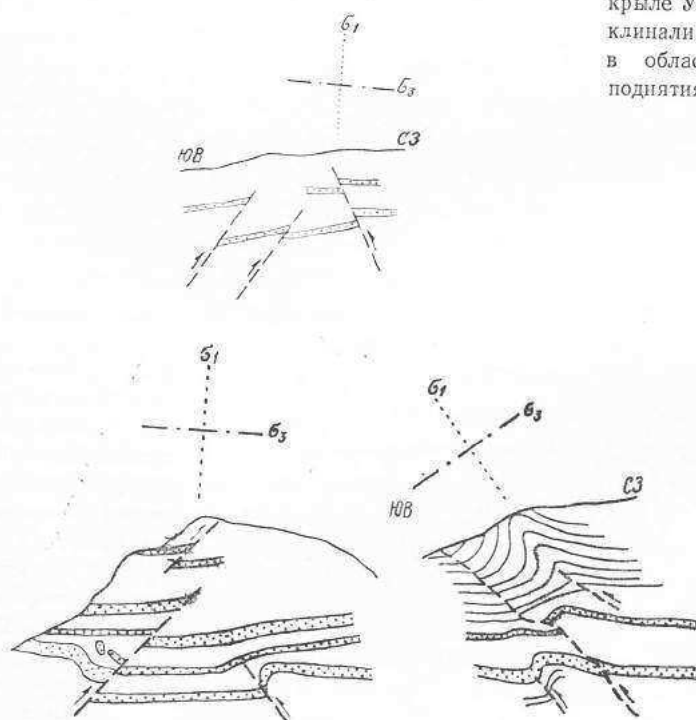


Рис. 69. Мелкоамплитудные разрывные нарушения в тусребской толще палеоцен-нижне-эоценового флиша в сводовой части срединного блокового поднятия (восточный склон Разметского хребта) и их интерпретация

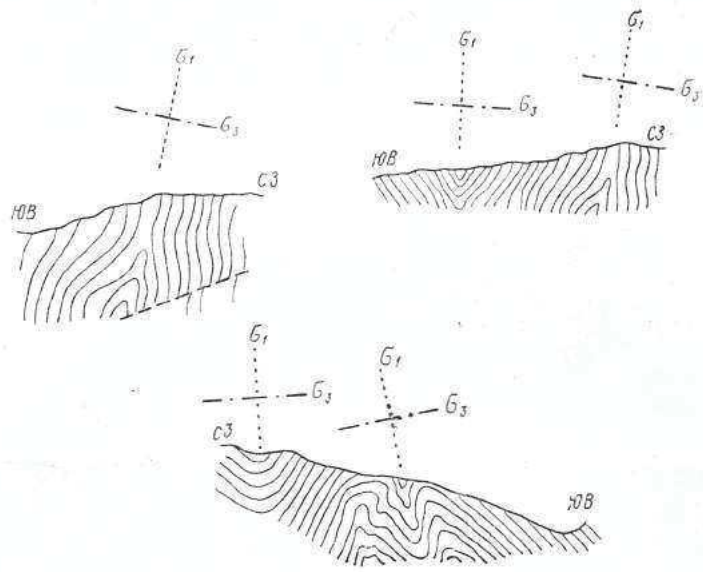


Рис. 70. Примеры обнажений дополнительной складчатости в глинисто-песчаных отложениях палеогена-нижнего эоцена в сводовой части срединного блокового поднятия (ущ. р. Ткемлованисцкали)

Рис. 71. Мелкая складчатость в верхнемеловых известняках в сводовой части Ломисминской антиклинали второго порядка в полосе северного ступенчатого перегиба на краю срединного блокового поднятия (ущ. р. Чинчараулисцкали)

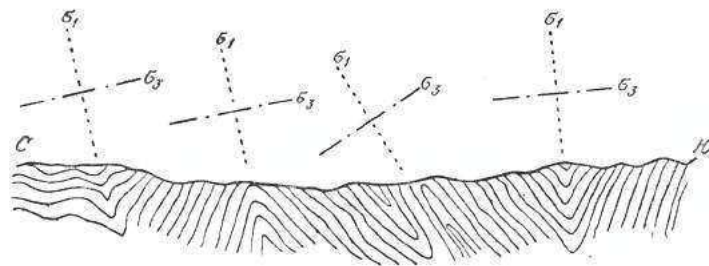
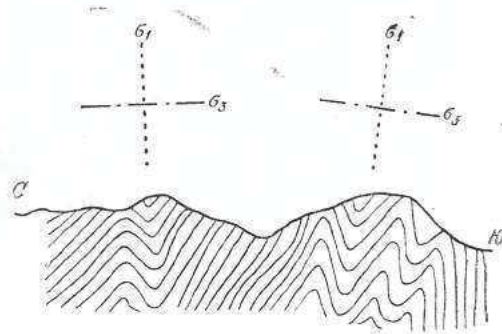


Рис. 72. Дополнительная складчатость в Боржомском флише в сводовой части Боржомской антиклинали второго порядка в полосе южного ступенчатого перегиба на краю срединного блокового поднятия (правый берег р. Куры)

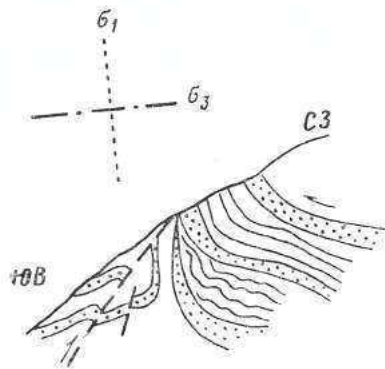


Рис. 73. Пример обнажения палеоцен-нижнеэоценовой глинисто-песчанной толщи, использованного для выявления осей напряжения в полосе северного ступенчатого перегиба на краю срединного блокового поднятия (ущ. р. Тана)

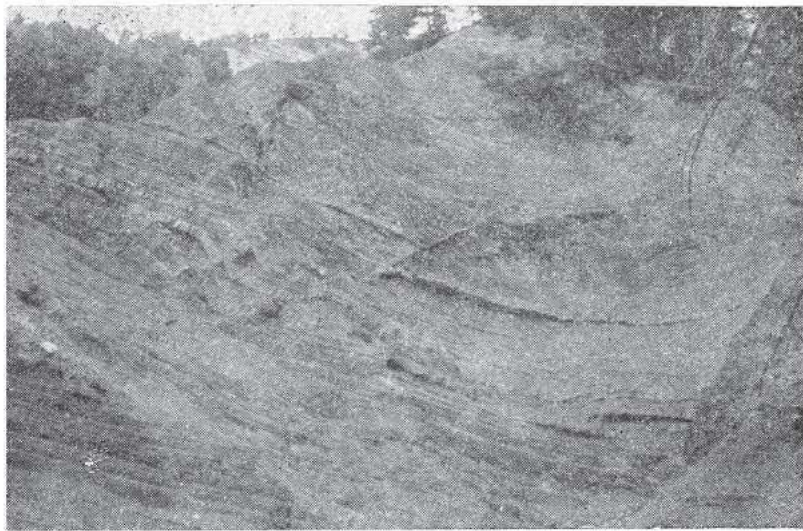


Рис. 74. Характер мелкоамплитудных разрывных нарушений в тусребской толще в сводовой части срединного блокового поднятия (восточный склон Разметского хребта)

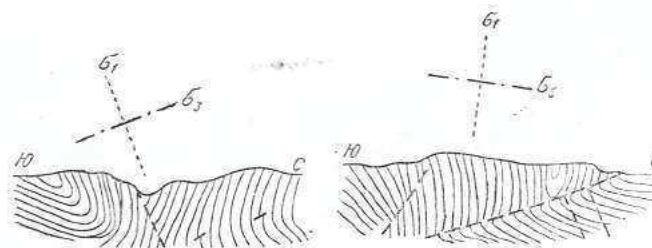


Рис. 75. Дополнительная складчатость и мелкоамплитудные разрывные нарушения в северном крыле Ломисмтинской антиклинали второго порядка в полосе северного ступенчатого перегиба на краю срединного блокового поднятия (ущ. р. Куры)

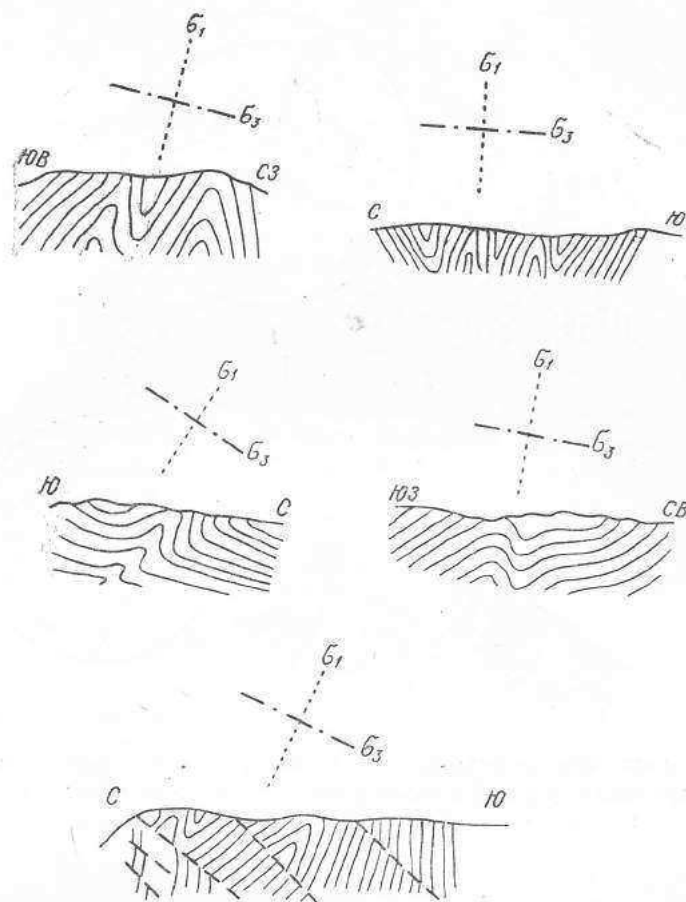


Рис. 76. Интерпретация дополнительной складчатости и мелкоамплитудных нарушений в северном крыле Ломистинской антиклинали второго порядка в полосе северного ступенчатого перегиба на краю срединного поднятия

мальных напряжений в разных частях Аджаро-Триалетской зоны показана на схеме (рис. 91 в приложении).

Таким образом, интерпретация дополнительной складчатости мелкоамплитудных разрывных нарушений и тектонической трещиноватости в пределах срединного блокового поднятия показывает, что залегание осей напряжений σ_2 и σ_3 большей частью близко к горизонтальному. Вместе с тем ось σ_2 , как правило, имеет субширотное простирание, совпадающее с общим простиранием самого срединного поднятия Аджаро-Триалетской зоны, а ось минимальных нормальных напряжений (максимального сжатия) σ_3 — поперечное к ней направление.

Некоторые сведения о характере деформации пород в пределах срединного блокового поднятия, там где нет непосредственных данных,

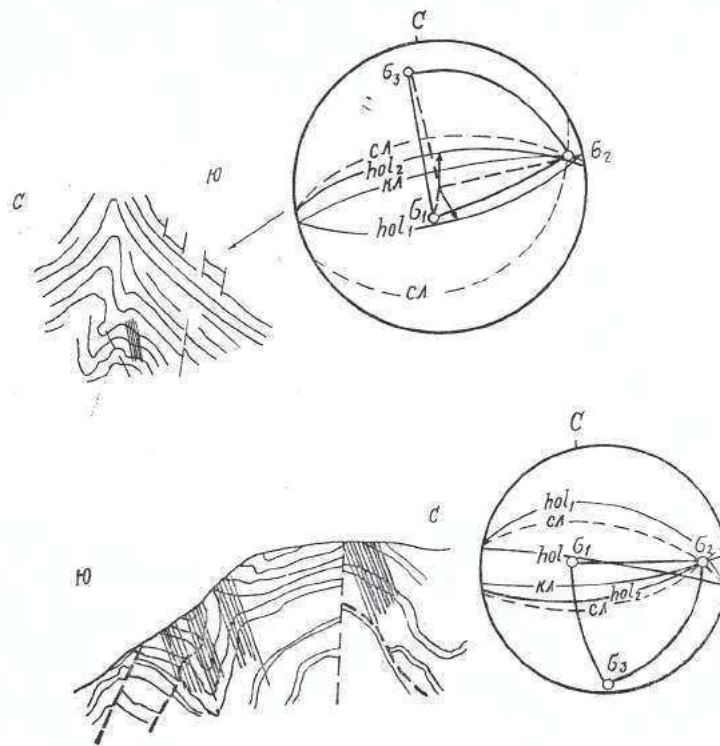


Рис. 77. Интерпретация дополнительной складчатости и сопряженных с нею мелкоамплитудных разрывных нарушений в полосе южного ступенчатого перегиба на краю срединного блокового поднятия (ущ. р. Гуджаретисцкали)

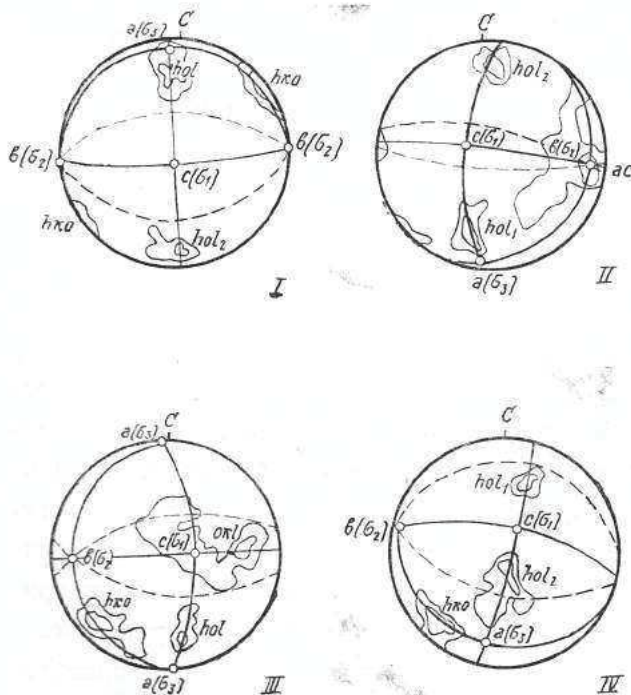


Рис. 78. Структурные диаграммы тектонической трещиноватости палеоцен-нижнеоценовых отложений в сводовой части срединного блокового поднятия и их интерпретация: I — в ущ. р. Вера, II и III — на восточном склоне Разметского хребта, IV — в ущ. р. Тхинала. I — $\Sigma=88$, II — $\Sigma=120$, III — $\Sigma=105$, IV — $\Sigma=90$.

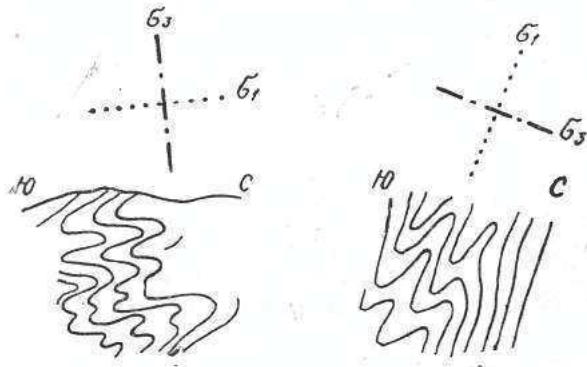


Рис. 79. Дополнительная складчатость в верхнемеловых известняках в сводовой части Кодманской антиклинали (ущ. р. Ткемлованисцкали)

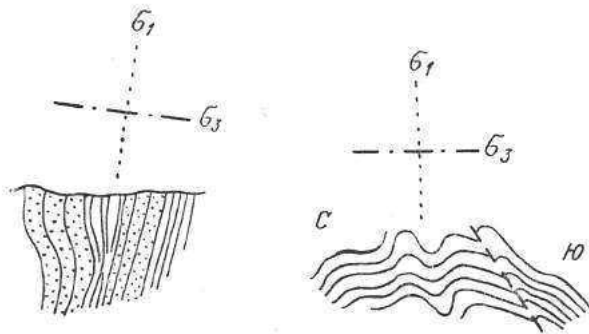


Рис. 80. Дополнительная складчатость в слоистых туфах ликанской свиты: 1) в северном крыле Бебриссерской антиклинали (ущ. р. Куры) (слева) и 2) в северном крыле Ахалдабской синклинали (ущ. р. Куры)

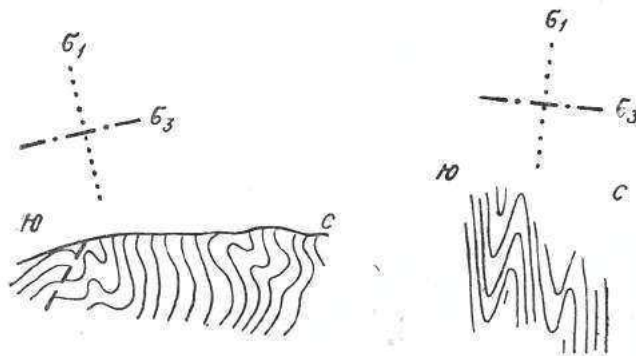


Рис. 81. Дополнительная складчатость в верхнемеловых известняках Велисцхской антиклинали (слева) и северного крыла Арцевской антиклинали (ущ. р. Гванана)

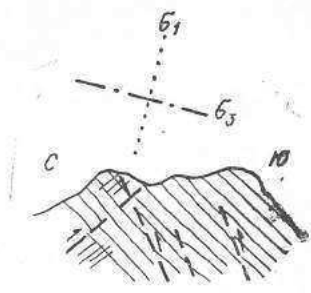


Рис. 82. Сопряженная система мелкоамплитудных разрывных нарушений в слоистых туфах ликанской свиты (ущ. р. Тана). Одна из систем нарушения представлена серией перпендикулярной слоистости планетарных трещин, превращенных в процессе деформации в трансляционные поверхности.

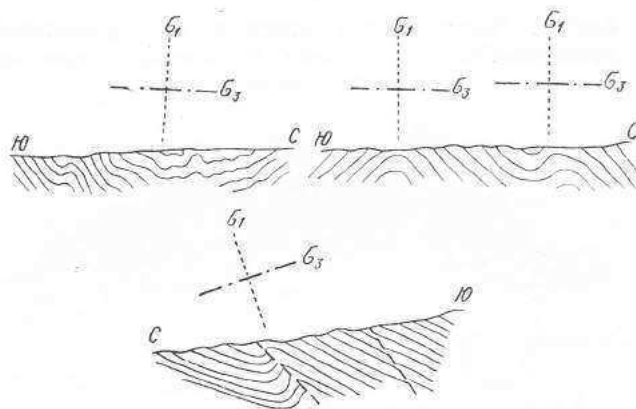


Рис. 83. Характер дополнительной складчатости в слоистых туфах ликанской свиты в южном крыле Саирмской антиклинали (ущ. р. Кершавета)

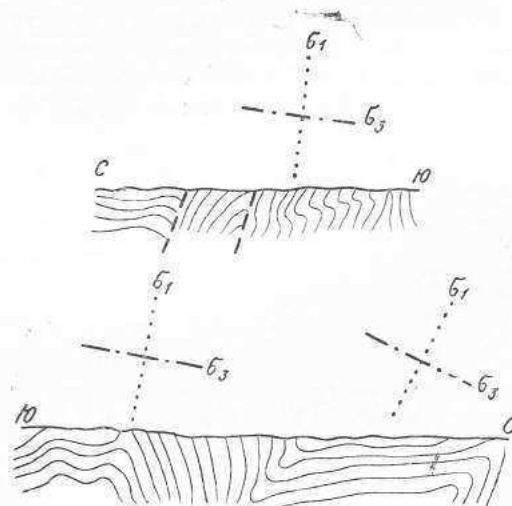


Рис. 84. Дополнительная складчатость в палеоцено-нижнеэоценовых глинисто-песчаных отложениях северного крыла Саирмской антиклинали (ущ. р. Кершавета)

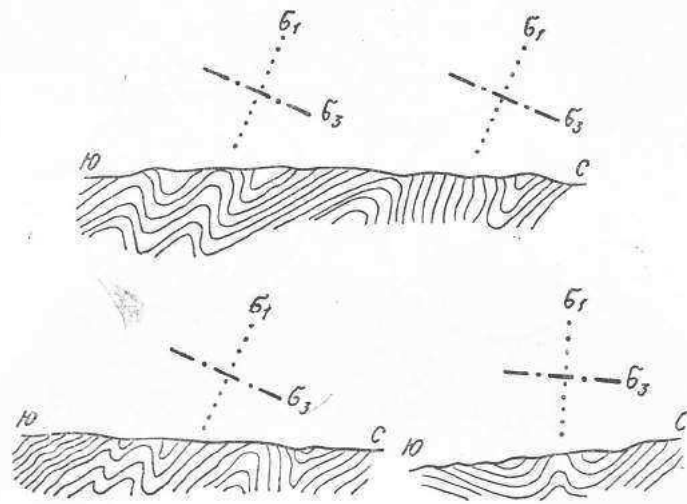


Рис. 85. Характер дополнительной складчатости в слоистых туфах ликанской свиты в северном крыле Саирмской антиклинали (ущ. р. Кершавета)

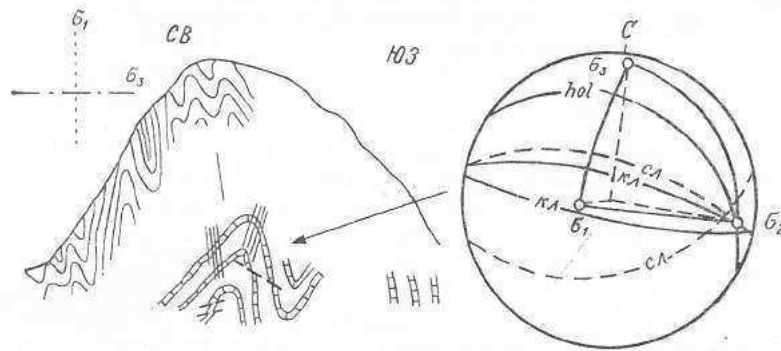
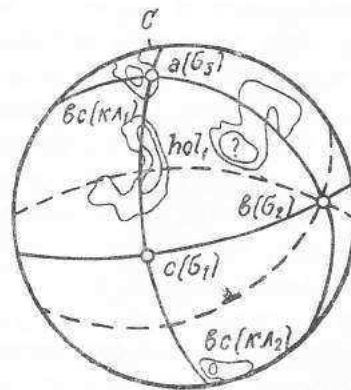


Рис. 86. Дополнительная дисгармоничная складчатость в плитчатых мергелях нижнего туона и в слоистых известняках верхнего туона в северном крыле Сацхенинской антиклинали (ущ. р. Гванана) и ее интерпретация

Рис. 87. Структурная диаграмма тектонической трещиноватости в верхнемеловых известняках Сацхенинской антиклинали (ущ. р. Гванана) и ее интерпретация ($\Sigma=190$)



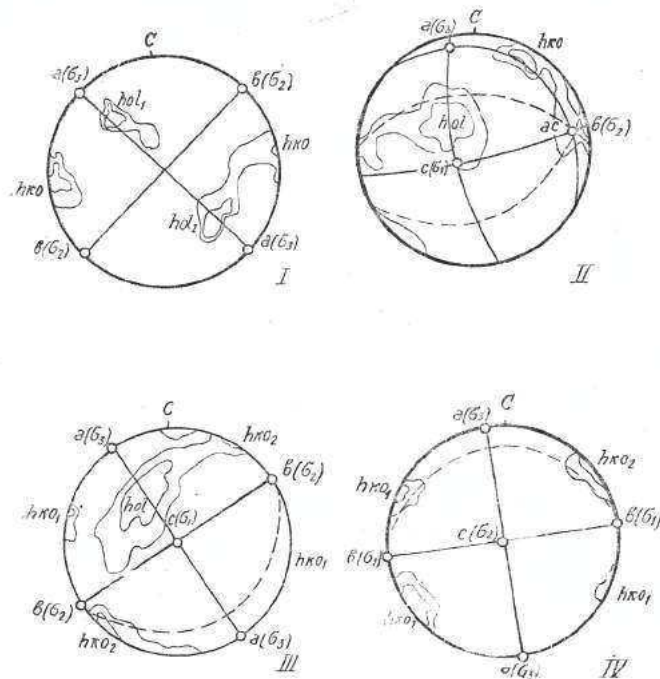


Рис. 88. Структурные диаграммы тектонической трещиноватости верхнеэоценовых песчаников в южном (I и III) и северном (II и IV) крыльях Атенской антиклинали (ущ. р. Вера) и их интерпретация.
 I — $\Sigma=100$, II — $\Sigma=130$, III — $\Sigma=160$, IV — $\Sigma=80$

позволяющих выявить оси напряжений, можно получить на основании изучения характера первичной планетарной трещиноватости, являющейся, как отмечалось, индикатором испытанных породами движений (кинематической стороны деформации). Наблюдения показали, что в сводовой части срединного блокового поднятия, где слои залегают горизонтально и являются ненарушенными (см. проф. IX на рис. 54), ни одна из систем довольно глубоких, перпендикулярных слоистости планетарных трещин не несет следов раскрытия, что указывает на отсутствие здесь каких-либо признаков растяжения этих слоев.

Исходя из всего сказанного выше, можно заключить, что вертикальное перемещение срединного блокового поднятия Аджаро-Триалетской зоны, устанавливаемое на основании других геологических данных, происходило в условиях его горизонтального сжатия.

Исследования, аналогичные вышеописанным, проведены нами также в складчатых структурах Аджаро-Триалетской зоны, развитых к северу и югу от срединного поднятия. Здесь приведены некоторые примеры интерпретации полученных структурных данных (см. рис. 79—90).

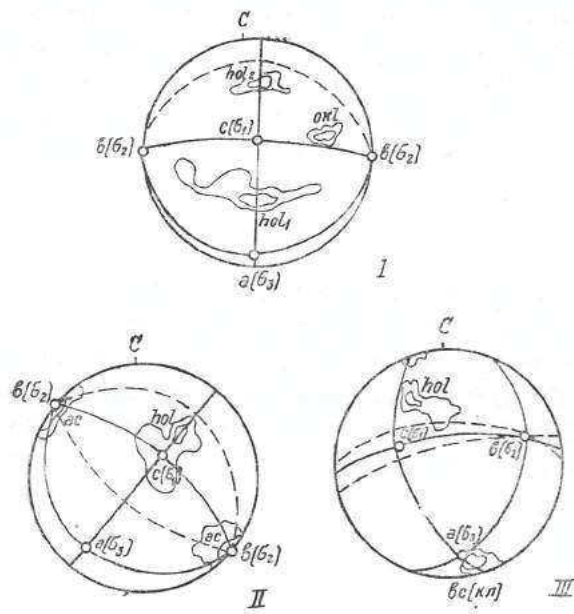


Рис. 89. Структурные диаграммы тектонической трещиноватости в палеоцен-нижнеэоценовых песчаниках (I и II) и слонетых туфах ликанской свиты (III) в южном и северном крыльях Саирмской антиклинали (уш. р. Кершавета) и их интерпретация.
 I — $\Sigma=116$, II — $\Sigma=125$, III — $\Sigma=95$

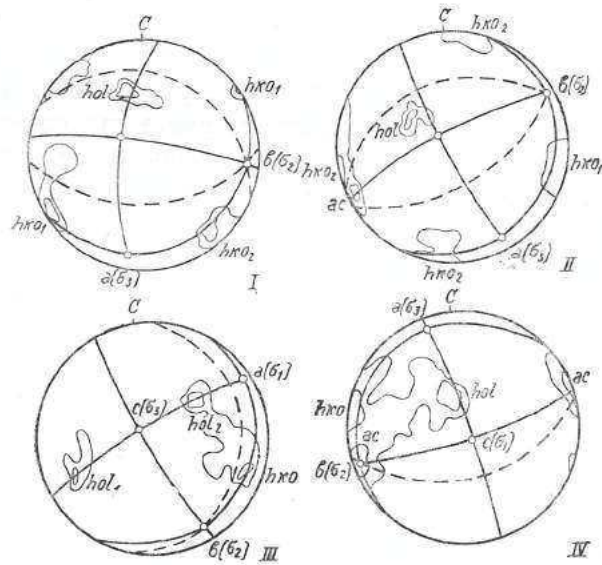


Рис. 90. Структурные диаграммы тектонической трещиноватости в лавовых покровах делленитов в северном и южном крыльях Либанской антиклинали (правый берег р. Боржомула) и их интерпретация.
 I — $\Sigma=210$, II — $\Sigma=140$, III — $\Sigma=135$, IV — $\Sigma=115$

Из приведенных примеров и рассмотрения схемы расположения точек определения ориентации осей главных нормальных напряжений в пределах Аджаро-Триалетии (см. рис. 91) следует, что ведущая роль в формировании основных структурных форм Аджаро-Триалетской складчатой зоны принадлежит горизонтально направленным сжимающим усилиям. В этом отношении интересны также данные о характере современных полей тектонических напряжений. Проведенный О. Д. Гоцадзе (1964) и Е. И. Широковой (1967) анализ динамических параметров землетрясений показывает, что плоскости смещений в очагах землетрясений Триалетского хребта и западной части Аджарии имеют субширотное простирание, а движения по разрывам — взбросовый характер. О значительной роли горизонтальных движений говорит также общее смещение масс в северном направлении почти по всем крупным разрывам (взбросо-надвигам) Аджаро-Триалетии и направленный также к северу дугообразный изгиб складчатых структур этой зоны, особенно четко проявленный в западной ее части, где поворот складок к юго-западу сопровождается значительными по масштабу левосторонними сдвиговыми нарушениями. Эти факты вместе с тем указывают на внешнее происхождение сжимающих усилий в Аджаро-Триалетской зоне, вызванных, видимо, главным образом продвижением к северу Артвинско-Болнисской глыбы.

Однако принимая во внимание существование в осевой части Аджаро-Триалетской зоны блока, испытывающего значительное вертикальное перемещение в период формирования ее структуры, а также некоторые общие соображения о возможных причинах деформации земной коры, рассматриваемых в заключительной части данной работы, мы допускаем возможность частичного проявления и «хордового» механизма, связанного с «выворачиванием» ранее сильно погруженного прогиба локальными, вертикально направленными силами. Следовательно, при оценке масштабов общего сокращения первичной ширины Аджаро-Триалетского прогиба, в результате внешних усилий, должна быть учтена возможность коробления погруженных и несколько растянутых слоев при прохождении их через хорду во время поднятия. При этом следует иметь в виду, что допущение большей первичной ширины трога, по сравнению с современной, значительно уменьшает масштабы возможного коробления слоев при вертикальном их перемещении.

Величину общего сокращения Аджаро-Триалетского прогиба в центральной его части с периода его наибольшего растяжения (в среднем эоцене) можно оценить примерно в 9—10 км, т. е. в 25%. Как отмечалось, это сокращение должно быть вызвано, в основном, продвижением к северу Артвинско-Болнисской глыбы. Между тем, региональные соображения, а также развитие направленных на юг крупных шарьяжей в центральной и восточной частях Южного склона Большого Кавказа (П. Гамкрелидзе, И. Гамкрелидзе, 1972) заставляют нас, наряду с перемещением Артвинско-Болнисской глыбы и деформацией

Аджаро-Триалетской зоны, допустить и общее перемещение к северу более крупной литосферной плиты, охватывающей Артвинско-Болнисскую глыбу, Аджаро-Триалетскую зону и Грузинскую глыбу.

Исходя из высказанных выше соображений о характере деформации Аджаро-Триалетской зоны, некоторые особенности ее общего структурного плана, в частности, отмеченное выше несовпадение простирания складок с простиранием зоны в целом, следует, видимо, объяснить существованием расположенных под некоторым углом относительно северной границы этой зоны первичных структур фундамента (разломов и осевого блока), создающих ту канву, к которой затем, при внешнем сжатии Аджаро-Триалетской зоны, приспособляются поверхностные структуры чехла. Следует отметить, что некоторые исследователи для объяснения «срезания» структур Аджаро-Триалетской зоны северным граничным разломом допускают существование вдоль последнего сдвиговых перемещений. Однако отсутствие каких-либо структурных признаков, указывающих на движения такого характера, заставляет нас изложенное выше толкование отмеченного явления считать более приемлемым.

Особого внимания заслуживает также дугообразное изгибание складок и других структур в западной части Аджаро-Триалетской зоны, сопровождающееся довольно крупными левосторонними сдвиговыми нарушениями, т. е. как бы отставание крайней западной части зоны при общем движении масс к северу во время ее деформации. Это явление, по нашему мнению, отражает процесс некоторого огибания Аджаро-Триалетской складчатой зоной не испытывающей деформации более жесткой Черноморской глыбы. Однако более подробно этот вопрос будет разобран при рассмотрении особенностей строения и развития глубоководной впадины Черного моря и других аналогичных структур Средиземноморского пояса.

Все сказанное выше о строении, развитии и механизме образования Аджаро-Триалетской складчатой зоны, позволяет представить следующую общую схему истории формирования ее структуры (рис. 92 в приложении). Схема составлена по линии охарактеризованного выше профиля IX (см. рис. 55 в приложении), где имеются наиболее достоверные данные о ранних стадиях развития этой зоны.

ГЛАВА III

АДЖАРО-ТРИАЛЕТСКИЙ ПРОГИБ И ПРОБЛЕМА ОБРАЗОВАНИЯ ГЛУБОКОВОДНОЙ ВПАДИНЫ ЧЕРНОГО МОРЯ¹⁵

1. Положение Аджаро-Триалетской зоны в альпийской складчатой области

Как отмечалось, Аджаро-Триалетская зона на западе в большей своей части срезается береговой линией Черного моря и, следовательно, западное ее продолжение погребено под водами Черного моря.

Граница крайней западной части Артвинско-Болнисской глыбы с Аджаро-Триалетской зоной, как явствует из работ Л. Ф. Бациевича (1885), А. Красва (1963, 1963₁) и др., проходит в районе Артвинского кристаллического массива, вдоль субширотной полосы выходов известняково-мергельных пород верхнего мела, расположенных на территории Турции примерно в 15 км к югу от государственной границы СССР с Турцией. Южный край Аджаро-Триалетской зоны в районе г. Хопа срезается береговой полосой моря. На продолжении этой границы в акватории Черного моря рисуется разлом субширотного простирания (Гончаров и др., 1966), протягивающийся к южному краю центральной части Черного моря. В область Черного моря уходит также северная часть Артвинско-Болнисской глыбы, но большая ее южная часть отчетливо прослеживается на запад, увязываясь с Понтидами («Понтийская глыба» Ф. Ф. Освальда). Подводный хребет Архангельского, на основании новейших данных МОВ и характера геомагнитного поля, рассматривается А. А. Тереховым (1974) как продолжение в море структур Восточного Понта. Вместе с этим автором приводятся убедительные данные о развитии в пределах морского продолжения Аджаро-Триалетской зоны крупных складок и разрывов, имеющих северо-восточное простирание. Однако эти данные, на наш взгляд, не могут свидетельствовать о продолжении Аджаро-Триалетского прогиба на юго-запад и его внезапном заканчивании в районе г. Трабзона, как считает А. А. Терехов. Дело в том, что простирание складок и других еще более крупных структур фундамента в пределах Аджаро-Триа-

¹⁵ Исследованием данной проблемы автор занимался совместно с Ш. А. Адамия, Г. С. Закариадзе и М. Б. Лордкипанидзе.

летской зоны, как было отмечено выше, не совпадает с простиранием зоны в целом как в восточной, так и западной ее частях. Глубинный разлом, ограничивающий Аджаро-Триалетскую зону с севера, всюду срезает под некоторым углом ее внутренние структуры. Следовательно, юго-западное простирание структур Аджаро-Триалетии в подводной ее части не может свидетельствовать о таком же простирании зоны в целом.

Геологическое строение Восточных Понтид идентично строению Артвинско-Болнисской глыбы, на что было обращено внимание П. Д. Гамкрелидзе (1949), Г. С. Дзасисидзе, Г. А. Твалчрелидзе (1967), Г. П. Леоновым (1971) и др. (рис. 93). Складчатое основание, представленное кристаллическими сланцами, гнейсами и гранитоидами, выступает во всей этой области в виде сравнительно небольших массивов (Храмский, Локский, Артвинский и др.), из-под слабоскладчатых отложений юры, мела, палеогена, выраженных в фациях Артвинско-Болнисской глыбы (Леонов, 1971; Zankl, 1961; Geol. map of Turkey, 1961—1964).

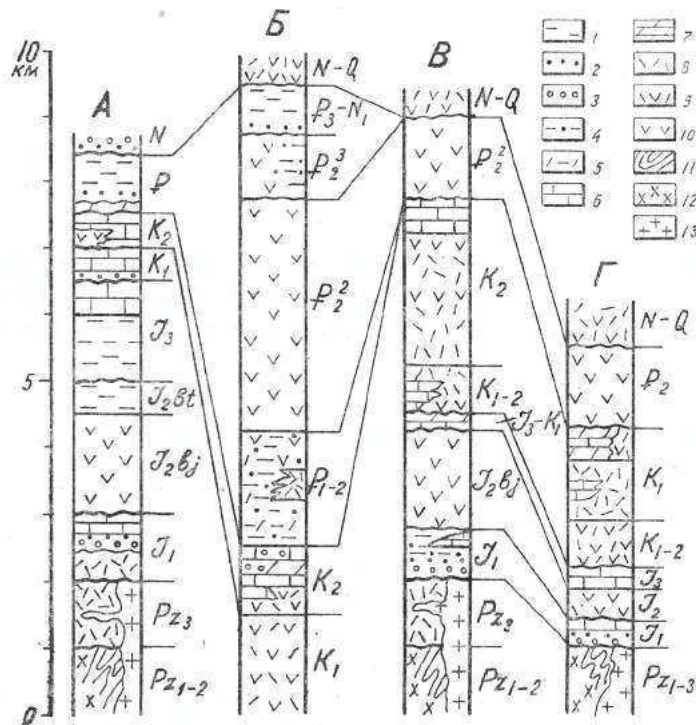


Рис. 93. Сводные стратиграфические разрезы Грузинской глыбы (А), Аджаро-Триалетской зоны (Б), Артвинско-Болнисской (В) и Восточно-Понтийской (Г) глыб (без Локско-Карабахской зоны и ее аналога Восточных Понтид). (Составлены Ш. А. Адамия).

1 — глины, аргиллиты, алевролиты, 2 — песчаники, 3 — конгломераты, 4 — глины, аргиллиты, песчаники, 5 — аргиллиты, мергели расщепленные, 6 — известняки, кремнистые известняки, 7 — мергели. Вулканогенные породы: 8 — кислого и среднего, 9 — смешанного, 10 — преимущественно основного состава, 11 — кристаллические сланцы, филлиты, мигматиты, 12 — гнейсы, 13 — граниты

Зона Восточных Понтид в районе ущ. р. Ешиль-Ирмак, заворачивая на северо-запад, косо уходит в Черное море у мыса Бафра и Синопского залива. По-видимому, погребенными структурами этой зоны являются хребты Добрынина и Архангельского и другие структуры, выявленные в прибрежной части моря (Гончаров и др., 1966; Балавадзе и др., 1968; Терехов, 1974)¹⁶.

Западные Понтиды характеризуются существенно иным строением. Здесь складчатый чехол составляют отложения палеозоя (от ордовика до перми) и мезо-кайнозоя. Из-под осадочных отложений мезозоя и кайнозоя местами (в массиве Болу и др.) выступают верхнепалеозойские молассы, терригенно-карбонатные отложения ордовика, силура, девона и нижнего карбона. Ордовик, сложенный преимущественно конгломератами, песчаниками и кварцитами, трансгрессивно перекрывает выходы метаморфического основания (гнейсы, гранитоиды, кристаллические сланцы, кварциты, филлиты). Далее на запад кристаллический фундамент обнажается в ядре антиклинория Истранжа, представляющего непосредственное продолжение Родопского массива (Фюрон, 1955; Кетин, 1966; Эрентоз, 1967; Моргунов и др., 1970; Geol. map of Turkey, 1961—1964; Хаин, 1968). Вся эта территория Западных Понтид и Истранжа представляет область байкальской консолидации, значительная северная часть которой также погружена под уровень Черного моря, что очевидно из геологических и тектонических карт этого региона. Следовательно, все турецкое побережье Черного моря от береговой линии вплоть до южного края центральной части Черного моря является погребенной под дном моря частью Истранжа и Западных Понтид, имеющих байкальское основание, и позднебайкальско (салаирско)-герцинского массива Восточных Понтид и Артвинско-Болнисской зоны.

Схожие взаимоотношения наблюдаются и в северной периферической части Черного моря, где под уровень моря погружена значительная южная часть киммерид Горного Крыма, а также альпийской складчатой зоны Северо-Западного Кавказа, продолжение структур которой фиксировано в результате морских сейсмических исследований (Маловицкий и др., 1963; Непрочнов и др., 1969; Терехов и др., 1970, 1973). К югу от погруженных альпид и киммерид располагается погребенная часть более ранней консолидации, выраженная в районе Крымско-Кавказского побережья Черного моря в виде поднятий «гранитного» фундамента и крупных брахиформных структур в осадочном чехле, идентичных таковым западной части Грузинской глыбы (Непрочнов и др., 1963, 1969; Архипов и др., 1970; Терехов и др., 1970) (см. рис. 99). Вероятно, эту область следует считать западным продолжением Грузинской глыбы и объединить их под названием Восточно-Черноморско-Грузинской глыбы Закавказского срединного массива. Южной границей этого погруженного массива, по-видимому, является

¹⁶ Далее будет высказано предположение о том, что сдвинутым западным продолжением Артвинско-Болнисской и Восточнопонтийской глыб вдоль крупного Североанатолийского разлома может являться т. н. Мизийско-Галатская глыба в Северной Анатолии.

разлом, установленный у грузинского побережья Черного моря в результате морских геофизических исследований. Последний на западе соединяется с линией раздела центральной части глубоководной впадины Черного моря и ее северной периферии. Отмеченный разлом в Грузии продолжается в виде шва, разграничивающего Грузинскую глыбу и Аджаро-Триалетскую зону.

2. Глубинное строение впадины Черного моря и ее геологическое прошлое

По характеру строения земной коры периферии впадины Черного моря относятся к материковому типу. В составе коры, мощность которой в среднем равняется 30—40 км, выделяются все три слоя — осадочный, «гранитный» и «базальтовый» (Непрочнов и др., 1964; Миндели и др., 1965; Соллогуб и др., 1966; Балавадзе и др., 1966; Чекунов, 1967; Архипов и др., 1970). В осадочном слое фиксируются преломляющие границы с граничными скоростями от 2,5 до 5 км/сек. По результатам морских сейсмических исследований (ГСЗ, КМПВ, МОВ), под практически недислоцированными или слабодислоцированными сравнительно маломощными (500—700 м к югу от Крыма) слабоуплотненными осадками располагается сильно дислоцированная толща (Непрочнов и др., 1964; Архипов и др., 1970; Терехов и др., 1970).

Существенно иным строением характеризуется центральная глубоководная часть Черного моря, имеющая почти идеально плоское дно, с глубинами от 2 000 до 2 250 м (Гончаров и др., 1966). В этой части моря граница Мохоровичича ($V_{\Gamma}=8,0-8,2$ км/сек) залегает на глубине 20—25 км. «Базальтовый» слой ($V_{\Gamma}=6,6-7$ км/сек) имеет мощность 5—15 км, а «гранитный» ($V_{\Gamma}=5,6-6,3$ км/сек), постепенно утоняясь, вовсе выклинивается, и на «базальтовый» непосредственно налегает осадочный слой мощностью 10—15 км с $\bar{V}=2,5-3,5$ км/сек (Непрочнов и др., 1964; Соллогуб и др., 1966; Балавадзе и др., 1966; Чекунов, 1967; Архипов и др., 1970).

По характеру распространения сейсмических волн Lg и Rg область «безгранитного» слоя оконтуривается достаточно уверенно (Миндели и др., 1965). С этой областью, практически лишенной сейсмических проявлений, совпадает полоса крупных положительных гравитационных аномалий Буге (Балавадзе и др., 1966).

Сейсмические исследования показали, что осадочный слой центральной части Черного моря неоднороден. В нем на глубине 1,5—2,5 км от дна моря выделяется преломляющая граница с $V_{\Gamma}=3,0$ км/сек. Установлено также, что по крайней мере верхние 3—4 км этих осадков имеют слоистое строение и залегание слоев близко к горизонтальному. Подошва осадочного слоя, по данным ГСЗ, также залегает горизонтально (Непрочнов, Ельников, 1969; Архипов и др., 1970 и др.).

К настоящему времени накопился довольно обширный материал, позволивший достаточно уверенно осветить некоторые вопросы геоло-

гического прошлого области Черного моря. Так погружение ряда участков периферийной части Черного моря происходит с недавнего геологического прошлого, о чем свидетельствует характер их рельефа и геологического строения, а также сильная сейсмичность этой территории (Гончаров и др., 1966; Балавадзе и др., 1968; Милановский, 1968; Муратов и др., 1967, 1969; Архипов и др., 1970 и др.).

Детальные, в ряде случаев специальные литологические исследования показывают, что в палеозое(?) и мезозое эта область временно представляла собой интенсивно размываемую сушу, питавшую обломочным материалом бассейны Крыма и Западной Грузии.

По данным И. Д. Чечелашвили (1959), В. Б. Оленкина и Б. А. Соколова (1960), Н. А. Ясаманова (1969) и др. в бате, поздней юре и раннем мелу из области Черного моря в Абхазию поступал обломочный материал, представленный преимущественно гранитоидами и кислыми эффузивными породами. По мнению Г. А. Чихрадзе (1969), источником аркозового обломочного материала сорской свиты (тоаргаален) никак не мог служить Дзирульский массив, покрытый в это время морем. Этот материал скорее всего также привносился с юго-запада.

Очень интересны опубликованные недавно данные Р. Бринкманна (Brinkmann, 1974), который на основании детального анализа геологического строения Анатолии пришел к выводу, что область Черного моря до альба представляла собой приподнятый континентальный блок, называемый им «Понтийским массивом».

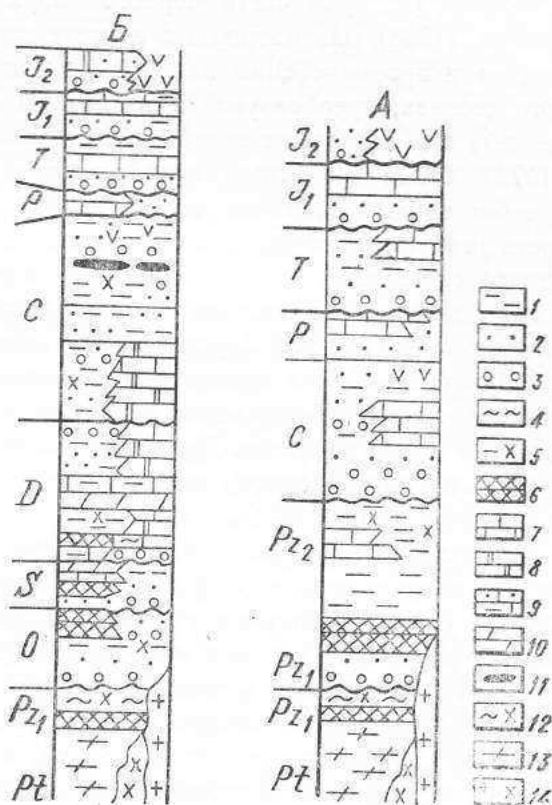
Установлено, что в район Горного Крыма грубообломочный материал с юга поступал в готериве-барреме (Добровольская, Сальман, 1960), поздней юре (Муратов и др., 1969; Чернов, 1970), аалене-раннем байосе (Добровольская, Снегирева, 1962) и лейасе (Лебединский, Добровольская, 1962; Добровольская, 1964). На основании этих данных предприняты попытки воссоздания картины геологического строения Черноморской суши, питавшей обломочным материалом район Горного Крыма в ранней юре (Добровольская, 1964) и поздней юре (Чернов, 1970).

Согласно этим данным нам представляется, что Черноморская суша была сложена следующим комплексом пород: 1) аплитовыми и аплит-пегматитовыми гранитоидами (К-Аг возраст 848, 958, 960, 975, 1100 млн. лет, Добровольская, Юрк, 1965), гнейсами, кристаллическими и метаморфическими сланцами и кварцитами протерозоя-нижнего палеозоя; 2) кварц-аркозовыми конгломератами, гравелитами, песчаниками, кварцитами, глинистыми и филлитовыми сланцами ордовика-силура; 3) сланцами, кремнистыми породами и известняками среднего палеозоя; 4) гранитоидами (К-Аг возраст 210, 281 млн. лет), конгломератами, песчаниками и органогенными известняками верхнего палеозоя; 5) конгломератами, песчаниками и красными органогенными известняками лейаса; 6) разными порфиритами.

Поскольку приведенный (гипотетический) стратиграфический разрез Черноморской суши почти полностью копирует сводную стратиграфическую схему Западных Понтидов (рис. 94), нам представляется, что основным источником материала была крайняя северная часть Понтидов, ныне погребенная под уровнем моря. Следует отметить, что на территории Понтидов известны обширные трансгрессии в ранней, средней и поздней юре, в раннем и позднем мелу.

Рис. 94. Сводные стратиграфические разрезы допозднеюрских отложений, составленные Ш. А. Адамия для Черноморской суши (А), по материалам Т. И. Добровольской (1964) и В. Г. Чернова (1970); для Понтидов (Б), по Р. Фюрону (1955), И. Кетину (1965, 1966), Дж. Эрентозу (1967), Ю. Г. Моргунову и С. Р. Рудакову (1970), Г. П. Леонову (1971), К. Цанклу (1961).

Условные обозначения: 1—аргиллиты, алевролиты, глинистые сланцы, 2—песчаники, гравелиты, 3—конгломераты, 4—глинистые сланцы и филлиты, 5—кремнистые породы, 6—кварциты, 7—известняки, 8—доломиты и доломитовые известняки, 9—песчаные и глинистые известняки, 10—мергели, 11—каменный уголь, 12—кристаллические сланцы, филлиты, 13—гнейсы, 14—гранитоиды



С позднего мела, а особенно в палеогене, когда эта суша, по-видимому, интенсивно прогибается, в Горный Крым, в Северную Анатолию и Западную Грузию (Грузинская глыба) обломочный материал не поступает. Как известно, верхний мел и нижний палеоген этих районов сложены сравнительно маломощными известняково-мергельно-глинистыми отложениями, а также вулканогенными толщами (Северная Анатолия).

Таким образом, впадина Черного моря возникла на жестком доальпийском фундаменте, характеризующемся длительным воздыманием и интенсивным размывом в допозднемеловой период развития. С позднего мела она является областью погружения и седиментации.

3. Черноморско-Аджаро-Триалетский мел — палеогеновый рифт

По морфологии дна и строению коры Черное море аналогично некоторым внутренним (Красное море, Аденский залив) и окраинным (Японское, Охотское и др.) морям, которые множеством исследователей рассматриваются как активные рифтовые зоны (Mc Kenzie et al., 1970; Родников, Хаин, 1971; Sleep, Toksous, 1971; Karig, 1971 и др.).

«Безграничную» часть Черного моря С. И. Субботин и его соавторы (1968) рассматривают в свете гипотезы уплотнения вещества мантии и проникновения из глубины магматических расплавов основного состава, преобразующих гранитный слой земной коры, с превращением его в геофизический «базальтовый» слой. М. В. Муратову (1972) более вероятным представляется процесс метаморфического преобразования вещества самой земной коры. Допускается возможность значительного уплотнения гранито-гнейсового слоя вследствие перехода слагающих его пород из амфиболитовой фации метаморфизма в гранулитовую, породы которой могут отвечать по физическим свойствам геофизическому базальтовому слою. По мнению В. Е. Хаина (1964) предпосылкой возникновения подобных впадин было длительное поднятие их фундамента с разрывом гранитного слоя, затем растяжение и раздробление. Такого же взгляда о происхождении глубоководной впадины Черного моря придерживается ныне А. В. Чекунов (Субботин и др., 1971).

«Безграничная» часть впадины Черного моря вытянута в субширотном направлении и достигает в длину 800 км, а в ширину — 100—180 км. Схема глубинного строения Черноморско-Кавказского региона, составленная по новейшим материалам (Б. К. Балавадзе, П. Ш. Миндели, Г. Ш. Шенгелая), показывает, что на востоке ось этой полосы продолжается в центральную часть Закавказского срединного массива, совпадая с Аджаро-Триалетской зоной, в которой утонение коры сходит на нет в районе восточного окончания последней, но далее на вос-

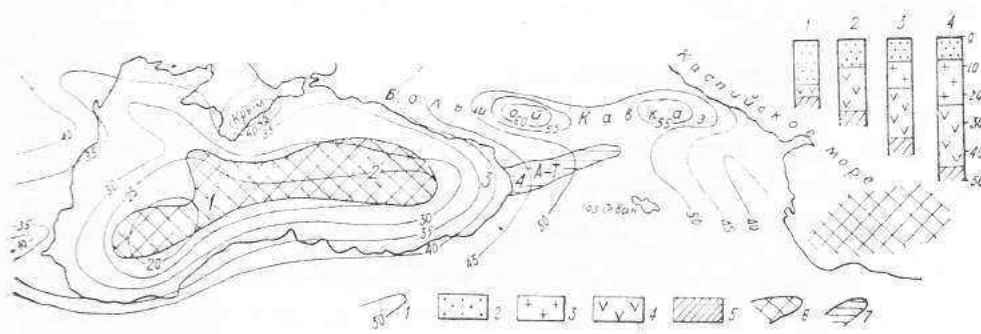


Рис. 95. Схема глубинного строения Черноморско-Кавказского региона:
1 — линия равных мощностей земной коры в км, 2 — осадочный слой, 3 — «гранитный» слой, 4 — «базальтовый» слой, 5 — подкорковый слой, 6 — «безграничная» часть Черного и Каспийского морей, 7 — Аджаро-Триалетская (А-Т) зона

ток намечается вновь в области Талышско-Вандамского гравитационного максимума, на продолжении которой находится «безграницная» часть впадины Южного Каспия (рис. 95).

Интересны также некоторые магнитные данные (Лапина и др., 1966), указывающие на непосредственное продолжение магнитных аномалий Аджаро-Триалетской зоны в центральную часть акватории Черного моря (рис. 96).

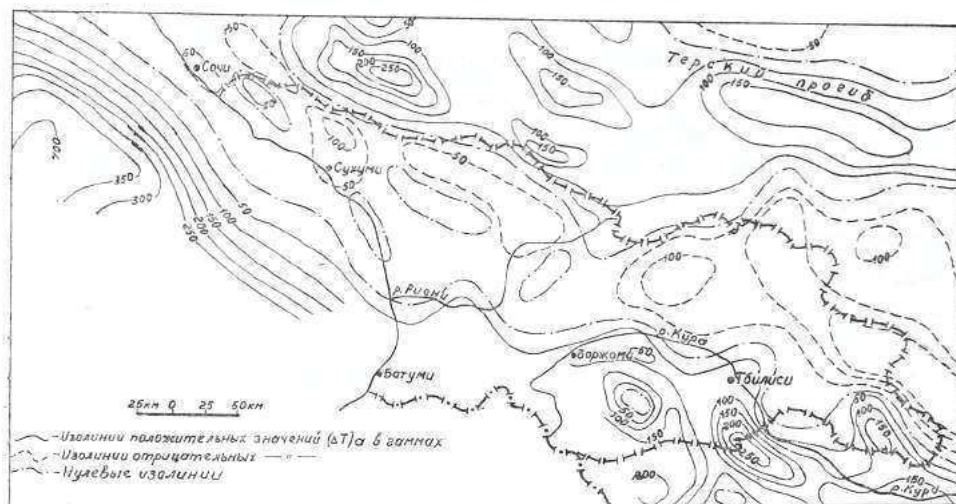


Рис. 96. Схема магнитного поля Грузии, составленная на основании аэромагнитной съемки на высоте 9 000 м (по Лапиной и др., 1966)

Эта картина магнитного поля получена в результате проведения аэромагнитной съемки на высоте 9 000 м над территорией Кавказа и Средней Азии трестом «Спецгеофизика» в 1964—1965 гг. Из-за близости государственной границы СССР с Турцией измерение магнитного поля на большой высоте не было произведено в южной части Аджаро-Триалетской зоны, но на схеме все же видно, что магнитные поля ее северной части и осевой зоны акватории Черного моря являются едиными.

Как отмечалось, продукты палеоцен(?)—среднеэоценового вулканизма Аджаро-Триалетии, мощность которых в сторону Черного моря резко возрастает, по ряду петрографических и петрохимических свойств аналогичны продуктам молодого и современного вулканизма активных рифтовых зон, характеризующихся утоненной и местами расчлененной на изолированные глыбы гранитной корой. Кроме того, как отмечалось, в последнее время установлено, что в причерноморской части Аджаро-Триалетии вдоль границы субщелочной и щелочной зон локализована узкая полоса оливиновых толентов.

По данным Г. С. Закариадзе и М. Б. Лордкипанидзе (1974), латеральная петрохимическая зональность находит отражение в составе и основных нодулей, широко распространенных в среднеэоценовом ба-

зальтовом комплексе Аджаро-Триалетии. Согласно исследованиям этих авторов, нодулы представлены рядом пород — роговообманковый клинопироксенит-горнблендит-анортит-роговообманковое габбро и отвечают по своей природе гомогенным включениям, сформированным в процессе кристаллизации исходных базальтовых расплавов в глубоких коровых очагах. На основании данных о составе существующих силикатных и окисных фаз и результатов экспериментов по плавлению базальтов в присутствии воды (Йодер, Тилли, 1965; Грин, Рингвуд, 1968) Г. С. Закариадзе и М. Б. Лордкипанидзе (1974) проведена приблизительная количественная оценка вариации величин интенсивных параметров процесса формирования нодул в субщелочной серии базальтов южной части Аджаро-Триалетии ($T=1150-800^\circ$, $P_{H_2O} = 4000-8000$, $P_{O_2} = 1 \cdot 10^{-5}-1 \cdot 10^{-12}-1150-800^\circ C$, $P_{max} P_{общ} \approx до 10-12 кб$). Смещение минеральных равновесий в нодулах от фланговых зон повышенной щелочности к осевой толентовой, установленное указанными авторами, позволяет, по их мнению, говорить об относительном изменении значений некоторых из этих величин. В частности, резкое сокращение интервала кристаллизации включений в толентовой серии и постоянное сосуществование в них оливина с анортитом, клинопироксеном и амфиболом, свидетельствуют об относительном понижении P_{H_2O} и $P_{общ}$ в процессе формирования этих нодул (Йодер, Тилли, 1965; Грин, Рингвуд, 1968 и др.). В этом же направлении происходит относительное понижение P_{O_2} , на что указывает повышение ульвошпинелевой составляющей в окисных фазах нодул из толентов (Закариадзе, Лордкипанидзе, 1974). Таким образом, по данным этих авторов, начальные этапы дифференциации базальтовой магмы в осевой толентовой зоне осуществляются на меньших глубинах по сравнению с зонами повышенной щелочности.

Латеральная зональность в распределении базальтов разной щелочности с низкокальциевыми оливин-гиперстенинормативными базальтами в осевой зоне и щелочными нефелиннормативными на флангах, типично для многих активных рифтов, характеризующихся угнетенным «гранитным» слоем или полным отсутствием его. Наиболее полно подобная зональность изучена для срединноокеанических рифтов, островов Красного моря, треугольника Афар, депрессии Рио-Гранде и др.

Подобная зональность обычно объясняется повышенным тепловым потоком в осевой зоне рифтов, вызывающим более полное плавление мантийного вещества в условиях пониженных давлений и формирование толентовой расплава.

Проявление зональности базальтового вулканизма, совершенно аналогичного указанным выше примерам, в период максимального растяжения Аджаро-Триалетского трога, хорошо согласуется с концепцией о Черноморско-Аджаро-Триалетском палеорифте, выдвинутой нами, совместно с Ш. А. Адамия, Г. С. Закариадзе и М. Б. Лордкипанидзе на основании приведенных выше новых материалов о тектоническом строении Аджаро-Триалетии и характере ее формирования, о формационном составе и мощности слагающих ее отложений (Адамия и др., 1974,

1974₂, 1974₃). Было высказано предположение о том, что центральная «безгранитная» часть Черного моря и Аджаро-Триалетский прогиб представляют единую мегаструктуру, для которой, по сравнению с граничащими с ней областями, характерна утоненная земная кора с максимальным уменьшением ее мощности в глубоководной части моря. Принималось, что утонение коры было вызвано, с одной стороны, интенсивным размывом гранитного слоя этой территории в палеозое, триасе, средней и поздней юре и раннем мелу, а с другой стороны — растяжением, проявившимся с позднего мела, вызвавшим образование субширотных трещин — подводящих каналов продуктов базальтового вулканизма.

В центральной части Черного моря, где растяжение было максимальным, произошло существенное утонение «базальтового» и «гранитного» слоев, разрыв сплошности и растаскивание «гранитного» слоя в стороны от оси наибольшего растяжения. Таким образом, осевая зона глубоководной впадины Черного моря с корой океанического типа считалась нами образованной, главным образом, в результате разрыва и растаскивания «гранитного» и обнажения в этой части уже существовавшего, и также утоненного в результате растяжения «базальтового» слоя, являющегося частью бывшей континентальной коры. В настоящее время мы склоняемся к несколько иному мнению: о существовании в осевой зоне впадины Черного моря, по существу, новообразованной коры океанического типа, становление которой происходило в результате поступления в раздвиговую зону мантийного вещества. Более подробно возможный механизм образования новой океанической коры в центральной части Черного моря будет рассмотрен в V главе данной работы.

Как было показано выше, с позднего эоцена в восточной части Черноморско-Аджаро-Триалетского рифта (в пределах Аджаро-Триалетской зоны) рифтогенез прекращается, наступает режим сжатия и дифференцированных движений, а с олигоцена начинается общее сжатие этой территории, горообразование и инверсия рельефа. Интенсивность сжатия в западном направлении, в сторону Черноморского побережья убывает. Рифтогенез в это время, по-видимому, прекращается и в акватории Черного моря, где происходит общее опускание всей впадины и накопление терригенных отложений сравнительно небольшой мощности. Об этом свидетельствуют данные детальных геофизических исследований МОВ глубоководной впадины Черного моря на границе области «безгранитного» слоя. Согласно А. Ф. Непрочновой и др. (1966), изменение глубинной структуры этой области не отражается на строении верхней (2,5 км) толщи осадков. Это говорит в пользу того, что два разнородных участка земной коры Черноморской впадины уже сравнительно длительное время были жестко спаяны и развивались как единое целое. Итак, в силу особых причин (рассматриваемых нами дальше) область впадины Черного моря, в отличие от восточной части рифта, не испытывает складчатости и поднятия и, наряду с прогибани-

ем и накоплением в ее пределах мощного осадочного слоя, ведет себя как наиболее жесткая область земной коры и, судя по характеру складчатости ее северного обрамления, способна перемещаться как одно целое, вызывая деформацию в смежных с ней подвижных зонах.

На жесткость области современной Черноморской впадины в период альпийской складчатости указывает также некоторое огибание ее молодыми складчатыми зонами, в частности отмеченный выше поворот складок Аджаро-Триалетской зоны к юго-западу и развитие здесь поперечных к складчатости сбросо-сдвиговых нарушений. Таким образом, область современной впадины Черного моря может рассматриваться как особая категория устойчивых областей земной коры, которую, исходя из ее генезиса, можно именовать отмершим рифтом¹⁷.

В свете изложенного выше находит естественное объяснение двуслойность коры («базальтовый» и осадочный), а также большая мощность осадочного слоя глубоководной части Черного моря. Как показали вычисления Е. Е. Милановского (1968), осадки мощностью в 10—15 км никак не могли накопиться за новейшую стадию развития этой области. Согласно данным американских исследователей (Ross et al., 1970), максимальная скорость накопления современных осадков в наиболее глубоководной части Черного моря не превышает 10 см за 1 000 лет. При подобном темпе за олигоцен, неоген и антропоген (35 млн. лет) могла бы образоваться лишь небольшая часть осадочного слоя. По-видимому, данную часть и составляют верхние 3—4 км осадков «безграничной» области Черного моря, характеризующейся небольшой средней скоростью распространения продольных волн ($\bar{V}=2,5$ км/сек). Остальная же нижняя, более плотная часть осадочного слоя ($\bar{V}=4,5$ км/сек), по-видимому, сложена в основном вулканогенно-осадочными, преимущественно базальтовыми толщами с развитием толеитовых базальтов в осевой зоне, подобно аналогичным образованиям Аджаро-Триалетии, а, возможно, также глубоководных вулканогенно-кремнистых отложений и сформирована в основном в течение позднего мела и раннего палеогена.

Западным окончанием Черноморско-Аджаро-Триалетского рифта является, по всей вероятности, Бургасский прогиб, со щелочными вулканами верхнего мела¹⁸ и довольно спокойным складчатым строснием, в пределах которого мощность земной коры, по сравнению с соседними областями, заметно уменьшена — до 27 км (Добрев, Щукин, 1967).

¹⁷ Далее будет высказано предположение о том, что в Средиземноморском поясе имеются и другие структуры, аналогичные по природе Черноморско-Аджаро-Триалетскому отмершему рифту.

¹⁸ По последним данным (Василев, Станишева-Василева, 1972) в верхнемеловых (сенман-кампан) вулканогенных образованиях Бургасского синклинория выделяются две серии: более ранняя — известково-щелочная андезит-базальтовая и более поздняя — калиево-щелочная оливин-базальтовая. Последняя, в свою очередь, представлена двумя субформациями: трахибазальтовой и трахиандезитовой.

Заканчивая на этом изложение концепции об Аджаро-Триалетском палеорифте, до рассмотрения основных черт тектонического развития Анатолийско-Кавказско-Иранского сегмента Средиземноморского пояса и особенностей строения и развития структур аналогичных Аджаро-Триалетско-Черноморскому палеорифту, считаем нужным в следующей части работы дать попытку критического анализа некоторых новейших тектонических концепций.

ГЛАВА IV

НЕКОТОРЫЕ НОВЕЙШИЕ ТЕКТОНИЧЕСКИЕ КОНЦЕПЦИИ

1. «Новая глобальная тектоника»

Множество новых геофизических и геологических данных, полученных за последние два десятилетия и особенно достижения в области изучения океанов и окраин континентов обусловили попытки глобального синтеза этих данных, приведшего к возникновению новой гипотезы тектогенеза, известной под названием «новой глобальной тектоники». Основные положения этой концепции, вслед за ее авторами, изложены во многих работах (Белоусов, 1970; Schroeder, 1971; Хаин, 1972₁, 1973; Зоненшайн, 1972 и др.). Ниже кратко излагаются основы гипотезы новой глобальной тектоники и дается попытка ее критического анализа.

Результаты палеомагнитных исследований и установление мировой системы срединноокеанических хребтов с рифтовыми долинами в осевой части (Heezen, 1959, 1960) явились причиной возрождения в новом свете гипотезы Вегенера о дрейфе континентов. Г. Хесс и Р. Дитц (Hess, 1962; Dietz, 1961) выступили с гипотезой расширения (растекания) дна океанов, согласно которой фундаментальным механизмом движения земной коры является образование новой океанической коры в осевых трещинах (рифтовых зонах) срединноокеанических хребтов и ее постепенное перемещение в стороны от них. Принимается, что новообразованная океаническая кора расходится в виде двух громадных «конвейеров», приводимых в движение конвективными течениями в мантии. В подтверждение этих представлений приводились данные о высоком тепловом потоке, сейсмичности и развитии молодых изверженных пород в области срединноокеанических хребтов. Вместе с тем, в это же время, в океанах было открыто существование расположенных симметрично относительно осевых срединноокеанических хребтов линейных магнитных аномалий (Mason, Raff, 1961), подтверждающих «растекание» вновь образованной коры в стороны от этих хребтов (Vine, Matthews, 1963)¹⁹. На такие движения указывал также характер перемещения по обнаруженным крупным поперечным разломам, которые, как оказалось,

¹⁹ Было показано, что расстояния от оси срединного хребта до аномальных зон хорошо согласуются с эпохами изменения знака земного магнитного поля, причем «скорость», введенная из соотношения между расстоянием и временем, оказывалась постоянной.

представляют собой не обычные сдвиги, а специфические т. н. трансформные разломы, связанные с растаскиванием смежных блоков в сторону от оси растяжения (Wilson, 1965). Сейсмологическими наблюдениями было подтверждено предположение о том, что сейсмическая активность должна концентрироваться главным образом на отрезке поперечного нарушения, расположенного между смещенными частями осевых рифтов. Вместе с тем выяснилось, что смещения в очагах землетрясений, как предполагал Вилсон (Sykes, 1964), имеют противоположное обычным сдвигам направление.

Доказательством расширения дна океанов явилась и картина распределения осадков, которые возрастают в мощности по мере удаления от срединных хребтов и в их низах появляются все более древние отложения (Ewing, Ewing M., 1967; Ewing, Hollister, 1970; Фогт и др., 1972 и данные бурения американского судна «Гломар Челенджер», 1968—1970).

Было высказано мнение (Vine, 1970), что в активных осевых частях срединноокеанических хребтов ежегодно образуется океаническая кора площадью около 2,5 кв. км. В течение кайнозоя заново образовалось примерно 50% современной площади дна океанов, следовательно, одна треть всей поверхности Земли.

Следующим шагом в развитии этих идей явилось определение характера движения плит литосферы в сейсмически активных поясах окраин континентов. Было высказано предположение, что по краям Тихого океана океаническая литосфера погружается под континенты и этим компенсируется расширение океанического дна. Согласно возникшей на этой основе гипотезе «тектоники плит» (Le Pichon, 1968; Morgan, 1968), литосфера состоит из 6 или 8 больших и множества малых плит, границы которых и представляют сейсмически активные зоны (рис. 97). Движения этих плит отоб-

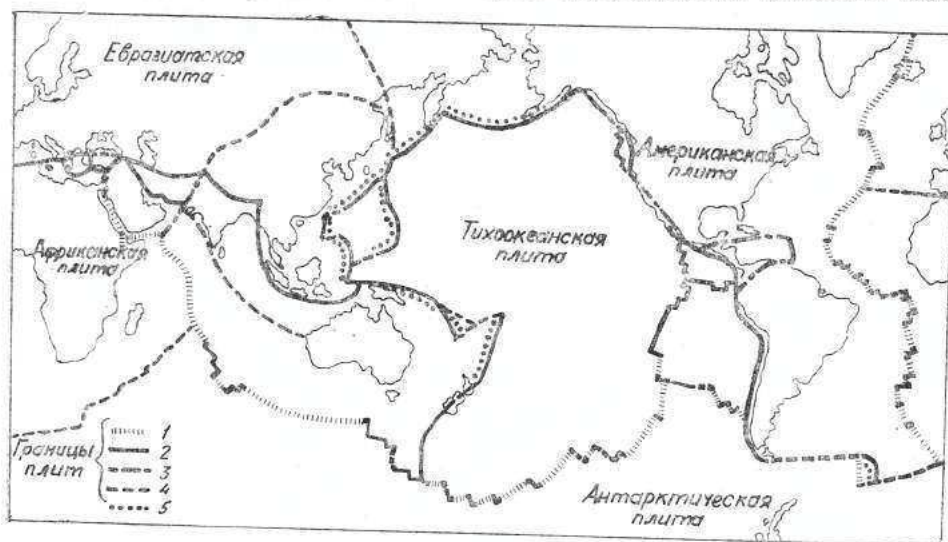


Рис. 97. Плиты литосферы и типы их границ. По Horsfield, Dewey (1971), с изменениями Atwater (1970), Barker (1970), Mc Kenzie (1970), Vine (1970).

Границы плит: 1 — оси «спрединга», 2 — зоны субдукции, 3 — трансформные разломы, 4 — характер неизвестен, 5 — островные дуги

ражают вращение вокруг полюса, имеющего определенное (устанавливаемое) положение (Mc Kenzie, Parker, 1967; Morgan, 1968; Le Pichon, 1968). Наиболее крупные из этих плит охватывают как жесткую океаническую, так и континентальную литосферу. В работе Айзакса, Оливера и Сайкса гипотезы «расширения дна океанов» и «тектоники плит» были рассмотрены в глобальном масштабе и объединены концепцией «новой глобальной тектоники» (Isacks, Oliver, Sykes, 1968).

Для более точной реконструкции движения плит проводились специальные геофизические и геологические исследования как в океанах, так и на окраинах континентов. Была предпринята попытка совмещения континентов с помощью составленных программ на вычислительных машинах (Sproll, Dietz, 1969; Smith, Hallam, 1970; Dietz, Sproll, 1970).

Согласно концепции «новой глобальной тектоники», различаются три главных типа границ плит:

1. Дивергентные или продуктивные зоны осевых частей срединно-океанических хребтов и аналогичных рифтовых зон, где господствуют напряжения растяжения и происходит образование океанической коры.

2. Конвергентные (резорбционные, субдукционные) зоны характеризуются напряжениями сжатия и существованием наклонных сейсмофокальных зон, так называемых зон Бениоффа (Benioff, 1949), достигающих верхней мантии, вдоль которых плиты океанической литосферы погружаются в мантию (Isacks et al., 1968; White et al., 1970).

3. Границы плит с горизонтальным сдвиганием смежных блоков, являющиеся крупными поперечными нарушениями типа океанических разломов или разлома Сан Андреас.

Считается, что образование дивергентных зон — осей растяжения или «спрединга» (spreading) можно ожидать в любом месте океанов. Этим объясняется «немедианное» положение Восточно-Тихоокеанского хребта (Hess, 1965; Vine, 1970). Вместе с тем, они могут и смещаться в пространстве и «исчезать» под континентом, а вместо них могут возникать новые зоны растяжения (Vogt et al., 1970). В качестве примеров «исчезнувших» осей «спрединга» рассматриваются рифт Лабрадора, по которому Гренландия отделилась от Северной Америки (Vogt et al., 1970) и кряж Дарвина в юго-западной части Тихого океана (Yeats, 1970). Хребет Кула в северной части Тихого океана считается полностью исчезнувшим в третичное время в Алеутском желобе (Grow, Atwater, 1970). Принимается также, что Северо-Американская плита, двигаясь к западу, перекрыла субдукционную зону на границе Северо-Американской и Восточно-Тихоокеанской платформ, большую часть последней, а местами даже рифтовую зону Восточно-Тихоокеанского хребта (Palmer, 1968; Yeats, 1970; Gilluly, 1969; Silver, 1969; Atwater, 1970).

В конвергентных зонах или зонах «всасывания» (subduction) погружаться может лишь океаническая литосфера, в то время как плита с континентальной корой, вследствие ее малой плотности не уходит под другую плиту литосферы. А. Рингвуд и Д. Грин (Ringwood, Green, 1966; Рингвуд, 1972) предложили петрологическую интерпретацию процесса погружения

океанических плит в мантию. По мере удаления от срединноокеанического хребта происходит охлаждение земной коры и подстилающей ее пластины мантии, безводный базальт переходит в поле устойчивости эклогита. Одновременно породы участков земной коры, расположенных близ поверхности и насыщенных водой, превращаются в амфиболит. Высокая плотность безводного эклогита ($\sim 3,5$ г/см³) по сравнению с плотностью перидотита мантии ($\sim 3,3$ г/см³) вызывает погружение земной коры в мантию. В опускающемся столбе вещества в конце концов весь базальт превращается в более плотный эклогит. Примерно таким же путем, но на значительно больших глубинах в эклогит будет превращаться амфиболит. В условиях высоких давлений, в результате частичного плавления эклогита или амфиболита (Рингвуд, 1971), происходит образование известково-щелочных магм. Связанный с субдукционными зонами андезитовый магматизм островных дуг вокруг Тихого океана рассматривается как основная причина формирования континентальной коры, а гранитоиды островных дуг — в качестве плутонической фазы этого вулканизма (Dickinson, 1970₂).

Таким образом, считается, что в конвергентных зонах одновременно с разрушением океанической коры заново образуется и континентальная кора, хотя характер и скорость этих процессов являются совершенно различными.

Высказывается мнение, что андезитовые вулканические пояса обнаруживают поперечную зональность в распределении щелочей: с увеличением глубины сейсмической зоны Бениоффа увеличивается и содержание калия (Dickinson, 1970). Эти данные подтверждали предположение о глубинном источнике андезитовой магмы. По мнению У. Диккинсона (1970₁), установление подобной зональности позволяет не только обнаружить ископаемые, т. е. неактивные зоны Бениоффа, но и установить направления их падения. Исходя из этого, Е. Мурс (Mooges, 1970) предполагает в Кордильерах сложное взаимодействие нескольких субдукционных зон, имеющих противоположные падения.

Еще одним характерным признаком островных дуг и орогенов, позволяющим установить направления погружения субдукционной зоны, считаются парные метаморфические пояса (Miyashiro, 1961). Лавсонит-глаукофановая фация, всегда развивающаяся на океанической стороне, указывает на существование сверхвысоких давлений — в условиях низких температур, возникающих в результате быстрого погружения холодной литосферы вдоль зоны Бениоффа (Dickinson, 1970₁).

Проанализировав данные по всему земному шару, Дж. Дьюи и Б. Хорзфилд (1970) выделили четыре типа орогенных зон (складчатых поясов), возникающих на границе движущихся плит: 1) орогены окраин континентов (андский тип), 2) орогены островных дуг (японский тип), 3) орогены на границе двух континентов (гималайский тип) и 4) орогены между континентом и островными дугами (новогвинейский тип).

Во всех случаях складчатые пояса образуются в местах сближения различных плит. В одних случаях происходит погружение океанических плит

вдоль зоны Бениоффа под континент (ортотектонический ороген), а в других — столкновение двух плит литосферы (паратектонический ороген) (Dewey, Horsfield, 1970).

Временем раскрытия современных океанов считается главным образом мезозой-кайнозой. В вопросе о том, имело ли место до этого времени расширение океанов и движение плит литосферы взгляды значительно расходятся: некоторые исследователи (Bennett, 1968, 1969) предполагают, что литосфера мобильность приобрела лишь 200—300 млн. лет назад, другие считают, что до этого происходило лишь растяжение океанов, без дрейфа континентов (Hurley, Rand, 1969). Однако высказывается предположение о том, что литосфера и на ранних этапах развития Земли была такой же мобильной, как в более позднее время (Dewey, Horsfield, 1970). Это представление допускает циклический характер развития океанов и изменчивую судьбу разрушающихся, дрейфующих и вновь объединяющихся плит литосферы (Wilson, 1966; Dewey, 1969₁; Dewey, Horsfield, 1970).

Считается, что в первую стадию образуется континентальная система расколов типа Восточно-Африканских грабенов или Байкальского рифта (рис. 98а). Позднее наступает стадия Красного моря (рис. 98 б), при которой в осевой зоне возникает полоса океанической коры. В результате дальнейшего «спрединга» (рис. 98 в) океан увеличивается, однако края океана

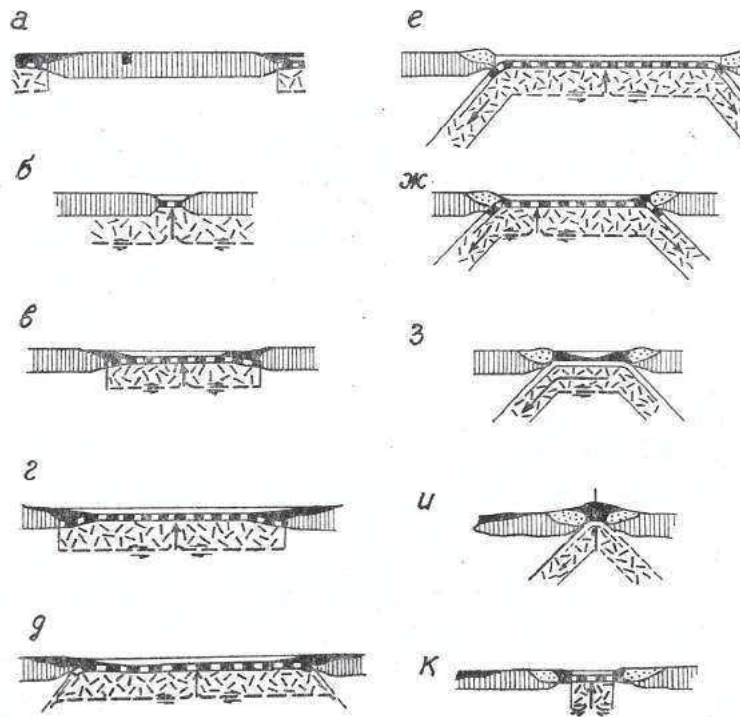


Рис. 98. Циклическое развитие океанов по Dewey (1969) с изменениями Schroeder (1971)

являются пассивными. Типичным примером этой стадии развития считается Атлантический океан (рис. 98г). Вслед за этим, в результате «истощения» других океанов, сокращения которых компенсировалось до сих пор раскрытием нового океана, или вследствие превышения некой предельной величины, вокруг нового океана начинается образование субдукционных зон (рис. 98д). Продолжение этого процесса приводит к наступлению Тихоокеанской стадии (рис. 98е). Однако возникновение субдукционной зоны возможно и внутри океана. В качестве примера приводится характеризующаяся сейсмической активностью зона Цейлон-Кокос в северо-восточной части Индийского океана. Эта зона считается конвергентной зоной в состоянии зарождения (*in statu nascendi*) (Sykes, 1970). Дальнейшая судьба океана, обладающего как осью растяжения, так и субдукционной зоной, зависит от соотношения масштабов растяжения и субдукции. Однако в дальнейшем, вследствие потери активности в осевой зоне растяжения, или же ее «исчезновения» (ухода) под континентальную плиту, несформированная океаническая кора прекращается и субдукция, и сближение континентов вызывают наступление стадии Средиземного моря (рис. 98з)²⁰. Наконец, края континентов смыкаются и возникает межконтинентальный ороген с фрагментами океанической коры (рис. 98 и). В качестве примеров таких геоструктур внутри орогенов, представляющих фронты коллизии континентов и рубцы на месте исчезнувших океанов, приводятся зона Инда в Гималаях, зона Ивреа в Западных Альпах и главные глубинные разломы Урала (Dewey, Horsfield, 1970).

Образование новых рифтовых зон и океанов может происходить как в области древнего кратона, так и в внутриорогенном фронте коллизии. Делаются попытки восстановления характера развития древних океанов, в частности развития Палеоатлантики (Dewey, 1969; Bird, Dewey, 1970; Dietz, 1972). Предполагается, что в позднем протерозое в фазу растяжения (стадии Красного моря и Атлантики) на краях океана имела место седиментация атлантического типа. В раннем палеозое, в первую очередь на восточном, а затем и на западном краях, образовались зоны Бениоффа, с которыми была связана вулканическая деятельность. В результате сокращения площади океана кластические образования из краев континента распространились через всю область океана. Затем в эпоху тектогенеза происходит закрытие океана. Линия раскрытия неоатлантического рифта в мезозое не совпадала с зоной старого рубца. Вследствие этого маленькие глыбы, являвшиеся в раннем палеозое частями Европы, расплосжены ныне на североамериканской стороне и наоборот, в частности, п-ов Новая Шотландия и восточная часть о. Ньюфаундленд являлись в это время частями Европы, а западная часть о. Исландия, северная часть Ирландии (Грампинские горы), Шотландские и Скандинавские горы — частями Америки.

²⁰ Примечательно, что подобные взгляды об идентичности процессов, приводящих к образованию Африканских грабенов, Красного моря и Атлантического океана, с позиции гипотезы расширения Земли, были высказаны С. Кэри (Carey, 1958), причем внутренние моря Средиземноморского пояса, в частности Черное и Каспийское моря, этим автором также считались реликтами океана Тетис. Подобное мнение высказывается и в работе Дьюи и Бёрда (Dewey, Bird, 1970).

Таковы основные положения концепции «новой глобальной тектоники».

Наиболее обстоятельный критический разбор этой гипотезы был произведен В. В. Белоусовым (1970) и В. Е. Хаиным (1972₁). Большинство из выдвинутых возражений, приводимых этими авторами, является вполне справедливым. Однако вслед за В. Е. Хаиным (1972₁) автор считает, что «эти упреки не подрывают основ гипотезы, а относятся лишь к ее неполноте, которая может быть преодолена в будущем».

Наиболее серьезными представляются возражения, касающиеся некоторых особенностей развития платформ, в частности явления эпиплатформенного орогенеза, а также цикличностей тектогенеза, фактически не рассматриваемых концепцией «новой глобальной тектоники». Убедительны высказывания о гипотетичности механизма погружения легкой литосферы в тяжелую мантию и игнорирование факта «длительной устойчивости и унаследованности структурного плана литосферы, определяемого, в частности, существованием планетарной сети глубинных разломов — линеаментов, общих для океанов и континентов» (Хаин, 1972₁).

Однако автор данной работы не видит особых противоречий в существовании глобальной регматической сетки и допущении значительных горизонтальных перемещений отдельных плит литосферы. Первичные, по отношению к деформациям разломы литосферы, с одной стороны могут представлять собой именно те «рельсы», по которым движутся эти плиты, а с другой стороны, они, по-видимому, выступают в качестве «материнских» разломов, раскрывающихся в зонах «спрединга». Кроме того, как отмечает В. Е. Хаин (1972₁), непрерывное смещение по трансформным разломам, одновременное с расширением океанических впадин, должно способствовать сохранению положения разрывов, что объясняет существование общих для смежных континентов и океанов структур. Что касается сохранения закономерных направлений планетарной трещиноватости на разных континентах, то это явление довольно удовлетворительно объясняется допущением скачкообразного изменения положения оси вращения Земли, причем «каждый раз угол, соответствующий углу между смежными направлениями регматической сетки» (Хаин, 1972₁). Интересные высказывания по этой проблеме имеются в работе Г. Н. Каттерфельда (1969).

Наряду с перечисленными можно привести и дополнительные возражения против некоторых общих положений гипотезы «новой глобальной тектоники». В первую очередь это касается горизонтальной миграции осей срединноокеанических хребтов, т. е. зон образования океанической коры и зон их погружения (субдукции). Л. Кнопов (1972) справедливо отмечает, что в настоящее время не известен механизм, который правдоподобно объяснил бы миграцию этих зон и (добавим от себя) тем более их «уход» под континенты. Представляется совершенно гипотетическим сохранение в этом случае растягивающих напряжений в зонах «спрединга», особенно при прохождении ими области

погружения, где они скорее должны уходить в мантию, а не под континент, как это и считается рассматриваемой гипотезой.

Явления «просвечивания» в континентах рифтовых зон океанов может объясняться не их миграцией, а продолжением в континентальную литосферу. В частности, нельзя говорить о какой-либо миграции и «уходе» под континент рифтовой зоны срединноиндийского хребта, непосредственно продолжающегося в рифт Аденского залива.

Сомнительна справедливость рассмотрения некоторых зон растяжения земной коры в качестве идентичных структур, находящихся на разных стадиях развития. В частности, вряд ли можно рассматривать таковыми Восточноафриканские грабены, рифт Красного моря, Атлантический океан и Средиземное море. Ведь длительность развития этих структур вполне соизмерима. Вместе с тем, если за это время, в результате «растекания» морского дна, образовался Атлантический океан, в рифте Красного моря возникла раздвиговая зона шириной лишь 50—60 км, а в Восточноафриканских грабенах дело вообще не дошло до разрыва континентальной коры. В случае же Средиземного моря и других аналогичных структур, как будет показано далее, на основании рассмотрения конкретных геологических данных, дело касается не реликтов океанической коры, т. е. еще не «захлопнувшихся» частей океана, а новообразованных структур, возникших опять-таки вследствие растяжения. Следовательно, можно говорить, видимо, о существовании в земной коре аналогичных, но разнотипных по характеру развития, структур растяжения.

Из зарубежных исследователей наиболее последовательным критиком новой глобальной тектоники является А. Мейерхофф. В недавней, довольно обширной работе этого автора, совместно с Г. Мейерхофф (1974) содержится суровая критика этой концепции. В ней приводится большое количество фактов из различных областей метеорологии, климатологии, биологии и палеонтологии, геологии и геофизики, а также океанографии. Мы не намерены здесь рассматривать все затрагиваемые этими авторами аспекты этой проблемы, отметим лишь то, что критика авторов, приверженцев гипотезы новой глобальной тектоники в отношении интерпретации развития Средиземноморского геосинклинального пояса представляется нам в основном справедливой, о чем специально будет сказано ниже.

Таким образом, «действительная картина движения и развития коры и мантии значительно сложнее, чем это рисуется схемами новой глобальной тектоники» (Хайн, 1972₁). Однако нельзя не увидеть, что основные идеи высказываемые сторонниками этой гипотезы о значительных горизонтальных перемещениях плит литосферы, о формировании новой коры в пределах некоторых зон растяжения земной коры, о явлении «растекания морского дна» в стороны от срединноокеанических хребтов и сопряженности процессов растяжения и сжатия в земной коре, выглядят весьма убедительными.

Особый интерес представляет для нас попытка некоторых авторов с позиции гипотезы новой глобальной тектоники рассмотреть развитие Средиземноморского пояса. Наиболее обстоятельны в этом смысле работы Дж. Смита (Smith, 1971) и Дж. Дьюи с соавторами (Dewey et al., 1973). В этих работах дается попытка интерпретировать развитие Средиземноморского пояса на основании рассмотрения палеомагнитных, а также некоторых данных бурения о характере дрейфа Европы и Африки от Северной Америки. Основой всех построений упомянутых авторов является существование на месте современного Средиземноморского пояса обширного доюрского океана Тетис, раскрывающегося на востоке и замыкающегося на западе. Смит допускает сравнительно простое сочленение Европы и Африки, а Дьюи с соавторами — существование между ними множества малых плит.

Смит выделяет три фазы спрединга Атлантики и соответственно три типа движения между Африкой и Евразией: первоначально крупное, направленное на восток (вправо) движение Африки в юре и большей части мела, затем сменяющееся во второй половине верхнего мела и в нижнетретичное время крупным движением преимущественно западного направления (влево), а в третью фазу предполагается сжатие, вызванное движением в северном направлении.

Дьюи и его соавторы считают, что относительное перемещение между Африкой и Северной Америкой началось примерно 180 млн. лет назад. В начальной фазе (180—148 млн. лет тоар-киммеридж) перемещение Африки происходило в юго-восточном направлении (фаза растяжения). 148 млн. лет назад началось вращение Африки против часовой стрелки. Это длилось до периода 80 млн. лет (киммеридж-сантон) — фаза частичного сжатия на востоке и сдвига на западе. После этого от 80 млн. лет до 63 млн. лет (сантон-дат-палеоцен) произошло резкое изменение плана относительного движения: Африка, продолжая вращаться против часовой стрелки, начала перемещаться в западном направлении по отношению к Европе (вновь сжатие). В период от 63 млн. лет до 53 млн. лет (дат-палеоцен-эоцен) произошло другое изменение: в это время имело место лишь сдвиговое смещение, направленное широтно (фаза растяжения). В период от 53 млн. лет до 9 млн. лет (эоцен-миоцен) происходит продвижение Африки на северо-запад (фаза сжатия). Начиная от 9 млн. лет до настоящего времени происходит в основном смыкающееся перемещение в меридиональном направлении. Авторы указывают серию предполагаемых полюсов вращения, способную передать ступенчатое перемещение Африки относительно Европы. Движения более мелких «срединных» микроплит «расшифрованы» Дьюи с соавторами «по характеру тектонических деформаций на их краях, а также на основании седиментационных и вулканических признаков орогенных поясов» (Dewey et al., 1973). Допускается дрейф отдельных сегментов внутри Средиземноморского пояса (например, Корсика—Сардиния считаются оторванными от Испании, Италия от Корсики—Сардинии и т. д.).

Краткое критическое рассмотрение отмеченных выше работ нам

хочется начать с весьма справедливого замечания А. и Г. Мейерхофф (1974): «Средиземное море и его окружение являются прекрасной иллюстрацией того, как океанографы, геофизики, физики и даже некоторые геологи (те, кто проводил полевые исследования в этом регионе лишь в ограниченных масштабах) могут прийти к совершенно необоснованным выводам, опираясь только на разноречивые океанографические и геофизические данные и игнорируя десятки тысяч результатов детальных полевых работ». Эти слова полностью можно отнести и к работам Смита и Дьюи с соавторами. Основные положения как одной, так и другой работы о характере взаимного перемещения Африки и Европы, кстати различные в этих работах и о существовании доюрского океана Тетис на месте современного Средиземноморского пояса, постепенно закрывающегося на протяжении мезо-кайнозоя, являются слишком схематичными и основаны на игнорировании множества конкретных геологических данных. В первую очередь следует отметить полное игнорирование указанными авторами факта отсутствия каких-либо следов существования домезозойского океана Тетис (Тетис I). Ведь они сами совершенно справедливо отмечают, что единственными свидетелями существования в прошлом океанических областей являются офиолитовые серии. Однако, как отмечает Дж. Смит, «нет ни одного явного офиолитового комплекса Тетиса I» и поэтому, «он был поглощен в зоне субдукции на его северном (Большой Кавказ) и южном (Понтиды, Малый Кавказ, Эльбурс) краях²¹. Дуги Большого и Малого Кавказа в конечном счете столкнулись и в течение третичного периода образовались остаточные части Тетиса I в виде Черного моря и Южного Каспия» (Smith, 1971). Не говоря уже о невозможности допущения древней шовной (рубцовой) зоны между Большим и Малым Кавказом, «где образовалась внутренняя Колхидо-Куринская депрессия», как считает Смит, полным игнорированием множества совершенно очевидных геологических данных является принятие впадин Черного моря и Южного Каспия за реликты океана Тетис I. Наложенный характер этих впадин в настоящее время не подлежит сомнению. Нет никакого основания считать за шовную зону домезозойского океана и действительно существующие в Средиземноморском поясе офиолитовые зоны Малого Кавказа, Таврид, Загроса-Омана. Ниже будет показано, что по всем данным образование этих офиолитовых зон происходило лишь с начала мезозоя, а в позднем палеозое, до триаса, Альпийская складчатая область характеризовалась континентальным типом строения земной коры, в пределах которой намечаются области байкальской (довендской) и более поздней салаирско-герцинской консолидации.

Таким образом, основная предпосылка для всех последующих построений Смита, а также Дьюи и соавторов о существовании палео-

²¹ Наиболее молодые офиолитовые ассоциации Большого Кавказа (Передового хребта) могут рассматриваться как реликты досреднепалеозойской океанической коры, выжатой и шарьированной уже в раннем карбоне (Баранов и др., 1973; Греков и др., 1974).

зойского океана Тетис I, унаследованного в мезозое, является довольно сомнительной. Однако в рассматриваемых работах имеется множество других бесспорных упущений, вызванных, главным образом, незнанием фактических данных о геологическом строении Средиземноморского пояса. Перечислим некоторые из них.

1. Данные о возрасте офиолитовых комплексов в большинстве случаев неверны как у Смита, так и Дьюи с соавторами. В частности, офиолиты Тавра, Загроса и Омана не являются верхнемеловыми (явное недоразумение!). Следовательно, раскрытие этих офиолитовых зон, как считает Дж. Смит, в позднем мелу не может свидетельствовать о движении Африки на запад. Напротив, поздний мел (субгерцинская фаза) — это время замыкания этих зон, образования меланжа и первых шарьяжей.

2. Дьюи и другими ошибочно определен возраст офиолитового комплекса и Малого Кавказа — альб-сеноман(?). Это время начала образования меланжа (Книппер, 1971₁, 1971₂, 1973), т. е. начала фазы сжатия, а не растяжения и образования океанической коры.

3. На южном крае Центрального Ирана Смитом допускается раннемеловая субдукция лишь на основании флишевой седиментации в зоне разломов Загроса. Однако флиш появляется здесь только после сжатия в субгерцинскую фазу!

4. Зонной субдукции считает Смит полосу развития среднеюрского вулканизма на Южном склоне Большого Кавказа, тогда как этот вулканизм по характеру указывает на условия растяжения, дробления северного края Закавказского срединного массива и расширения границ геосинклинали Южного склона Большого Кавказа.

5. В Средиземноморском поясе нет никаких геологических данных о существовании сдвиговых перемещений между Африкой и Евразией (вдоль шва Альпы, Карпаты, Балканы, Крым, Кавказ) в юре и мелу — правых, а в позднем мелу-эоцене — левых, как считает Смит.

6. Дьюи и др. справедливо считают, что в последнюю фазу (миоцен-антропоген) «Аравийская плита, пододвигающаяся под плиту Ван вдоль зон Загроса и Битлиса, проталкивает плиту Ван на север и выдавливает турецкую плиту на запад вдоль Анатолийского сдвига». Однако по многим геологическим данным Анатолийский сдвиг в Северной Турции развивается уже с позднего мела, во всяком случае с эоцена (Pavoni, 1961). Следовательно, движение имеет такой характер (продвижение Аравии к северу, а не к западу, как считают Смит и Дьюи с соавторами) уже с этого времени. Об этом же свидетельствует начало сжатия в позднем мелу и в Тавро-Загросской офиолитовой зоне.

7. И, наконец, как справедливо отмечают А. и Г. Мейерхофф, «проблематичные «пригонки» Смита (Smith, 1971) для различных островов и полуостровов современного Средиземного моря — абсолютное нарушение принципов геологии. Использование для реконструкции такого рода метода наименьших квадратов является неприемлемым». В еще большей мере, на

наш взгляд, сказанное относится к микроплитам Дьюи и др. (Dewey et al., 1973). При совмещении малых плит в западной части между Африкой, Европой и Америкой эти авторы абсолютно игнорируют данными геологии, причем для совмещения придают им совершенно произвольную форму.

Таким образом, даже это неполное перечисление серьезных упущений свидетельствует, на наш взгляд, о том, что попытки Смита и Дьюи и др. интерпретировать развитие Средиземноморского пояса с позиции гипотезы новой глобальной тектоники довольно неудачны.

2. Концепция океанического «фундамента» и глубинных шарьяжей

С позиции «новой глобальной тектоники» в последние годы сделаны попытки по-новому интерпретировать особенности строения и развития геосинклиналей (Brunn, 1959; Dietz, 1963; Thayer, 1969; Mitchell, Reading, 1969; Dewey, Bird, 1970; Dickinson, 1971). Особое внимание обращается на офиолитовые пояса, которые считаются ископаемыми эвгеосинклинальными зонами. На основании сравнения разрезов этих зон с разрезами океанической коры в особенности рифтовых зон срединноокеанических хребтов, высказывается мнение об их аналогичности²².

Одновременно А. В. Пейве (1969) высказывает соображения о том, что мезозойские эвгеосинклинали, как и современные, палеогеографически являлись частями Мирового океана, кора которого в современной структуре тектонически выжата по разломам, превращена в меланж и часто залегает в подошве крупнейших аллохтонных пластин. При рассмотрении этих вопросов А. В. Пейве были по-новому представлены многие кардинальные проблемы геологической теории, такие как проблема состава, стратиграфии и тектоники океанической коры геологического прошлого и начальных стадий развития геосинклиналей или эвгеосинклиналей, проблема инициального магматизма эвгеосинклиналей, характер движения земной коры и, таким образом, по существу, выдвинута новая концепция тектогенеза. Ниже приводится краткое изложение основных положений этой концепции и дается попытка ее критического анализа.

Основой для создания рассматриваемой концепции явилась расшифровка в свете новых данных о геологии и геофизике современных океанов, структуры и геологической истории некоторых сходно разви-

²² В последнее время Ю. М. Шейнманом (1974) высказаны сомнения об аналогичности эвгеосинклинальных серий с разрезами океанической пары, так как альпийские гипербазиты представлены главным образом мало- и среднеглубинными плагиоклазовыми и шпинелевыми гипербазитами, а океанические — наиболее глубинными гранатовыми перидотитами. Последние более бедны магнием и несколько богаче алюминием, щелочноземельными элементами и щелочами, чем альпийские. По данным Л. В. Дмитриева (1973), петрохимические отличия распространяются на породы как ультраосновного, так и основного типа. Однако, по нашему мнению, эти отличия не могут иметь решающего значения при определении типа земной коры. Более того, они вполне закономерны и имеют определенные причины (Дмитриев, 1973).

вающихся в течение мезозоя и кайнозоя складчатых сооружений и особенно тщательно Альпийско-Гималайского складчатого пояса.

Одной из главных особенностей строения этих поясов считается широкое развитие в них офиолитов альпийского типа и сопровождающих их образований, получивших название «тройственной ассоциации», «цветной смеси», «офиолитово-радиоляритовых серий» или «альпийского меланжа».

Вслед за Э. Бейли и У. Мак-Калином (Bailey, Mac-Callien, 1952—1954), а также основываясь на исследованиях, проведенных А. Л. Книппером (1966, 1968) на Малом Кавказе и В. Г. Казьминим (1965, 1966) в Сирии, А. В. Пейве считает, что меланж представляет собой «гигантский по мощности тектонит, состоящий из смеси пестрых по составу и цвету пород: гипербазитов, габброидов, диабазов, спилитов, туфов, розовых и зеленых кремнисто-глинистых сланцев, радиоляритов и экзотических глыб различных известняков и метаморфических сланцев» (Пейве, 1969).

На основании детального картирования площадей развития меланжа, изучения закономерностей в залегании отдельных формаций, слагающих меланж, а также сравнения их со стратифицированными не нарушенными офиолитовыми сериями, были построены сводные исходные стратиграфические разрезы офиолитовых серий до их превращения в меланж. А. В. Пейве пришел к выводу, что эти разрезы фактически не отличаются от разрезов океанического типа коры современных океанов: в обоих случаях в низах разреза располагаются перидотиты, выше лежат обычно сильно серпентинизированные гипербазиты. Затем следуют габброиды и формации диабазов и спилитов. Разрезы заканчиваются осадочно-вулканогенной толщей, среди которой важное значение имеют радиоляриты, разноцветные кремнисто-глинистые туфогенные сланцы и плитчатые известняки с радиоляриями. На основании единичных определений радиометрического возраста ультраосновных пород и габбро-амфиболитов (3860, 3250—1300 млн. лет, Пейве, 1969)²³ и палеонтологической датировки перекрывающих из эффузивно-осадочных серий (мезозой) А. В. Пейве высказал мнение о том, что внутри офиолитовых комплексов присутствуют две разновозрастные группы пород: ультрабазиты, габбро, габбро-амфиболиты представляют собой древний (докембрийский) фундамент, на котором в мезозойское время формировались однотипные вулканогенно-осадочные серии основного состава. Вместе с тем отмеченное сходство разрезов офиолитовых серий с разрезом коры океанического типа, как считает А. В. Пейве, не случайно и указывает на то, что породы офиолитового комплекса, расположенные в настоящее время внутри складчатых областей, являются реликтами (фрагментами) древних океанов.

²³ А. Л. Книппером (1973) приводятся дополнительные данные определения радиометрического возраста этих пород (габброиды массива Бракко в Италии — 420 ± 40 млн. лет, пироксениты массива Михалыччик в Турции — 306 ± 40 млн. лет, габбро-пегматиты Малого Кавказа — 582 ± 30 млн. лет).

Так как меланж всюду находится во вторичном залегании, вследствие его протрузивного (холодного) внедрения и перемещения по шарьяжам (Книппер, 1966, 1970), а полосы меланжа в Альпийско-Гималайском складчатом поясе «расположены беспорядочно и ориентированы по-разному», А. В. Пейве (1969) приходит к выводу, что «на Кавказском перешейке от оз. Севан до Аравийской платформы... мы имеем область сплошного развития мезозойской океанической коры, на котором аллохтоно лежат обширные блоки континентальной коры». Ширина океана Тетис, замкнувшегося в альпийскую эпоху складчатости, была, по мнению А. В. Пейве, значительной, и он охватывал площадь от Гималаев до Западно-Средиземноморской петли герцинид.

«В нижнем мелу произошла великая перестройка структуры не только Тетиса, но по-видимому, всей планеты, что следует из факта синхронности подобного же характера явлений и вокруг Тихого океана». «Суть этих явлений сводится к огромному латеральному перетеканию мантийного материала вместе с океанической корой и ее осадочным чехлом, к явлениям диагармоничного смятия, образованию меланжа, в результате чего океаническая кора на больших пространствах перекрывается континентальной корой. При этом в результате тектонического скучивания местами резко увеличивается мощность гранитного слоя во вновь образующемся складчатом поясе».

«К апту, местами немного позже, образовался меланж, океан Тетис полностью замкнулся и был перекрыт континентальной корой. К верхнему сенону этот процесс образования новой мощной коры окончательно завершился...»

«В зонах особенно большого тектонического окучивания сиалического материала и утолщения «гранитного» слоя коры возникали мезозойские граниты»...

«Собственно альпийская или третичная складчатость и шарьяжи привели к дальнейшему тектоническому скучиванию сиалической коры и ее дальнейшей магматической регенерации. При этом в значительных масштабах продолжались протрузии меланжа, тектонически выжатого и как бы вытекающего из глубины по всем крупным тектоническим глубинным шарьяжам и сдвигам».

«При продолжающемся в третичное время северном дрейфе глубинного материала скучивание сиалических масс в Альпийско-Гималайском поясе выражалось в образовании огромных шарьяжей — поддвигов...»

«Явления больших латеральных перемещений и деформаций коры и подкоровых масс в Альпийско-Гималайском поясе в течение мезозоя и кайнозоя охватывают, как мы видим, одновременно и платформы Гондваны и океан Тетис и впереди лежащие складчатые сооружения герцинид. Этот процесс тектонического течения масс особенно активным оказывается на глубине, что приводит к дисгармонии между структурами океанической и континентальной коры, образованию меланжа и протрузиям».

«Таким образом, формирование и развитие земной коры, т. е. явления, которые мы называем геосинклинальным процессом, нельзя связывать с физико-химическими и иными изменениями в мантии в пределах локальных структур, т. е. отдельных глубинных разломов, геосинклиналей, геосинклиналией и т. п. Геосинклинальный процесс и связанные с ним геологические явления возбуждаются какими-то исключительно мощными, неизвестными нам чисто механическими тектоническими силами, имеющими глобальный характер...»

Более подробно возможный механизм подобных явлений был рассмотрен А. В. Пейве в более ранней его работе (Пейве, 1961). Дифференциальные движения отдельных оболочек Земли вызываются, по мнению этого автора, «гравитационно-инерционными силами Земли». Причем блоки, обладающие разной плотностью, движутся с разной скоростью. Вследствие этого, между ними возникают зоны сжатия, а в «тылу» перемещающихся плит возникают условия растяжения. А. В. Пейве приводится множество примеров, подтверждающих одновременность процессов сжатия и растяжения в земной коре.

В более поздних работах (Пейве и др., 1971; Пейве, 1973) А. В. Пейве приходит к аналогичным выводам и относительно древних (до-мезозойских) геосинклиналей, которые, по его мнению, также проходили океаническую стадию. Наряду с образованием континентальной коры, в результате скучивания океанической коры и ее гранитизации в обстановке растяжения допускается возможность раскрытия континентальной коры и новообразование океанов. Вместе с тем на границе между континентальной и океанической корами, к концу океанической стадии развития может происходить и надвигание океанической коры на континентальную (Урал, Аппалачи). Признаком существования подобных явлений считается образование дикого флиша (олиостром), с матерьялом фундамента океанической коры.

Концепция А. В. Пейве в последнее время была критически рассмотрена В. Е. Хаиным (1972₁), по мнению которого, в этой концепции остаются неясными причины крупных горизонтальных смещений блоков литосферы, по существу, отрицаются первичные вертикальные ее движения, и, главное, остаются вне рассмотрения корни крупных тектонических структур, магматизма и глубинные факторы развития литосферы. Спорными являются также представления о тождестве всего пространства океанов и геосинклиналей на ранних стадиях развития и большом разрыве во времени формирования первого и второго слоев океанической коры. Остается непонятным что происходило в большинстве случаев «в течение огромного промежутка времени, предполагаемого между образованием первого и второго слоев, ибо на их границе нет ни следов выветривания, ни отложения осадков» (Хаин, 1972₁).

Очень серьезными представляются также возражения, высказываемые некоторыми исследователями на основании рассмотрения пересекающих геосинклинальный пояс и смежные с ним платформы длительно развивающихся поперечных поднятий (Жирилова, Петрушевский,

1972) и рифтово-вулканических поясов (Милановский, 1972), указывающих, в частности, на то, что взаиморасположение обрамляющих Средиземноморский пояс с севера и юга Европейского и Африканского материковых массивов «должно было быть в мезозое в принципе сходным с современным, хотя ширина Альпийского пояса в целом или отдельных его продольных зон могла испытывать в ходе развития этого пояса некоторые изменения (расширения и сужение)» (Милановский, 1972).

К рассмотренным выше можно добавить и некоторые другие возражения:

1. Непонятное игнорирование рассматриваемой гипотезой весьма убедительных данных об активном формировании новой океанической коры в узких зонах океанических рифтов, а также в современных рифтах Красноморского типа, указывающих на тесную связь этих процессов именно с глубинными процессами и движениями, проявляющимися главным образом в пределах этих локальных структур.

Непосредственная длительная связь земной коры с мантией на конкретных примерах неоднократно совершенно справедливо отмечалась В. В. Белоусовым. Следовательно, если происходят крупные перемещения континентальной коры, то они должны быть, безусловно, тесно связаны с такими же перемещениями на глубине (в верхней мантии), а не с независимыми движениями тонкой пластины гранитно-метаморфического слоя по древнему «холодному» океаническому фундаменту.

2. Совершенно непонятным представляется возможность образования внутренних морей, в частности Средиземного моря с субокеанической корой, после олигоценовых движений в «области растяжения разрыва и раздвигания гранитной коры», как это считает А. В. Пейве, в обстановке общего сжатия всей области его обрамления, без какого-либо участия в этом глубинных процессов и движений.

3. Маловероятен также процесс почти одновременного образования океанического фундамента и, в частности, слоя «З» океанов на огромных площадях в догеосинклиналию стадию развития Земли, тем более, что, как отмечалось, в современную эпоху, по всем имеющимся данным, ее формирование происходит лишь в узких раздвиговых зонах.

Некоторые возражения против рассматриваемой концепции вызывают также отдельные факты, не укладывающиеся в приведенную выше схему, однако они будут рассмотрены в следующей части работы.

Приведенные выше взгляды А. В. Пейве о характере строения и развития Альпийско-Гималайской складчатой области в последнее время были значительно развиты и несколько видоизменены А. Л. Книппером (1971, 1973).

А. Л. Книппер, в отличие от А. В. Пейве, присоединяется к тем исследователям (Муратов, Ханн, Белов), которые считают, что к началу мезозоя Альпийская складчатая область характеризовалась континентальным типом строения земной коры. Решающим доводом для него в пользу этой точки зрения является присутствие в современной структуре Альпийской складчатой области непрерывных осадочных разре-

зов мезозоя, в которых отсутствуют свидетельства движений австрийской фазы тектогенеза (Аппенины, Западный и Восточный Тавр, Загрос). А. Л. Книппер справедливо считает, что такая картина противоречит гипотезе А. В. Пейве о глобальном, геологически почти моментальном (конец юры — начало мела) дрейфе Африкано-Аравийской платформы к северу. Поэтому он допускает лишь локальное проявление австрийской фазы тектогенеза²⁴.

Так как для А. Л. Книппера габбро-амфиболитовый комплекс офиолитовой серии является аналогом слоя «З» океанов и имеет древний возраст, процессами, приведшими к формированию впадины с корой океанического типа на месте домезозойской единой платформы, могли быть только «горизонтальные движения внутри земной коры, которые как бы сорвали ее гранитно-метаморфическую оболочку с «базальтового» слоя». В отличие от сторонников «троговой» гипотезы, предполагавших автохтонное положение Пелагонийского, Мендересского и Киршехирского массивов, А. Л. Книппер считает эти массивы крупными аллохтонными пластинами, оторванными от эпипалеозойского складчатого сооружения, обрамляющего Тетис с севера. Следовательно, принимается, что в «мезозойское время на территории современной Альпийской складчатой области существовал огромный океанический бассейн, сопоставимый по размерам с современным Атлантическим океаном».

Предполагается, что процессы растяжения — «фаза открытия Тетиса», «начавшаяся в верхнем триасе в восточной части «Евразии», затем последовательно охватила более западные районы... К середине юрского периода континенты Евразии и Африки оказались разделены крупным океаническим бассейном, обрамлением которого служили палеозойские Европы и та часть Африкано-Аравийской платформы, которая в настоящее время выделяется под названием Иранского блока. Вдоль зоны сочленения этого блока со складчатой системой Сомхито-Агдамской зоны Малого Кавказа возник крупный и широкий залив океана Тетис, также характеризовавшийся океаническим типом строения земной коры и замыкающийся в районе южного ограничения современного Каспийского моря.

В конце юрского периода движения Европейского континента к северу замедлились или даже приобрели обратное направление. В результате этого явления вся северная часть океанической области охватывается складчатостью».

В Северной Анатолии и на Малом Кавказе эти движения проявляются в конце неокома. В результате проявления австрийской фазы, по мнению А. Л. Книппера, малокавказская ветвь океана Тетис прекращает свое существование. Вместе с тем позднеюрско-нижнемеловая складчатость не проявилась в морском бассейне южной части океана Тетис.

²⁴ Впервые подобная интерпретация фактов была предложена В. Г. Казьминным (1971), который за надвинутый к северу аллохтон принимал лишь область кристалликума к северу от Таврско-Загросско-Оманского офиолитового пояса, считая последний ископаемым рифтом Красноморского типа.

Считается, что образование серпентинитового меланжа в области, отвечающей современной Севано-Акеринской зоне, происходит в основном в австрийскую фазу, в результате продвижения к северу и пододвигания сиалических масс Африкано-Аравийской платформы под породы кристаллического основания герцинского обрамления северного побережья Тетиса. Одновременно происходит отток масс меланжа в обратном, южном направлении.

Следующий этап развития Альпийской складчатой области считается непрерывным этапом тектогенеза, охватывающим промежуток времени от начала верхнего мела до неогена включительно. С мощными движениями конца верхнего мела связано образование крупных покровов на северном крае Африкано-Аравийской плиты. Эта фаза, как предполагает А. Л. Книппер, обязана своим происхождением встречному движению континентальных блоков Европы и Африки, «которые как бы раздавили и выжали на поверхность породы океанического разреза океана Тетис». Причем, именно с этим временем связывается, в основном, возникновение крупных покровов кристаллических масс (Мендересский и Киршехирский массивы), оторванных от северного континентального обрамления океана Тетис. «В это время происходит воссоединение верхнепалеозойского континента Еврафрики». Таким образом, становление континентальной коры на месте океана Тетис, как считает А. Л. Книппер, «не связано с процессами гранитизации и метаморфической переработки океанических комплексов пород, а целиком обязано латеральному перемещению огромных блоков сиалических масс, возникших в домезозойское время».

Формирование серпентинитового меланжа Северного и Центрального Ирана связывается с возникновением в верхнем мелу в теле Иранского блока узких разнонаправленных прогибов, вследствие раскалывания этого блока во время его дрейфа в южном направлении и перекрытия на значительном расстоянии океана Тетис. Вначале в связи с образованием зон растяжения в этих прогибах, совпадающих во времени с максимальным сжатием систем Загроса и Тавра, накапливаются глубоководные осадки, флиш и вулканогенные породы андезито-базальтового комплекса. «В дальнейшем, в эоцене в результате сжатия происходит замыкание этих впадин и внедрение протрузий серпентинитового меланжа в зону утонения гранитно-метаморфического цоколя Иранской части Африкано-Аравийской платформы.

Итак, вслед за А. В. Пейве, А. Л. Книппер считает, что все тектонические и магматические процессы: раздвижение континентальных блоков Еврафрики, горизонтальное перемещение крупных блоков земной коры и возникновение совершенно различных продуктов магматизма происходит на древнем «догеосинклинальном» субстрате. Догеосинклинальный, океанический этап развития, по мнению А. Л. Книппера, нельзя выделить в качестве эвгеосинклинального, его следует отделить от геосинклинального развития, приводящего к формированию коры континентального типа.

Нетрудно видеть, что основные возражения, выдвинутые нами против концепций А. В. Пейве, остаются в силе и в отношении рассмотренной выше ее модификации. Вместе с тем, как нам представляется, возникают некоторые дополнительные неясности и трудности.

1. Как отмечалось, А. Л. Книппер опровергает (и вполне справедливо) представление «глобального, геологически почти моментального (конец юры — начало мела) дрейфа Африкано-Аравийской платформы к северу». Однако им же допускается не менее моментальное (главным образом нижняя и средняя юра) раскрытие «огромного океанического бассейна, сопоставимого по размерам с современным Атлантическим океаном», в результате крупнейшего дрейфа к северу и югу тончайших гранито-метаморфических пластин «скользящих» по древнему океаническому ложу.

2. Одним из основных и наиболее аргументированных положений рассматриваемой концепции является сопряженность процессов сжатия и растяжения в земной коре. Вместе с тем, в период раскрытия этого громадного океана ни к северу, ни к югу от этой области растяжения, нет признаков соизмеримого по масштабам сжатия земной коры. Напротив, этот период является периодом наиболее ярко выраженного растяжения, прогибания и деструкции коры на Большом и Малом Кавказе. В ранней и средней юре погружения охватывают также Центральный и северный Иран, большую часть Закавказского срединного массива и Центральную Анатолию, причем во многих местах растяжение коры сопровождается проявлением инициального магматизма. Признаки растяжения в это время намечаются и к югу от «раскрывающегося в это время» океана, в частности согласно концепции «расширения океанического дна», в это время уже начинается раскалывание Гондваны и заложение раздвиговой зоны между Американским и Африканским континентами.

3. Вряд ли с позиции рассматриваемой концепции можно представить себе механизм, удовлетворительно объясняющий неоднократное изменение знака перемещения и совершенно независимого движения Иранского блока (вернее скользящей сиалической пластины): в ранней и средней юре — к югу, в поздней юре и раннем мелу — к северу, а с позднего мела вновь к югу. При этом совершенно неясно, почему в позднем мелу при движении Иранского блока к югу в нем образуются структуры растяжения в виде узких линейных прогибов, а затем, в эоцене, при таком же движении, происходит сжатие и замыкание этих прогибов и возникновение протрузии меланжа, тем более что большинство офиолитовых зон Иранского блока ориентировано вдоль подразумеваемого направления движения.

4. Так как породы офиолитовой серии в рассматриваемой области повсеместно имеют аллохтонное залегание и корни этих шарьяжей в большинстве случаев неизвестны, А. Л. Книппер считает, что методически неверно в таких случаях восстанавливать зону офиолитовых трогов по современным полям распространения этих пород. «Современная

линейная, а иногда и очень прихотливая в плане форма офиолитовых «поясов» связана не с первичным положением трога, а с более молодыми складчатыми структурами, возникшими в результате наложения друг на друга нескольких этапов складкообразовательных движений». Нетрудно однако убедиться в том, что сам А. Л. Книппер, во многих случаях, разрозненные выходы офиолитовых комплексов считает едиными шовными зонами между континентальными блоками, которые «раздавили и выжали на поверхность породы океанического разреза океана Тетис». Таковыми, в частности, являются выделяемая А. Л. Книппером шовная зона между Африкано-Аравийским и Анатолийско-Иранским блоками, Севано-Акеринская шовная зона между Иранским блоком и Сомхито-Агдамской зоной Малого Кавказа. Офиолитовый шов должен маркировать, по всей вероятности, и границу между Анатолийским и Иранским блоками, так как, по мнению А. Л. Книппера, их также разделяло обширное пространство океана Тетис.

Изложенное выше позволяет заключить, что ряд положений концепции А. В. Пейве и ее модификации, предложенной А. Л. Книппером, являются довольно спорными. Вместе с тем, как будет показано в следующей части работы, некоторые важные положения этой концепции находят подтверждение в ряде установленных в настоящее время фактов в пределах рассматриваемой нами части Средиземноморского пояса.

ГЛАВА V

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ АНАТОЛИЙСКО-КАВКАЗСКО-ИРАНСКОГО СЕГМЕНТА СРЕДИЗЕМНОМОРСКОГО ПОЯСА

В настоящее время имеется довольно обширный материал о геологическом строении и развитии Средиземноморского пояса. Особенно ценными в этом отношении являются опубликованные в последнее время обобщающие работы М. В. Муратова (1962, 1969, 1970), В. Е. Хаина (1968, 1969, 1970) и А. В. Пейве (1969). Кроме того, вопросам тектонического строения и магматизма отдельных регионов интересующего нас сегмента Средиземноморского пояса посвящены работы: Ш. А. Адамия (1968), Г. Д. Аджирея (1963, 1964), Ш. А. Азизбекова (1952, 1961, 1972), А. Т. Асланяна (1958, 1970), С. И. Баласаняна (1967, 1970), А. А. Белова (1965, 1967, 1968, 1973), В. В. Белоусова (1938—1940, 1939, 1962), Л. А. Варданянца (1947), М. И. Варенцова (1950), Н. Б. Вассоевича (1937, 1940), А. А. Габриеляна (1959, 1970₁, 1970₂, 1972), П. Д. Гамкрелидзе (1949, 1957, 1960, 1966, 1972), А. И. Джанелидзе (1940, 1942, 1953, 1963), Г. С. Дзоценидзе (1948, 1966), Г. М. Заридзе (1959, 1961, 1967), В. Г. Казьмина (1965, 1966, 1971, 1974), И. Р. Кахадзе (1947), М. А. Кашкая (1947), А. Л. Книппера (1966, 1970, 1971₁, 1971₂, 1973), М. Г. Ломизе (1970, 1971), Е. Е. Милановского (1963, 1968, 1969, 1969₂, 1970), М. В. Муратова (1949, 1960), К. Н. Паффенгольца (1959), В. П. Поникарова (1967), В. П. Ренгартена (1930, 1937₂, 1939), М. М. Рубинштейна (1951, 1960, 1967), Н. И. Схиртладзе (1958), Н. Ф. Татришвили (1940, 1959), Г. А. Твалчрелидзе (1966, 1972), В. Е. Хаина (1949, 1953, 1959, 1964₂), А. Л. Цагарели (1964, 1966), А. А. Чиковани (1959₂, 1972), Д. М. Шенгелия (1972), Э. Ш. Шихалибейли (1956, 1966, 1967, 1972) и др., а также работы зарубежных авторов: Д. Бёрда (1971), М. Блюменталья (1946, 1947, 1963), Р. Бринкманна (1966, 1968, 1971, 1973), И. Брюнна и др. (1970, 1973), А. Гансера (1955), И. Гасса (1968), Ф. де Грацианского (1967, 1968), Э. Илхана (1967, 1971), Е. Крауса (1956, 1965), И. Кетина (1965, 1966₁, 1966₂), А. Краёза (1963₁, 1963₂), К. Метца (1956), Риго де Риги и Кортезини (1964), Л. Рико (1968), Х. Фёрстера (1968), Р. Фюрона (1955), Хенсона и др. (1949), Цанкла (1961), В. Шмидта (1960), Дж. Шгёклина (1966), К. Эрентоза (1967) и многих других. За последнее время опубликованы также геологические карты Ирана (М 1:2 500 000) (Geol. map of Iran, 1959) и Турции (М 1:500 000) (Geol. map of Turkey, 1964).

Помимо этих литературных источников, в отношении Кавказа, автор опирался на собственные исследования, проведенные в 1957—1973 гг. на южном склоне Большого Кавказа, Грузинской глыбе и в северной части Малого Кавказа, а также на данные сравнительно кратковременных геологических наблюдений на территории Азербайджана и Армении.

Заложение Средиземноморского геосинклинального пояса (Тетиса), по данным большинства исследователей, приурочено к началу байкальского этапа (Муратов, 1969, 1970; Хаин, 1969₂, 1970 и др.).

По мнению В. Е. Хаина, в Средиземноморском поясе местами сохранились фрагменты более древнего основания, в виде доверхнерифейских высокометаморфизованных образований. В пределах рассматриваемого сегмента этого пояса таковыми, возможно, являются ядра гнейсовых куполов Мендересского и Киршехирского массивов в Анатолии. Уничтожение этого древнего гранито-гнейсового слоя коры «по крайней мере частично, восходит к достаточно отдаленному времени. Можно предполагать, что уже заложение Тетиса сопровождалось растяжением, утонением и даже разрывами континентальной коры» (Хаин, 1970).

Байкальский тектогенез охватил почти всю обширную площадь Средиземноморского пояса. В настоящее время трудно выделить отдельные эпохи байкальского тектогенеза и области их проявления. Однако в пределах рассматриваемой части пояса (в Анатолийско-Кавказско-Иранском сегменте) в общих чертах могут быть намечены области проявления более раннего—докембрийского (собственно байкальского) диастрофизма: Родопско-Истранжский массив (Кожухаров, 1967, Brinkmann, 1971) и Западные Понтиды, большая часть Мизийской плиты и Южная Добруджа, Центральная и Южная Анатолия (Кетин, 1966; Brinkmann, 1971), Иран (Штёклин, 1966), Афганистан (Казьмин, Кулаков, 1969), Северный Кавказ (Потапенко, 1969) и более позднего — позднебайкальского, правильное салаирского, тектогенеза: Центральная Добруджа и Сербо-Македонский массив (Дмитриевич, Чирич, 1966; Хаин, 1970); Старая Планина, Мизийско-Галатская глыба или Северо-Анатолийское поднятие (Brinkmann, 1966, 1971), Восточные Понтиды и северное Закавказье (рис. 99 в приложении). Однако вопрос о возрасте фундамента Закавказского срединного массива требует более подробного анализа. Пожалуй следует начать с вопроса о возрастном взаимоотношении кристаллических и метаморфических сланцев Дзирульского выступа Грузинской глыбы, недавно вновь возрожденного болгарскими геологами Д. Кожухаровым и И. Бояновым (1971). Этими исследователями вдоль контакта нижнекембрийской диабаз-филлитовой толщи с палеозойскими ультрабазитами и частью верхнепалеозойскими розовыми гранитами, был обнаружен «горизонт среднеобломочных и гравийных конгломератов», содержащий «гальку и валуны, состоящие из пегматита, аплита, кварца, биотита, амфиболовых и двуслюдяных гнейсов, двуслюдяных сланцев, амфиболитов и темно-серых филлитов», считающийся базальной частью диабаз-филлитовой толщи (Кожухаров, Боянов, 1971). Исходя из этого, кристаллические сланцы Дзирульского массива указанные авторы относят к доке-

мбрию, допуская существование длительного перерыва, отделяющего время их формирования от времени образования нижнекембрийской²⁵ диабаз-филлитовой толщи, связанного с проявлением байкальских орогенных движений. В пользу этого утверждения, по мнению Д. Кожухарова и И. Боянова, говорит также отмечаемый ими факт захвата «ранними сериями палеозойских гранитов», в качестве ксенолитов, мигматитов, с присущими им складчатыми деформациями.

Автору предоставилась возможность ознакомиться со строением области распространения метаморфических сланцев Дзирульского массива и убедиться в недостаточной обоснованности указанных выше утверждений Д. Кожухарова и И. Боянова. Наблюдения показали, что конгломератовая пачка, прослеживаемая вдоль северного края выхода диабаз-филлитовой толщи²⁶, имеет всюду тектонический контакт с последней и косо срезает различные ее горизонты, что хорошо видно и на составленной отмеченными авторами геологической схеме. Правда, выход среднеобломочных конгломератов этими авторами отмечается и внутри филлитов, якобы в ядре антиклинальной складки, но, на наш взгляд, положение этой пачки в разрезе сильно дислоцированной филлитовой толщи является отнюдь невыясненным. Следовательно, нет никаких прямых геологических данных считать указанные конгломераты базальной частью диабаз-филлитовой толщи.

Галька плагиогранита, добытая М. Б. Абесадзе и Г. К. Цимакурдзе из гравийных конгломератов, обнажающихся на водораздельном хребте между рр. Лопанисцкали и Чератхеви, вдоль дороги, следующей из ущелья реки Лопанисцкали в сел. Чорчана, по определению М. М. Рубинштейна, имеет аргоновый возраст немногим меньше 500 млн. лет (верхи кембрия). Но возраст гранитов, согласно этому автору, явно занижен. Как будет видно из дальнейшего рассуждения, нам наиболее вероятным представляется их среднекембрийский возраст. Следует отметить, что пачка гравийных конгломератов, прослеживаемая к юго-западу и обнажающаяся в ущ. р. Рцхила-Богира, по нашим наблюдениям, содержит также обломки микроклиновых гранитов и темно-серых и черных филлитов.

Что касается отмеченного Д. Кожухаровым и И. Бояновым безусловно очень интересного и действительно наблюдаемого факта — присутствия в «ранних сериях палеозойских гранитоидов» включений мигматитов, то он не может свидетельствовать именно о докембрийском возрасте указанных мигматитов, так как в настоящее время на основании геохронологических и геологических данных высказывается мнение

²⁵ Нижнекембрийский возраст метаморфических сланцев Дзирульского массива, на основании находок катаграфии (определение З. А. Журавлевой), вновь подтвержден Д. Кожухаровым и И. Бояновым (1971).

²⁶ Наиболее обширное поле конгломератов, отмеченное на геологической схеме указанных авторов на правом склоне р. Чератхеви, по заключению М. Б. Абесадзе (устное сообщение), представлено псаммитовыми туфами.

о раннегерцинском возрасте (330—345 млн. лет) указанных «ранних серий гранитоидов» Дзирульского и других выступов фундамента Закавказского срединного массива (Рубинштейн, 1960, 1967; Адамия, 1968). Однако к этому вопросу мы еще вернемся.

Наконец, нельзя не обратить внимание на то, что среди филлитовой толщи Д. Кожухаров и И. Боянов (1971) отметили выход «докембрийских двуслюдяных кристаллических сланцев» в виде совершенно причудливого горста, якобы объясняющего неожиданное здесь их появление.

Таким образом, приведенные Д. Кожухаровым и И. Бояновым данные, как нам представляется, не дают основания сомневаться в выводах большинства предыдущих исследователей, рассматривавших кристаллические и метаморфические сланцы в качестве единой серии пород, в которой кристаллические сланцы занимают более низкие горизонты (Джанелидзе, 1942; Белянкин, Петров, 1945; Чихелидзе, 1948; Адамия, 1968). Обнаруженная же болгарскими геологами конгломератовая пачка является по возрасту, видимо, послекембрийской, так как, по нашему мнению, содержит обломки докембрийско-нижнекембрийских метаморфитов (крист. сланцы, филлиты) и средне- и верхнекембрийских? гранитоидов.

Однако рассмотренный выше вопрос не решает основной проблемы возраста становления кристаллического фундамента Закавказского срединного массива. На сегодняшний день все еще существуют различные мнения по этому вопросу. М. В. Муратов (1962, 1969), А. А. Белов (1965), В. Е. Хаин (1969), А. А. Габриелян (1971), А. Т. Асланян (1970), П. Д. Гамкрелидзе (1972) формирование этого субстрата связывают с байкальским (а точнее с позднебайкальским) тектогенезом. Существует взгляд и о более молодом — герцинском возрасте (Рубинштейн, 1967; Адамия, 1968). Последнее мнение основано главным образом на сходстве метаморфических образований Закавказского срединного массива с таковыми Большого Кавказа²⁷ и на результатах геохронометрических измерений (Рубинштейн, 1960, 1967). Не оспаривая хорошо аргументированного мнения о существовании ярко выраженных ранне- и позднегерцинских эпох метаморфизма и гранитообразования на Кавказе²⁸, автор все-таки склонен временем формирования фундамента Закавказского срединного массива считать позднекембрийскую (салаирскую, раннекаледонскую, позднебайкальскую — по разным

²⁷ Последние в Софийском блоке Большого Кавказа безусловно представляют герцинский геосинклинальный комплекс (Адамия, 1968; Адамия и др., 1973). Однако в Тебердино-Дигорском блоке, по-видимому, обнажается и докембрийский фундамент палеозойской геосинклинали Большого Кавказа. Вместе с тем структура Главного хребта Большого Кавказа, в связи с возможным обнаружением здесь покровов, подобно Передовому хребту, может в действительности оказаться намного более сложной, чем она представляется в настоящее время.

²⁸ Хотя определение истинного возраста становления бескалципатовых гранитоидов закавказских массивов все еще может вызывать некоторые разногласия.

авторам) эпоху тектогенеза. Это соображение основано на следующих фактах: 1) во всем Закавказье в составе кристаллического фундамента не установлены палеозойские геосинклинальные толщи моложе нижнего кембрия²⁹, 2) метаморфизованные образования Закавказского срединного массива первично дислоцированы в другом плане (юго-запад-северо-восточные простирания гнейсовидности, сланцеватости и реликтов слоистых пород на Дзирульском массиве и северо-северо-западное — на Храмском и Локском массивах), чем на геосинклинальные палеозойские отложения Большого Кавказа, 3) в бескальциевых гранитоидах Дзирульского массива в виде ксенолитов присутствуют включения сильно деформированных мигматитов (рис. 100)³⁰.

В Закавказье нет каких-либо прямых данных о точном времени



Рис. 100. Ксенолит мигматизированного и складчатого биотитового кристаллического сланца в гнейсовидном гранодиорите (ущ. р. Думала, Дзирульский массив). Фото автора

²⁹ Ранее относимые к палеозою вулканогенные толщи в Загезурском районе Армении сейчас считаются метаморфизованным мезозоем (Акопян, 1963; Белов, 1969; Габриелян, 1970; Барсебян и др., 1972). К мезозою относится и апаранская свита Мисханского массива (Белов, Соколов, 1973), считавшаяся ранее нижнепалеозойско-девонской.

³⁰ На основании проведенного автором совместно с И. Д. Шавишвили исследования последовательности процессов деформации и кристаллизации в ксенолитах деформированных мигматитов, в отношении отдельных минералов (в частности биотита) установлены явления постдеформационной кристаллизации (Sander, 1950; Karl, 1965). Это указывает на наличие здесь по крайней мере двух стадий минералообразования, разорванных во времени процессом деформации. Следует отметить, что, по данным М. М. Рубинштейна (1967), имеется много примеров радиологически вполне надежного установления наличия в метаморфических толщах нескольких стадий минералообразования, резко разорванных во времени.

проявления кембрийской складчатости и тем более данных для суждения о том, следует ли ее относить к каледонскому или байкальскому тектогенезу. Однако в последнее время вопрос о проявлении складчатостей позднего докембрия и кембрия был подвергнут тщательному анализу (Кудрявцев, 1973; Алтухов и др., 1973). На основании рассмотрения обширного материала по складчатым сооружениям Южной Сибири и Северной Монголии, являющимся тектонотипами при выделении складчатостей позднего кембрия и кембрия и сравнения времени и тектонического их положения с идентичными складчатостями Западной Европы, Г. А. Кудрявцев (1973) приходит к вполне обоснованному выводу о том, что кембрийский тектогенез (складчатость второй половины и конца кембрия) принадлежит к самостоятельной салаирской тектонической эпохе, промежуточной между байкальской и каледонской. К такому же выводу, также на основании обширного материала по Центральной Азии, приходят Е. И. Алтухов, А. Д. Смирнов и Б. И. Красильников (1973). Эти авторы считают, что все последующие геосинклинали фанерозоя имели соизмеримое с салаиридами время развития (порядка 150—300 млн. лет). На существование общепланетарной салаирской (сардинской) тектоно-магматической фазы, исходя из радиологических данных, указывает и М. М. Рубинштейн (1967).

Изложенное выше позволяет заключить, что в пределах рассматриваемого сегмента Средиземноморского пояса, между Африкано-Аравийской и Восточно-Европейской древней (дорифейской) платформами в составе складчатого фундамента, наряду с областями байкальской складчатости, намечается область, более поздней — салаирской консолидации, охватывающая к началу каледоно-герцинского цикла, по всей вероятности, большую часть современной Черноморской впадины, Мизийско-Галатскую глыбу, Восточные Понтиды, все северное Закавказье и Южнокаспийскую впадину, т. е. почти всю центральную часть рассматриваемого сегмента Средиземноморского пояса (см. рис. 99). Вместе с тем, совершенно очевидно, что интенсивность складчатых деформаций, метаморфизма и гравитообразования, связанных с салаирским тектогенезом в Закавказье была весьма умеренной, чем и вызвана, по-видимому, очень интенсивная герцинская тектоно-магматическая переработка именно области проявления этой наиболее ранней складчатости в фанерозойском развитии.

Присутствие вулканогенных пород в байкальском и байкальско-салаирском комплексах указывает на первично геосинклинальную их природу, причем можно предполагать, что местами эта геосинклиналь закладывалась на океанической коре, реликтами которой могут являться тектонические линзы серпентинитов, габбро и амфиболитов, заключенные в метаморфитах Дзирульского массива. Примечательно, что небольшой выход серпентинитов недавно был обнаружен и на Храмском массиве (Хуцишвили, 1973).

Ввиду фактического отсутствия движений, связанных с каледон-

ским тектогенезом³¹ в большей части Средиземноморского пояса, и, в частности рассматриваемом сегменте, нет оснований выделять самостоятельный каледонский цикл развития и, по справедливому мнению В. Е. Хаина (1970), следует говорить об едином каледоно-герцинском этапе (цикле).

Погружения в начале каледоно-герцинского цикла были неравномерными. Местами они сопровождались заложением геосинклинальных систем. В частности в это время образовался многогеосинклинальный прогиб в Северной Анатолии (Западные Понтиды), который на западе, по данным Бринкмана (1966, 1971), непосредственно увязывался с аналогичным прогибом Истранжа и Старой Планины.

Максимальное растяжение в это время испытывают зоны Передового и Главного хребтов, где оно приводит, видимо, к полному разрыву эпибайкальской континентальной коры и формированию здесь океанической коры. В. Е. Хаин (доклад на семинаре по теоретической геодинамике в МГУ, февраль 1974) в Передовом хребте и южной части Предкавказской платформы выделил два разновозрастных офиолитовых пояса — северный Бедено-Малкинский — позднедокембрийский и южный Передового хребта — среднепалеозойский. Уруштенский комплекс В. Е. Хаин рассматривает как часть офиолитовой ассоциации досреднедевонского возраста и считает реликтом океанической коры этого времени³². Причем, этим автором ранее (Хаин, 1974) отмечалось, что тектоническая позиция этого комплекса нуждается в ревизии и мнение о сравнительно простой структуре Передового хребта может оказаться неверным. Относительно пологие складки могут представлять собой лишь анти- и синформы, образовавшиеся в раннеорогенную стадию и смявшие более ранние пластины шарьяжа. Этот вывод недавно полностью подтвердился новыми исследованиями И. И. Грекова и др. (1974), показавшими покровное строение зоны Передового хребта. В подошве, а также в составе покровов отложений силура-среднего девона в бассейнах рек Теберды и Маруха этими авторами указываются тела серпентинизированных ультрабазитов, габбро, плагиогранитов, считавшихся ими интрузивными. Но по справедливому мнению В. Е. Хаина, это скорее всего элементы меланжа. Таким образом, вслед за В. Е. Хаином можно считать, что в досилурийское время непосредственно к югу от зоны Передового хребта находилось пространство с океанической ко-

³¹ Слабые движения, а местами и гранитообразование, приуроченные к каледонскому тектогенезу, отмечаются: более ранние — на Большом Кавказе (Афанасьев, Рубинштейн, Шенгелиа, 1969) и в Таврском многогеосинклинальном прогибе (Белов, 1973), более поздние — в Северной Анатолии (Brinkmann, 1971) и в Северном и Восточном Иране (Штёклин, 1966).

³² По мнению В. Е. Хаина (доклад в МГУ, 1974), в среднем палеозое вдоль южного ограничения зоны Передового хребта функционировала наклоненная к северу зона Бениофа. Нам более вероятным представляется существование пары зон Бениофа, наклоненных в разные стороны, продолжающих развиваться и в течение позднего палеозоя, обуславливающих тем самым герцинскую магматическую активность Предкавказья, Большого Кавказа и Северного Закавказья.

рой, впоследствии (в нижнем карбоне) подвергшееся выжиманию и перемещению к северу, с перекрытием эпибайкальской континентальной коры.

Со стадией растяжения в начале каледоно-герцинского цикла связано возникновение и других зон прогибания, в частности, видимо, в силуре на Южном склоне Большого Кавказа закладывается многогеосинклинальный прогиб (Сванетская геосинклиналь). Позднее, в девоне на Восточно-Европейской платформе образовался Днепровско-Донецкий авлакоген. Значительное погружение, правда растянутое на весь палеозой и почти непрерывно продолжавшееся в мезозое, испытывала и вся южная часть рассматриваемого сегмента Средиземноморского пояса — Таврско-Загросская полоса (Кетин, 1966; Штёклин, 1966; Эрентоз, 1967; Хаин, 1970; Brinkmann, 1971; Белов, 1973), а также Эльбурс (Штёклин, 1967; Хаин, 1969, 1970) и, по-видимому, его непосредственное западное продолжение — Среднеараксинский пояс, особенно его южная Приараксинская зона (Асланян, 1970; Габриелян, 1970). Между тем перечисленные сравнительно узкие зоны были разделены более обширными областями умеренного погружения, а местами и размыва. Таковыми являлись: область современного Черного моря — «Понтийская суша» (Brinkmann, 1971, 1974), все Закавказье, между геосинклиналью Большого Кавказа и Араксинско-Эльбурсским прогибом (особенно ее центральная часть) и Центральный Иран и Афганистан (Казьмин, Кулаков, 1969). Таким образом, в рассматриваемом сегменте Средиземноморского пояса «в это время наблюдалось чередование ориентированных в направлении его общего простирания зон устойчивых абсолютных или относительных поднятий — срединных массивов и зон не менее устойчивых прогибаний — геосинклинальных, точнее парагеосинклинальных систем, из которых впоследствии, много времени спустя, и возникли складчатые сооружения Эльбурса, Тавра, Загроса и др.» (Хаин, 1970).

Интенсивная складчатость и гранитообразование, связанные с герцинским тектогенезом, охватили геосинклиналь Большого Кавказа³³, однако Сванетский многогеосинклинальный прогиб фактически не был затронут этими явлениями, и здесь проявились лишь слабые запоздалые (в трассе) движения. Герцинская тектоно-магматическая активность отчетливо проявилась во всей северной части рассматриваемого сегмента Средиземного пояса: в Понтидах (Северная и Северо-Западная Анатолия, где, по данным Р. Бринкманна (1971), в начале раннего карбона сформировалось «геоантиклинальное Северо-Анатолийское шовное поднятие», с которым были связаны гранитовые интрузии с возрастом 300 млн. лет, а также в северной части Мендересского массива (Brinkmann, 1966) в области современного Черного моря (Понтийская суша) и в Закавказье, где приуроченность к этим движениям процес-

³³ По мнению В. Е. Хаина (доклад в МГУ, 1974) гранитоидный магматизм как зоны Главного хребта, так и более северных зон Большого Кавказа был связан с активным развитием в позднем палеозое наклоненной к северу зоны Бениоффа, намечаемой вдоль падвига Главного хребта.

сов метаморфизма и гранитообразования и окончательное формирование доюрского консолидированного фундамента не вызывает сомнений (Рубинштейн, 1967).

В отличие от этого южная часть Анатолийско-Кавказско-Иранского сегмента Средиземноморского пояса характеризуется слабым проявлением герцинского орогенеза, выразившимся местами трансгрессивным залеганием перми (иногда верхней) на более древних отложениях: в Тавре (Белов, 1973), в Эльбурсе и Загросе (Штёклин, 1966). Вместе с тем в перми, если на севере все еще продолжается интенсивный герцинский тектогенез и связанное с ним образование орогенных комплексов, на юге в это время фактически начинается новый кимерийско-альпийский этап развития этой области (Хаин, 1970). Принимая во внимание имеющиеся пока что данные о нижнем возрастном пределе эффузивов офиолитового комплекса Сирия, Кипра (Schmidt, 1960; Казьмин, 1966, 1970) и Тавра (Магсоух, 1970), указывающие на триасовый их возраст³⁴, а также отмеченный А. А. Беловым (1973) факт появления в верхнепермских отложениях Тавра прослоев спилитов и радиоляритов, начало заложения глубоководного трога (рифта), видимо, вдоль древнего шва в северной части Афро-Аравийской платформы следует связать скорее всего с позднепалеозойским временем (с поздней перми).

Примечательно, что, по мнению В. Е. Хаина (1970), в позднегерцинскую деструктивную фазу (в перми) начался процесс интенсивного погружения и формирования глубоководных впадин Ионического моря и моря Леванта, приобретших в начале мезозоя уже характер бассейна океанического типа. Если это так, а в пользу этого предположения говорят приводимые ниже данные о строении хребта Трудос на о. Кипр, то вполне естественно допустить непосредственную связь этого бассейна (через современную Александреттскую зону) на востоке с раздвиговой зоной в южной части Средиземноморского пояса (Восточный Тавр, Загрос, Белуджистан), где также формируется кора океанического типа, и рассматривать их в качестве единой рифтовой зоны³⁵. Аналогичные взгляды для Западного Средиземноморья были уже высказаны П. Фогтом и др. (1972), которые приводят интересные данные о непосредственной связи массива Ивреа в Альпах, с аномальной мантией, с Балеарской и Тирренской впадинами, обладающими субокеаническим

³⁴ Примечательно, что при определении возраста эффузивов офиолитового комплекса, как справедливо отмечают И. Брюни и О. Моно (Bruni, Monod, 1973) в дискуссионной статье по поводу работы Р. Бринкманна (Brinkmann, 1973), следует исходить из данных непосредственно фаунистического определения возраста эффузивно-радиоляритовой толщи, а не нахождения обломков офиолитов в датированных осадочных толщах, как это делает Р. Бринкманн и некоторые другие исследователи.

³⁵ Как было видно на примере Черноморско-Аджаро-Триалетского рифта, а также будет далее показано для других аналогичных структур рассматриваемой части Средиземноморского пояса, разные трогги подобного типа, или даже отдельные их сегменты, в зависимости от интенсивности и характера протекавших в них глубинных процессов, могут в дальнейшем развиваться совершенно разнотипно и не всегда превращаться в складчатые сооружения. Поэтому на начальной (эмбриональной) стадии развития эти структуры следует, видимо, именовать рифтами (более нейтральный термин), а не эвгеосинклиналями.

строением коры, полагая при этом, что в Западном Средиземноморье располагался сложный рифт срединно-океанического типа.

Подтверждением существования впадины океанического типа в восточной части современного Средиземного моря в позднем палеозое или в самом начале мезозоя могут служить данные о строении хребта Трудос на о. Кипр. Массив Трудос представляет собой овальной формы сводовое поднятие с обнаженным в центральной части плутоническим комплексом, породы которого «варьируют от дунитов и перидотитов через пироксениты и оливиновые габбро, габбро и уралитовые габбро до крайних гранофилов» (Gass, 1968). Ультраосновные породы частично или полностью серпентинизированы. Плутонический комплекс с постепенным переходом перекрывается своеобразным интрузивным комплексом (Sheeted Intrusive Complex), почти полностью представленным серией даек (эпидозиты, кератофиры и сосюритизированные долериты), в котором вмещающие лавы сохранились лишь местами (Gass, 1968; Мурс, Вайн, 1973). Вверх по разрезу количество даек уменьшается и постепенно возрастает роль пиллоу-лав (Мурс, Вайн, 1973). В нижней свите комплекса подушечных лав до 50% объема еще составляют дайки. Лавы здесь представлены андезито-базальтами, кератофирами и кварцевыми андезитами. Верхняя свита комплекса подушечных лав сложена базальтами, оливиновыми базальтами, ультраосновными подушечными лавами и содержит немногочисленные дайки (Мурс, Вайн, 1973). Эта мощная до 1000 м серия пиллоу-лав окаймлена шлейфом недеформированных верхнемеловых (маастрихтских) и более молодых — кайнозойских отложений.

К югу от массива, а точнее непосредственного выступа на поверхность этого массива, из-под меловых, а местами более молодых отложений, обнажается кремнисто-вулканогенная толща триаса-юры (формация Мамония) (Henson et al., 1949; Казьмин, 1965).

Химически массив Трудос носит преимущественно толеитовый характер. Исходя из их нормативного состава, породы большей частью представлены недосыщенными толеитами с оливинном и насыщенными толеитами, представленными в верхах серии пиллоу-лав (Gass, 1968).

«Породы массива Трудос по вариациям содержания SiO_2 и щелочей близки к базальтам и метабазальтам, извлеченным при дражном опробовании океанического дна» (Мурс, Вайн, 1973). Вместе с тем, по мнению этих авторов, возникновение столь обширного поля непосредственно соприкасающихся даек можно связать лишь с механизмом раздвигания морского дна. Они считают, что массив Трудос в целом представляет собой участок океанической коры и наиболее верхней части мантии. При этом гарцбургиты и дуниты соответствуют тугоплавкому остатку верхней мантии, а оливиновые пироксениты и габбро представляют собой интрузивы или магматические кумуляты. Вместе с тем изоклиналная складчатость, заметная сланцеватость и данные предварительного петроструктурного анализа дунитов и гарцбургитов позволяют Э. М. Мурсу и Ф. Дж. Вайну считать, что эти породы представ-

ляют собой не первичные продукты кристаллизации, а тектониты и что они соответствуют материалу верхней мантии, претерпевшему восходящее движение в твердом состоянии по открытым трещинам.

По мнению И. Гасса (1968), весь комплекс пород массива Трудос образовался в результате гравитационной дифференциации расплавленного перидотитового материала, давшего ряд пород плутоического комплекса, а также жидкую фазу, вследствие излияния которой образовалась серия пиллоу-лав.

Нетрудно увидеть, что независимо от его генезиса, разрез хребта Трудос представляет собой аналогию эталонных нарушенных и не превращенных в меланж разрезов офиолитовых серий и, следовательно, разрезов коры океанического типа (Пейве; 1959; Пейве и др., 1971). И. Гасс (1968) дайковый комплекс описанного разреза хребта Трудос считает аналогом слоя «2» океанов, а плутоический комплекс основных и ультраосновных пород — слоя «3».

Э. М. Мурс и Ф. Дж. Вайн к слою «3» относят габбро и нижнюю часть дайкового комплекса (или диабазы), а верхнюю часть этого комплекса (базальная группа) и верхнюю и нижнюю свиты комплекса пиллоу-лав — к слою «2»³⁶.

Массив Трудос рассматривается указанными авторами (Gass, 1968; Мурс, Вайн, 1973) как фрагмент мезозойского Срединно-Тетисского хребта, аналогичного современным срединно-океаническим хребтам. Вместе с тем к этому массиву с севера непосредственно примыкает альпийский хребет Кирения, сложенный интенсивно дислоцированными отложениями от мела до среднего миоцена (Gass, 1968). По данным Ф. Хенсона и др. (1949) и В. Г. Казьмина (1965), здесь развиты мощные (свыше 1 500 м) толщи доломитов и известняков мелового, юрского, а в нижней части, возможно, и триасового возраста. Следовательно, хребет Кирения сложен совершенно иным типом мезозойского разреза. Такие резкие отличия в разрезах массива Трудос и хр. Кирения «могут быть объяснены только тем, что последние разделялись глубинными разломами, контролировавшими размещение магматических пород» (Казьмин, 1965). Это мнение, как будет показано ниже, подтверждено и магнитометрическими исследованиями. Таким образом, о. Кипр являет пример резкой смены типичного океанического разреза, разрезом его континентального обрамления³⁷. С другой стороны, следует принять во внимание интересный факт выпадения из разреза на самом выступе массива Трудос кремнисто-вулканогенной толщи триаса-юры, накопление миоценовых моласс к югу от хр. Трудос, а также полученные

³⁶ По мнению П. Фогта и др. (1972), дайковый комплекс может относиться к слою «3» океанов, серия пиллоу-лав — к слою «2», а ультраосновная масса, очевидно, внедрилась как полуконсолидированная «кристаллическая каша».

³⁷ Однако, как будет видно из дальнейшего рассуждения, вдоль отмеченного шва нами допускается возможность субдукции Восточно-Средиземноморской океанической плиты на орогенном этапе. Следовательно, допуская существование первичной резкой границы между океанической областью и ее континентальным обрамлением, вряд ли приходится говорить о сохранении до настоящего времени первичной картины их сочленения.

недавно экспедицией JOIDES данные о существовании образованного в позднечетвертичное время подводного хребта, как бы продолжения о. Кипр на запад, протягивающегося до Апеннинского полуострова (Baird, 1971). Установлено, что юго-восточнее о. Крит Средиземноморский хребет в верхней части состоит из абиссальных осадков, поступивших из Нила. Поскольку пелагическое осадконакопление на этом участке началось в позднечетвертичное время, делается вывод о совсем молодом воздымании этого хребта (Baird, 1971). Существование этого хребта — Восточно-Средиземноморского краевого вала (Маловицкий и др., 1974) подтверждено и гидромагнитными исследованиями (см. ниже). Сказанное позволяет заключить, что о. Кипр представляет собой фрагмент блокового поднятия Средиземноморской рифтовой зоны, отдельные сегменты которого в различное время испытывали вертикальное перемещение по разломам³⁸.

Что касается северной периферийной части моря Леванта (к северу от о. Кипр), то ее погружение, по всем данным, произошло в недавнее геологическое прошлое. Погребенной под уровнем моря по молодым плиоценовым разломам здесь является южная часть Таврской системы (см. рис. 99). М. Блюменталь (Blumenthal, 1960, 1963) предполагает, что хр. Кирения представляет собой продолжение южных складок Западного Тавра, погружающихся в море в районе Анталы. Восточнее, между о. Кипр и материком, по предположению В. Е. Хаина (1968), находится западное окончание Сейханского (Аданского) неогенового молассового прогиба.

Опубликованные недавно результаты магнитометрических исследований в восточной части Средиземного моря (Маловицкий и др., 1974), на наш взгляд, полностью подтверждают высказанные нами соображения о характере строения Восточного Средиземноморья и возможных связях морских структур со структурами его континентального обрамления. На основании гидромагнитных работ, выполненных советскими экспедиционными судами в 1967, 1968 и 1970 годах, с использованием карты полной интенсивности магнитного поля по данным съемки на НИС «Чейн» (США) (Woodside, Wovip, 1970), составлена карта аномалий магнитного поля восточной части Средиземного моря (рис. 101).

Аномальное магнитное поле, по данным Я. П. Маловицкого и др. (1974), четко разделяется на две крупные области — восточную (Кипро-Фипикийскую), характеризующуюся относительно интенсивными, преимущественно положительными аномалиями разнообразной формы и западную (Крито-Левантийскую), в основном характеризующуюся спокойным магнитным полем с расплывчатыми, слабоинтенсивными (кроме южной части), преимущественно полосовыми положительными аномалиями, редко превышающими +150 гамм.

³⁸ На блоковый характер поднятия о. Кипр указывает также существование огромных подводных уступов, четко выраженных к югу и северу от него (Schmidt, 1960; Казьмин, 1965). Непосредственно за южным подводным уступом о. Кипр начинается уже южная котловина, обладающая корой океанического типа (Kjoroff, Belsche, 1966).

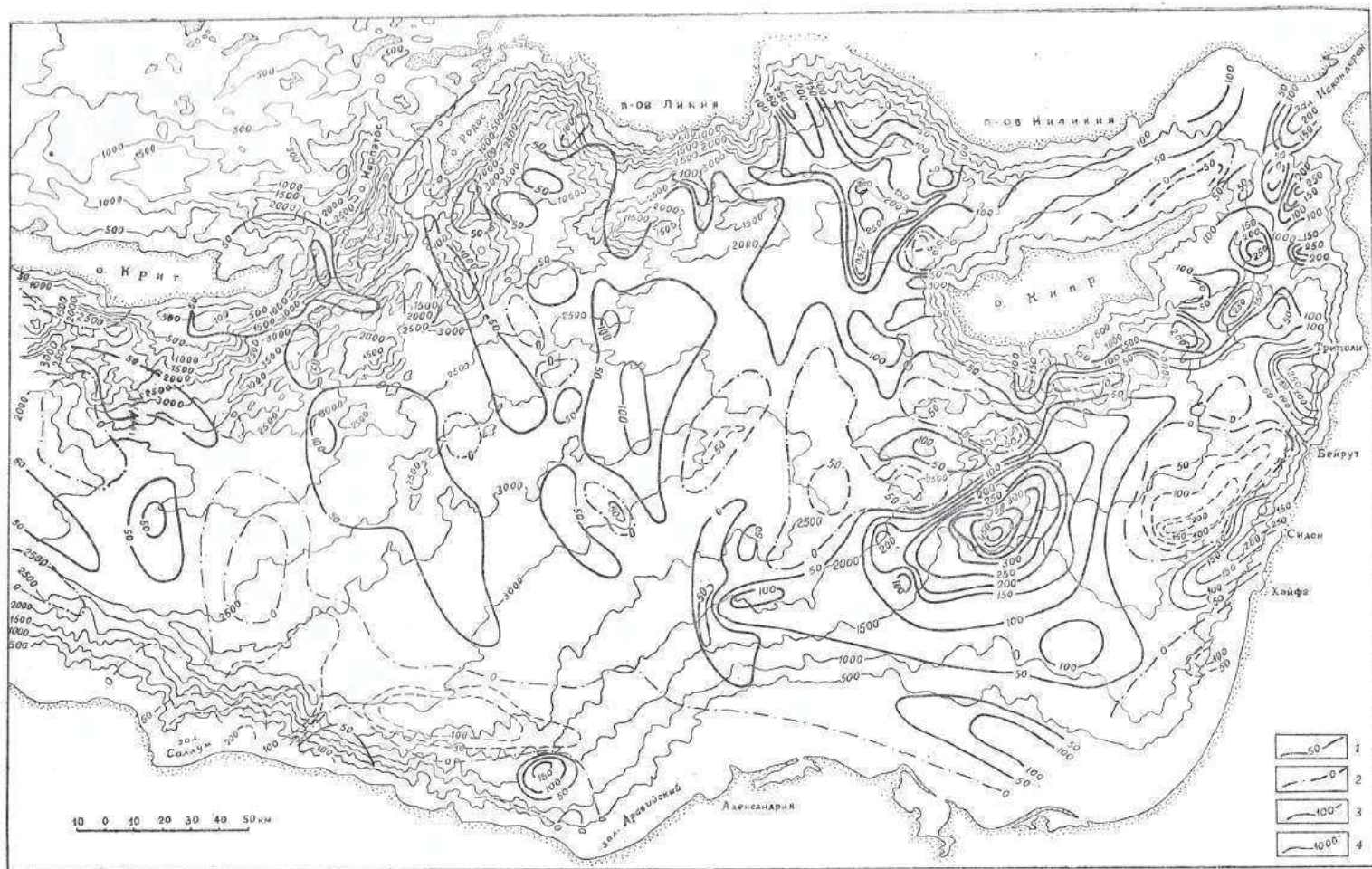


Рис. 101. Аномальное магнитное поле восточной части Средиземного моря (по Маливицкому и др., 1974).
 1 — изолинии (ΔT) a в гаммах — положительные, 2 — то же, нулевые, 3 — то же, отрицательные, 4 — изобаты в метрах

На основании привлечения данных по магнитным свойствам пород окружающей суши авторы приходят к выводу, что породы осадочного чехла практически немагнитны, а наблюдаемые аномалии магнитного поля обусловлены структурными особенностями фундамента или проявлениями вулканической деятельности. Далее авторы указывают, что «в опущенном блоке Кипро-Финикийской области глубины фундамента еще более дифференцированы и изменяются от выходов на поверхность в массиве Трудос на о. Кипр до 15 км в пределах предполагаемого морского продолжения Пальмирского авлакогена...» Крупные магнитные аномалии Восточного Средиземноморья, по мнению авторов, отображают внедрение основных изверженных пород, связанное с повышенной проницаемостью земной коры в области западного продолжения Пальмирского авлакогена (рис. 101). Однако, как нам представляется, нетрудно убедиться в ошибочности такой интерпретации фактов, если обратить внимание на то, что положительные магнитные аномалии Восточного Средиземноморья имеют северо-восточное простирание, пересекающее под углом предположительное широтное морское продолжение Пальмирского авлакогена (рис. 101 и 102). Причем, две полосы положительных магнитных аномалий именно в этой части моря разделены довольно обширным полем Финикийской отрицательной аномалии. Вместе с тем, все эти данные указывают на непосредственное продолжение офиолитовой Александреттской зоны в центральную область восточной части Средиземного моря, что фактически и показано на приведенной схеме тектоники этих авторов (рис. 102 в приложении). На о. Кипр, как было показано выше, выходят породы не кристаллического фундамента, а породы меланократового фундамента, которые и опускаются до глубины 15 км в центральной части Восточного Средиземноморья и непосредственно перекрываются «немагнитным» осадочным чехлом.

По морфологии магнитного поля Я. П. Маловицким и др. намечены основные черты тектоники Восточного Средиземноморья (см. рис. 102). Современный тектонический план этого региона, по данным вышеуказанных авторов, обусловлен существованием крупных дислокаций типа глубинных разломов, выделяемых по смене характера аномального магнитного поля, цепочек аномалий и протяженных полосовых магнитных аномалий. Их существованием обусловлена зональность этого района. Критское море, Крито-Родосская островная дуга и Гелленская система прогибов и блоковых структур представляет собой единую зону молодых блоковых движений, происходящих по многочисленным разнообразно ориентированным региональным разломам, которые затрагивают, по-видимому, только осадочный чехол без внедрения магматического материала, так как они не находят отражения в магнитном поле (Маловицкий и др., 1974).

У юго-восточного борта Сайханской впадины находится вытянутый в северо-восточном направлении хр. Джейхан, который разделяет впа-

дину на две неравные части (рис. 102). Вместе с хр. Кирения (на Кипре) хр. Джейхан, по-видимому, составляет одну из цепей Восточного Тавра, что подтверждается резким изгибом изодинам магнитного поля, ось которого соединяет хребты Джейхан и Кирения.

Граница между Альпийской геосинклинальной областью и Африка-но-Аравийской платформой в море, до широты хр. Кирения проходит вдоль офиолитового прогиба, а далее к западу в пределах Кипра она разделяет альпийский хр. Кирения (северная горная цепь) и массив Трудос (Маловицкий и др., 1974).

Западнее, в пределах Крито-Левантйской области, граница вытянута вдоль глубинного разлома шовного типа, который четко выделяется в осевой части Восточно-Средиземноморского микровала сменной характера магнитного поля, присутствием гравитационной ступени (Woodside, Bowen, 1970) и резко различным характером складчатости северного и южного склонов вала (Маловицкий и др., 1974).

Южную границу Восточно-Средиземноморской плиты образует глубинный разлом, выделяемый по интенсивным широтным магнитным аномалиям континентального склона Африки: по нему она погрузилась под воды Средиземного моря.

Не менее важную роль в тектоническом строении Восточного Средиземноморья, по мнению Я. П. Маловицкого и др. (см. рис. 102), играют поперечные (субмеридиональные) дислокации. Это разломы 32-го градуса, Левантйский разлом и разлом у восточного побережья Средиземного моря, простирающийся параллельно Западно-Африканской рифтовой зоне, который выделяется по системе прибрежных аномалий магнитного поля и крутому континентальному склону. По нему происходило опускание Кипро-Финикийского блока Восточно-Средиземноморской плиты.

Таким образом приведенные данные, по нашему мнению, говорят в пользу высказанного выше предположения о заложении в позднегерцинскую или раннекиммерийскую деструктивную фазу в северной части Афро-Аравийской платформы единой крупной Восточно-Средиземноморско-Таврско-Загросской рифтовой зоны, в пределах которой началось формирование коры океанического типа.

Можно предположить и продолжение этой рифтовой зоны на восток через Оманский залив и северную часть Аравийского моря, а затем в офиолитовый пояс к западу от Сулеймановых гор и далее, возможно, в структурный шов Инда в Тибетских Гималаях.

Несколько позже, видимо, с начала юры заложение подобных прогибов, судя по современным выходам офиолитовых комплексов, примерно маркирующим области распространения океанической коры, происходит и севернее — на границе между областями байкальской и салаирско-герцинской консолидации.

Таким образом, автор разделяет мнение тех исследователей, которые допускают существование в Средиземноморском поясе нескольких самос-

стоятельных линейной формы океанических бассейнов (Штёклин, 1966; Муратов, 1969; Хаин, 1969, 1970; Ломизе, 1970₂). Однако, как известно, в современных офиолитовых поясах установлено развитие крупных направленных на юг шарьяжей (Белов, 1973; Blumenthal, 1963; Brunn et al., 1970; Graciansky, 1967; Ihan, 1967; Казьмин, 1971; Книппер, 1966, 1971₂; Ломизе, 1970₃; Пейве, 1969; Rigo de Righi, Cortesini, 1964; Хаин, 1969, 1970), представляющих результат движения к северу и пододвигания под образующиеся складчатые зоны Африкано-Аравийской платформы и расположенных к северу от нее глыб континентальной коры³⁹. Следовательно, нужно согласиться с А. В. Пейве в том, что блоки континентальной коры на орогенном этапе альпийского цикла действительно испытывали перемещение к северу. Но являются ли они полностью аллохтонными, перекрывающими область сплошного развития мезозойской океанической коры, как считает А. В. Пейве, или надвинутыми (а вернее пододвинутыми) лишь по краям? Наиболее значительными возражениями, выдвинутыми против существования системы трогов являются: 1) беспорядочное расположение выходов меланжа и 2) отсутствие фациальных переходов между типичными океаническими разрезами трогов и разделяющими их участками синхронных образований континентальной коры.

Автору представляется, что беспорядочное (но в общем поясообразное!) расположение выходов офиолитового комплекса в рассматриваемой части Средиземноморского пояса может быть обусловлено: 1) значительным, но неодинаковым по величине в различных частях, поддвижением офиолитового комплекса, вместе с сорванными пластинами континентальной коры, на юг; 2) обнажением этих пород в виде тектонических окон и полуокон в расположенных выше покровных пластинах, включая пластины метаморфических образований⁴⁰; 3) особой «мобильностью» серпентинитового меланжа и самих гипербазитов и возможностью неоднократного их перемещения и протрузивного внедрения по различным ослабленным зонам перекрывающих пород; 4) существованием поперечных (возможно аналогичных трансформным) разломов, также с офиолитовым выполнением⁴¹.

³⁹ Движение масс к северу, как было показано, устанавливается в результате детального исследования характера деформации Аджаро-Триалетской зоны. Следует также отметить, что в последнее время возрождена в новом свете концепция Н. Б. Вассоевича о существовании крупных шарьяжей на южном склоне Большого Кавказа. По новым данным (П. Гамкрелидзе, 1970; И. Гамкрелидзе, 1970; П. Гамкрелидзе, И. Гамкрелидзе, 1975), суммарная амплитуда перемещения по этим шарьяжам достигает 60 км, и они образованы в результате продвижения к северу и пододвигания Грузинской глыбы под складчатую систему Большого Кавказа.

⁴⁰ В частности резко расширенное поле распространения меланжа к юго-востоку от оз. Ван следует, по мнению В. Е. Хаина (1970), трактовать как тектоническое окно в покрове метаморфических образований Битлисского массива. Не исключена также возможность, что Ликийские покровы в Тавре происходят из Измирской офиолитовой зоны и Мендересский массив выступает в виде громадного тектонического окна.

⁴¹ Таковыми могут быть выполненные меланжем поперечные разломы по обе стороны от Лутской глыбы в Иране и сдвиги Эджемишчайский (Metz, 1956) и Марашский (северное окончание Левантйской системы сдвигов) в Южной Турции. Зонай растаскивания меланжа, по данным Н. Павони (Pavoni, 1961), является и Северо-Анатолийская сдвиговая зона.

Что касается якобы отсутствия фациальных переходов между разрезом осадков глубоководных трогов и их континентального обрамления, то, с одной стороны, это может быть вызвано опять-таки перекрыванием переходных зон (склонов рифтовых долин) надвинутыми пластинами шарьяжей. С другой стороны, во многих случаях они представлены олистостромовыми комплексами с олистолитами пород меланжа, указывающими на относительную близость тех областей, где идут процессы обдукции океанической коры. Наряду с этим широко развитые на краях срединных массивов, разделяющих эти океанические трогов, дифференцированные андезитовые серии, как будет показано на примере Эрзинджан-Севанского трогов, представляют собой именно окраинно-континентальные фации, развивающиеся на «плечах» рифтовых зон. Местами, как это было видно на примере Черноморско-Аджаро-Триалетского рифта, «переходные фации» могут развиваться в областях возникновения этих рифтов, там где они превращаются в рифтовые зоны внутриматерикового типа.

Сказанное позволяет заключить, что современные офиолитовые зоны представляют собой результат выжимания и перемещения вдоль шарьяжей океанической коры «ископаемых» рифтовых долин различной ширины⁴². Вместе с тем, приводимое далее рассмотрение времени и характера проявления основных фаз складчатости и образования шарьяжей в течение альпийского цикла показывает, что движения континентальных блоков, разделяющих указанные рифты, при общей тенденции их перемещения к северу (особенно на орогенном этапе альпийского развития) были независимыми и иногда разнонаправленными.

В начале альпийского (киммерийско-альпийского) этапа, начиная уже с триаса, происходит растяжение и заложение геосинклинальных трогов на северной периферии рассматриваемого сегмента Средиземноморского пояса (Северная Добруджа, Горный Крым и Северный Афганистан), где в триасе накапливаются довольно мощные морские терригенные толщи «типа аспидной формации с большим или меньшим участием типичных инициальных вулканитов» (Хаин, 1970). Это валбандский флиш Добруджи, таврическая серия Крыма, терригенные толщи Ейско-Березанской зоны и аналогичные триасовые толщи Северного Афганистана.

В триасе трансгрессия моря из области Эгейского моря наступает и в Северо-Западную Анатолию (Вгінкмапп, 1971). Продолжаются погружения на южном склоне Большого Кавказа (в Сванетском прогибе), а также на юге — в Тавридах, Загросе и Эльбурсе.

⁴² Следует принять во внимание, что в рассматриваемой части Средиземноморского пояса некоторые из глубоководных трогов, с океанической корой в осевой части, как представляется автору, могли достигать значительной ширины. Следовательно, на конечной стадии своего развития подобные структуры вряд ли соответствовали понятию континентальных рифтов.

Раннекиммерийские движения конца триаса-начала юры были значительными, но они охватили лишь северную часть рассматриваемой области: Центральную и Северную Анатолию, весь Кавказ, Центральный и Северный Иран и север Афганистана, тогда как на юге (Тавриды, Загрос) они вовсе не проявились (непрерывные карбонатные формации триаса-юры и мела). Это позволяет допустить, что здесь вдоль древнего шва продолжалось развитие структуры растяжения — рифтовой зоны и формирование коры океанического типа в ее осевой части.

Наступление юрского периода знаменует начало процессов деструкции коры почти во всей рассматриваемой части Средиземноморского пояса. Происходит регенерация геосинклинальных условий в большей части Кавказского герцинского сооружения (геоантиклинали). Вследствие раздробления северного края Закавказского срединного массива имеет место расширение геосинклинали Южного склона Большого Кавказа и образование своеобразной Гагрско-Джавской зоны (И. Гамкрелидзе, 1967, 1969). Дробление и проседание по разломам испытывает и высокоприподнятая до этих пор южная часть Закавказья, где закладывается единый юрский трог Малого Кавказа — Сомхето-Кафанский (Габриелян, 1970, 1971; Саркисян, 1973), видимо, непосредственно продолжающийся в южную часть Восточных Понтидов⁴³. Погружения охватывают также Центральный и Южный Иран, в частности, субмеридиональные Найбандский, Керманский и Йездский грабен-прогибы, а также Хамаданскую промежуточную зону, большую часть Закавказского срединного массива и Центральную Анатолию между Мендересским и Киршехирским массивами (см. рис. 99). Растяжение и прогибание коры продолжается и в южной полосе (Тавр, Загрос). Во вновь образованных наложенных геосинклинальных прогибах растяжение и погружение коры сопровождается проявлением инициального магматизма⁴⁴. Вулканический цикл на Большом Кавказе в раннем лейасе начинается формированием спилито-кератофировой формации, за которой следует спилит-порфирит-диабазовая. Причем с участками с тенденцией наименьшего погружения связаны спилит-кератофировые вулканогены, с наиболее погруженными же — образование базальтоидов (Надарейшвили, Джанелидзе, Беридзе; доклад на IV Всес. вулканологическом совещании, 1974). В средней юре про-

⁴³ Интерпретация данных бурения, проведенного за последние годы в Куринской впадине, позволило азербайджанским геологам (Агабеков и др., 1973) высказать мнение о том, что Малокавказская геосинклиналь в альпийское время занимала почти всю Нижнекуринскую впадину. Однако, по мнению автора, эти данные, в частности характер структур, несогласий, а также фаций меловых отложений, указывают скорее всего на существование в Нижнекуринской впадине Закавказского срединного массива типа Артинско-Болнисской глыбы, превратившегося на орогенном этапе в межгорный молассовый прогиб.

⁴⁴ Подобные промежуточные зоны между эв- и миогеосинклиналями, характеризующиеся проявлением инициального магматизма и, видимо, сравнительно утоненной континентальной корой правильнее всего называть мезогеосинклиналями (Хаин, 1973).

исходит интенсивное погружение указанных геосинклинальных прогибов, последовавшее за сравнительно незначительной регрессией позднего лейаса. В северной части рассматриваемой области (в Гагрско-Джавской зоне южного склона Большого Кавказа и в северной части Грузинской глыбы) образуется мощная спилито-порфирировая формация (Дзоценидзе, 1966). Вулканическая деятельность исключительно интенсивно проявилась также на краях Сомхето-Кафанской геосинклинали. Однако в отличие от мезогеосинклинали Южного склона здесь образуются дифференцированные вулканогенные толщи. Вулканизм юрского периода начинается излияниями основных порфиритов зеленокаменной толщи, позже он постепенно становится более кислым, образуя мощные толщи плагиоклазовых, кварцплагиоклазовых и кварцевых андезитовых порфиритов. Среднеюрский вулканизм завершается мощными излияниями кварцевых плагиопорфиритов (Малхасян, 1970).

Автору представляется, что именно в эту раннеальпийскую деструктивную фазу заложилась новая система рифтовых зон на границе Центрально-Анатолийско-Иранского и Закавказского блоков (с этого времени срединных массивов). В современной структуре на востоке выражены две ветви выхода офиолитовых комплексов, примерно маркирующих эти древние прогибы: Эрзерум-Севанская (Эрзинджан-Севанская) и Араксинская (Вединская) (Ханн, 1969; Ломизе, 1970₂). Эрзинджан-Севанская офиолитовая зона на востоке развилась, видимо, в осевой части Сомхето-Кафанского в общем Бейбурт-Карабахского юрского прогиба (рифта)⁴⁵. Следовательно, современные Сомхето-Карабахская (Локско-Карабахская) и, видимо, Сарыбабинская и Кафанская зоны могут рассматриваться как континентальные склоны этого прогиба, а развитые здесь дифференцированные вулканогенные серии как фации окраины континента или «переходные фации» между океаническим разрезом осевой части рифта (т. н. Тутхунской зоны А. Л. Книппера и С. Д. Соколова, 1974) и синхронными образованиями смежных срединных массивов (микроконтинентов). При этом южный борт этой структуры возможно впоследствии был частично перекрыт шарьяжем Севано-Акеринской зоны (Книппер, 1971₂)⁴⁶. Вединская

⁴⁵ К такому же заключению, независимо от нас, недавно пришел С. А. Паланджян (1974), который в качестве косвенного подтверждения этого предположения приводит факт пересечения гипербазитов Джил-Сатанахачского массива (Севанский хребет) дайками среднеюрских слюдяных плагиогранитов с абсолютным возрастом 168 млн. лет, являющихся возрастным аналогом плагиогранитов Сомхето-Карабахской зоны.

⁴⁶ Недавно А. А. Белов и С. Д. Соколов (1973) высказали предположение о мезозойском возрасте вулканогенной апаранской свиты Мисханского массива Армении и отметили ее перекрытие надвинутым древним метаморфическим комплексом. Основной вулканизм, близкий по составу к океаническим толеитам, в Апранском массиве, по мнению этих авторов, связан с образованием зон растяжений в Альпийской области и заложением прогибов (Севано-Акеринская и Вединская зоны), в средней части которых образуется кора океанического типа. В позднем мелу, когда процессы растяжения сменяются сжатием, происходит замыкание прогибов, а в бортовых частях мезозойские толщи тектонически перекрываются более древними комплексами.

офиолитовая зона также могла возникнуть вдоль древнего шва на границе Центрально-Армянской глыбы и области накопления парагеосинклинальных отложений (Хаин; 1969). Однако недавно А. Л. Книппером и С. Д. Соколовым (1975) высказано мнение, что все офиолиты Вединской зоны заключены в виде покровов и олистостромовых горизонтов внутри автохтонной осадочной толщи коньякского яруса. Но с другой стороны, существование двух ярко выраженных латеральных зональностей в эоценовых андезитовых толщах к северу от Вединской, а также Севано-Акеринской зон, о чем будет сказано ниже, указывает на то, что здесь, видимо, все-таки существует офиолитовый шов, возможно, проходящий чуть южнее и в настоящее время перекрытый мощным чехлом четвертичных отложений левого склона р. Аракс. Хотя этот вопрос все еще остается открытым и говорить о Вединском офиолитовом шве приходится лишь с большой долей условности.

Вопрос западного продолжения указанных малокавказских офиолитовых зон требует рассмотрения некоторых особенностей геологического строения Северной Турции.

Как было показано выше, естественным западным продолжением Артвино-Болнисской глыбы Закавказского срединного массива является северная часть Восточных Понтидов. Вместе с тем южная часть Восточных Понтидов с выходами юрско-нижнемеловых вулканогенно-карбонатных пород (Келькит-Бейбуртская полоса) увязывается на востоке с Сомхето-Карабахской зоной Малого Кавказа. К югу от Келькит-Бейбуртской зоны простирается полоса выходов офиолитовых комплексов. Все отмеченные выше зоны с юго-запада срезаются Северо-Анатолийским разломом и далее в эту сторону не продолжаются. Н. Павони (Pavoni, 1961) высказаны весьма интересные соображения о характере Северо-Анатолийского нарушения и смещения вдоль него различных геологических образований. Северо-Анатолийский разлом протягивается от Эгейского моря, на западе, до оз. Ван на востоке, на расстоянии до 1300 км и является чрезвычайно активным и в современную эпоху. Детальный анализ макросейсмических явлений, установленных с 1939 до 1953 год, показал, что землетрясения начались на востоке у Эрзинджана в 1939 году, постепенно распространились к западу и временно завершились крупным землетрясением у Иенидж-Гёнен в Западной Турции. В результате проявления этого цикла землетрясений Понтийская область оказалась опущенной от 0 до 1 м и горизонтально смещенной к востоку по отношению Анатолии на 3—4 м (Pavoni, 1961). На основании анализа геологических данных, Н. Павони приходит к выводу, что развитие этого крупного правостороннего сдвига началось скорее всего в позднем мелу, или, во всяком случае, в эоцене. За орогенный период альпийского цикла, в результате крупнейшего правостороннего сдвига, разорванными и смещенными к западу, в общем на расстояние от 250 до 400 км, оказались все отмеченные выше структурно-фациальные зоны Восточных Понтидов. В частности, по мнению Н. Па-

вони, растащенным вдоль Северо-Анатолийского сдвига является не только меланж, служащий одновременно «смазкой» при относительном перемещении Анатолийского и Восточно-Понтийского блоков, но и область распространения лейасово-нижнемеловых вулканогенно-карбонатных отложений, андезитовые толщи верхнего мела, а также зона развития мелового флиша (рис. 103). Келькитско-Бейбуртская полоса вы-

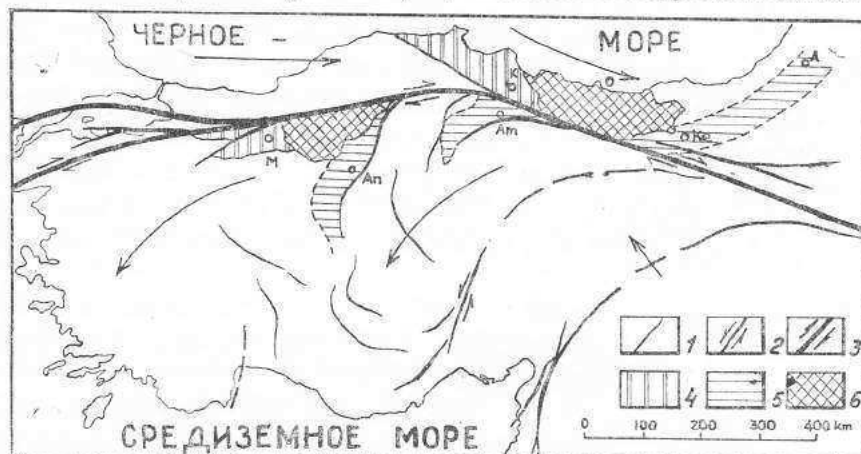


Рис. 103. Смещение геологических единиц вдоль Северо-Анатолийского сдвига по Н. Павони (1961).

А — Артвин, Ам — Амасия, Ан — Анкара, К — Кавак, Ке — Келькит, М — Модурну, О — Орду.

1 — важнейшие сбросы и сдвиги, 2 — установленные сдвиги, 3 — зона Северо-Анатолийского сдвига, 4 — верхнемеловые флишевые зоны Модурну и Кавака, 5 — зоны развития юры и нижнего мела, 6 — андезитовые толщи Орду и Галатские андезитовые толщи

ходов юрских пород вдоль Северо-Анатолийского сдвига смещена к западу на 250 км и расположена ныне к югу от этого нарушения в области Ладик-Амасия. К этой же зоне относятся, как считает Н. Павони, выходы этих пород в районе Анкары. Ссылаясь на исследования Г. Откуна, Дж. Кетина и М. Блюменталья, Н. Павони приходит к выводу о «полной палеонтологической, стратиграфической и литологической идентичности» указанных выходов и, следовательно, считает их разобщенными разрывом частями некогда единой зоны их распространения. Также смещенными вдоль указанного сдвига, на еще большее расстояние (до 300 км), считаются верхнемеловые, палеогеновые и более молодые андезитовые толщи центральной части Восточных Понтидов (района Орду) и развитые непосредственно к западу от них меловые флишевые образования (см. рис. 103). К югу от разлома они наблюдаются в настоящее время значительно западнее (к северо-западу от Анкары). Аналогом андезитовых толщ района Орду Н. Павони считает лавы и туфы «Галатского андезитового массива», которые, по данным Р. Эрентоза, относятся по возрасту к сенону⁴⁷. Так же как и андезитовое по-

⁴⁷ Однако это утверждение не соответствует действительности, так как по новейшим данным (Fourquin et al., 1970) андезиты Галатского массива относятся по возрасту к олигоцену-позднему миоцену.

ле района Орду, андезитовые толщи Галатского массива с юго-востока окаймляются однотипными мезозойскими толщами, а с запада — меловым флишем. Причем, флишевая зона, развитая к западу от зоны Орду (район Кавака), с юга резко срезается Северо-Анатолийским разломом, а флишевые толщи в южном крыле разрыва (в районе Модурну) также резко ограничены этим же разломом с севера. Верхнемеловой флиш района Модурну, по данным Н. Павони, не имеет ничего общего с развитыми к северу от Северо-Анатолийского сдвига верхнемеловыми отложениями полуострова Коджаели.

Таким образом, приведенные геофизические и геологические данные указывают на то, что Северо-Анатолийская зона нарушения представляет собой крупнейший правосторонний сдвиг, вдоль которого, по мнению Н. Павони, суммарная амплитуда относительного смещения блоков достигает 400 км⁴⁸. Не исключена также возможность, как считает Н. Павони, что эта зона представляет собой систему множества независимых нарушений, замещающих друг друга кулисообразно, вдоль которых имело место горизонтальное смещение разной амплитуды.

Если исходить из приведенных выше данных, можно прийти к выводу, что западным продолжением Артвинско-Болнисской или Восточно-Понтийско-Болнисской глыбы, до возникновения Северо-Анатолийского сдвига являлась Мизийско-Галатская глыба, имеющая тот же возраст становления кристаллического фундамента (салаирско-герцинская консолидация), также перекрытого местами относительно мало мощным верхним палеозоем или мезозоем. На основании сказанного можно предположить также, что непосредственным западным продолжением Эрзинджан-Севанской и, возможно, Вединской? офиолитовых зон (у Эрзинджана эти зоны, видимо, сливались в одну офиолитовую зону) являлась Анкара-Измирская офиолитовая зона, правда развитая несколько позже, видимо, с конца поздней юры, на границе двух разновозрастных консолидированных глыб: Мизийско-Галатской на севере и Анатолийской (Мендересский и Киршехирский массивы) на юге.

Не менее сложен вопрос о восточном продолжении Эрзинджан-Севанской и Вединской офиолитовых зон. Последняя на востоке перекрывается молодыми лавами Северо-Западного Ирана, а Эрзинджан-Севанская — плиоцен-четвертичными молассами Нижне-Араксинского

⁴⁸ Относительным перемещением блоков вдоль Северо-Анатолийского сдвига и связанным с ним продольным сжатием Внутренней Анатолии Н. Павони пытается объяснить синусоидальную форму складчатой системы Тавра. Продольное сжатие Внутренней Анатолии вызывает, по мнению Н. Павони, возникновение явления «скупивания» подвижных зон и их «обжимания» вокруг консолидированных ядер Мендересского и Киршехирского массивов. С этими движениями связывается также образование Ликаонского плато с Тузгёльским грабеном между Мендересским и Киршехирским массивами.

прогиба. Вместе с тем, здесь вдоль прямолинейного отрезка р. Аракс проходит крупный Пальмиро-Апшеронский линеамент (Поникаров, 1967), ограничивающий с востока складчатую систему Большого Кавказа и все зоны Малого Кавказа. Этот разлом в центральной части совпадает с Нижне-Араксинским разломом, выделенным впервые Г. П. Тамразяном (1960) под названием Аджикабул-Мардакянского глубинного разлома. Детальные исследования, проведенные А. Мусаевым (Шихалибейли, 1972), показали, что юго-восточная периклинали Кафанского брахиантиклинория пересекается поперечным разломом, простирающимся вдоль правого берега р. Аракс в северо-восточном направлении от устья р. Мардакан до р. Акера на протяжении 90 км, а севернее уходящим под более молодые образования. Зона разлома шириной 3—4 км состоит из сближенных ступенчатых сбросов, юго-восточные крылья которых круто приподняты по отношению к северо-западным. Вместе с тем, вдоль Пальмиро-Апшеронского разлома, как и других крупных разломов рассматриваемой области северо-западного и северо-восточного простирания «в период альпийского орогенеза произошло отсисительное горизонтальное смещение отдельных сегментов складчатых геосинклинальных систем, в значительной мере ответственное за изогнутую, нередко дугообразную форму очертаний северного и южного «фронтов» альпийского пояса и за неравномерное проявление тангенциального сжатия, и в частности, шарьяжей в конкретных складчатых горных сооружениях» (Хаин, 1970). Сдвиговая природа Пальмиро-Апшеронского разлома отмечается А. А. Габриеляном (1972₂), по мнению которого значительно сдвинута вдоль него Талышская складчатая зона. В пользу существования движений сдвигового характера указывает и обращенный к северу дугообразный изгиб складчатых структур Талыша и северо-западного продолжения мегантиклинория Эльбурса в Иранском Кара-Даге.

Эти нарушения, по данным С. Л. Бызовой и др. (1973), а также В. З. Сахатова (1973), отчетливо фиксируются и на космических снимках Кавказа, полученных на космическом корабле «Союз-9», причем В. З. Сахатов считает, что на поздних стадиях своего развития (в позднем антропогене) этот разлом представлял собой левосторонний сдвиг.

Исходя из сказанного, автор считает вполне возможным допустить некоторое сдвигание всех зон Малого Кавказа вдоль Пальмиро-Апшеронского разлома. Следовательно, несколько сдвинутое к северо-востоку восточное продолжение Эрзинджан-Севанской офиолитовой зоны, или, возможно, замещающего его тектонического шва, можно допустить либо по северному краю Талышской зоны, либо, скорее всего, через эту зону (приобретшую особую проницаемость в эоцене), а затем в глубоководной впадине Южного Каспия, где зона вновь «раскрывалась» и подобно рифту Черного моря, вследствие особых причин, не испытывала значительных деформаций, представляя собой жест-

кую глыбу литосферы⁴⁹, и продолжала прогибаться вплоть до четвертичного времени. Начало формирования этой впадины, в таком случае, следует, видимо, приурочить к раннеальпийской деструктивной фазе, а осадочное ее выполнение считать по возрасту мезозойско-кайнозойским. Хотя не исключена возможность наиболее активного формирования этой впадины в позднем мелу и особенно в нижнем палеогене подобно впадине Черного моря (Адамия и др., 1974₂). Отсутствие линейной формы области, лишенной «гранитного» слоя, в Южном Каспии может быть обусловлено сопряженным здесь субмеридионального (уральское и транскавказское направления) и субширотного растяжения коры⁵⁰ (см. рис. 99).

Араксинская (Вединская) офиолитовая зона, в случае если она проходит, как отмечалось, южнее, в долине р. Аракс, возможно, также замещается тектоническим разломом, продолжением которого может служить шов, проходящий по южному краю складчатой системы Эльбурса, а затем Аладаг-Биналуда, непосредственно к югу от которого вновь появляется «цветной меланж», приуроченный к зоне крупных разломов (Förster, 1968). По мнению В. Е. Хаина (1969), именно по этой зоне разломов следует, очевидно, проводить здесь границу Эльбурс-Биналудской складчатой системы с Центрально-Иранской промежуточной зоной.

Процесс растяжения и деструкции континентальной коры в начале киммерийско-альпийского цикла, уже при проявлении кратковременного сжатия перед байосом, видимо, сопровождается возникновением по краям Эрзинджан-Севанского океанического трога наклонных зон Бениоффа, вдоль которых происходило погружение океанической литосферы в мантию и связанные с ним глубинные процессы формирования андезитовых магм, а затем в бате и гранитоидного плутонизма. В. Е. Хайн (доклад на семинаре по теоретической геодинамике в МГУ, 1974) считает, что в течение юры по северному и южному краю Севано-Акеринской зоны действовала пара зон Бениоффа, наклоненных в разные стороны, с которыми связано возникновение многочисленных плутонов гранит-гранодиоритового состава на Грузинской и Артвинско-Болнисской глыбах, в Сомхето-Карабахской и Кафанской зонах (рис. 104, I). Допуская принципиальную возможность возникновения зон Бениоффа по краям прогибов с океанической корой и связанных с их развитием процессов формирования андезитовых магм и гранитоидного плутонизма, наиболее полно охарактеризованных в работах А. Рингвуда и Р. Грина (Ringwood, Green, 1966; Рингвуд, 1972), У. Диккинсона (Dickinson, 1970), Л. П. Зоненшайна и др. (1973), Г. С.

⁴⁹ Это свойство Южнокаспийской впадины подчеркивается отчетливым ее огибанием складчатой системой Эльбурса.

⁵⁰ Примечательно, что при продолжении осевой линии Каспийское море — Прикаспийская впадина Р. М. Деменицкая (1967) в низах разреза земной коры отмечает присутствие слоя со скоростью 7,3—7,7 км/сек и предполагает существование «внутреннего тектонического рифта».

Горшкова (1974) и др., нужно иметь в виду, что приводимый этими авторами механизм этих процессов, и, следовательно, процессов формирования континентальной коры, конечно, не может считаться единственно возможным, в частности, в пределах самих подвижных зон, но, с другой стороны, факт интенсивного проявления андезитового вулканизма и гранитоидного плутонизма в пределах древних континентальных блоков (микроконтинентов) в Средиземноморском поясе наиболее приемлемым представляет именно этот механизм формирования здесь континентальной коры.

Однако обнаружение древних зон Бениоффа безусловно требует тщательного анализа и установления четкой структурно-магматической зональности, т. е. строгой последовательности в смене характера магматизма по мере удаления от разновозрастных зон развития океанической коры. Поэтому в случае отсутствия каких-либо достоверных данных о существовании такой последовательности говорить о расположении и характере древних зон Бениоффа можно лишь с большой долей условности. Вместе с тем обнаружение таких структур по краям раздвиговых зон, особенно на ранних стадиях их развития, может значительно уточнить представление о характере областей развития океанической коры, в частности, они могут указывать на существование довольно обширного океанического пространства, обладающего как осью растяжения, где происходит формирование новой океанической коры, так и субдукционными зонами погружения океанической литосферы под смежные континенты (или микроконтиненты). Возникновение зон Бениоффа при сжатии сравнительно узких раздвиговых зон, фактически на всю ширину занятых вертикальным потоком глубинного вещества и энергии, представляется автору маловероятным. В этом случае скорее всего будет иметь место чистая «обдукция» без какого-либо проявления «субдукции» океанической коры.

В свете изложенного, наиболее реальным представляется существование наклоненной к северу зоны Бениоффа по северному краю Эрзинджан-Севанской офиолитовой зоны. Как было отмечено, она зарождается, по всей вероятности, с середины юры (в байосе) и активно развивается, возможно, до четвертичного времени. Такая же зона в позднеиммерийскую эпоху возникла, видимо, и по северному краю Таврско-Загросской офиолитовой зоны, о чем более подробно сказано ниже.

В конце байоса и бате северную часть рассматриваемого сегмента Средиземноморского пояса (Большой Кавказ, Горный Крым, Закавказский срединный массив и северная часть Малого Кавказа) охватывает сжатие, сопровождавшееся гранитообразованием.

Батские движения приводят к крупным переменам палеогеографического характера. В результате этих движений образовалось центральное поднятие Большого Кавказа, разделившее широкий лейасовый прогиб на два дочерних трога. В южном из них с верхней юры начинается накопление флишевой формации. Осевая часть геосинклинали

Южного склона (Сванетская геосинклиналь) в это время окончательно превращается в срединное поднятие — гесаитиклираль. Общее поднятие испытывает также и центральная часть Гагрско-Джавской зоны и Грузинской глыбы. Лишь местами сохраняются замкнутые и полузамкнутые бассейны, где в продолжение батского века накапливается угленосная свита. Таким образом, батские движения проявились в основном в частной инверсии геотектонического режима и в общем поднятии всей центральной части Большого Кавказа и Грузинской глыбы, отражая при этом тенденцию поперечного поднятия всего Кавказа. Общее поднятие сопровождается внедрением гранитоидных интрузий Киарарской, Эцерской и других — в Сванетии, Келасурской, Горабской — в Гагрско-Джавской зоне, Хевской, Чалванской, Поладаурской, Бардадзорской на Грузинской и Артвинско-Болнисской глыбах (Заридзе, 1961). Таким образом, батская фаза представляет собой типичную картину появления ранней складчатости киммерийско-альпийского этапа, с которой связана частная инверсия в некоторых прогибах и внедрение раннесинорогенных гранитоидных интрузий. Вместе с тем, как отмечалось нами и ранее (И. Гамкрелидзе, 1969), вряд ли можно говорить о связанной с нею консолидации земной коры и разрастании более древних жестких глыб.

Батская фаза отчетливо проявилась и на Малом Кавказе, обусловив трансгрессивное залегание келловей на разных горизонтах более древних свит, а местами — в Южной Армении (Зангезуре) еще более значительный перерыв в осадконакоплении и трансгрессивное залегание верхнего оксфорда на вулканогенных образованиях байоса (Габриелян, 1972). Эти движения и здесь сопровождались внедрением гранитоидов (Шамшадинский район Армении, а также Атабекский и Гильенбирский интрузивы в Азербайджане) (Баласаян, 1970; Абдуллаев и др., 1972). Батская складчатость, видимо, не проявилась в осевой части Сомхето-Кафанского прогиба, где продолжалось формирование рифтовой структуры. Однако довольно интенсивные движения и гранитоидный плутонизм по краям этой зоны с океанической корой в центральной части указывает на то, что здесь продолжали функционировать наклонные поддвигаемые зоны типа зон Бенноффа, вдоль которых происходило погружение океанической литосферы в мантию и связанные с ним глубинные процессы (рис. 104, I в приложении).

Складчатость и связанное с ней внедрение небольших штоков диоритовых интрузий, приуроченные к среднеюрским движениям, правда несколько позже, в самом начале мальма имели место в Северной Анатолии (Brinkmann, 1970). Почти в это же время, по данным Р. Бринкманна, в Юго-Западной Анатолии происходит региональный разогрев коры и молодой метаморфизм Мендересского массива (регрессивный) и его обрамления (прогрессивный).

Указанные выше процессы сжатия коры и гранитообразования, связанные со среднеюрским орогенезом, на юге (Средиземноморско-Таврско-Загросская зона) сменялись растяжением коры и расширени-

ем области формирования коры океанического типа. К этому времени эта зона могла приобрести характер межматериковой рифтовой зоны Красноморского типа (Казьмин, 1971) (см. рис. 104, I).

Погружения, начавшиеся в поздней юре в области проявления батских тектонических движений, местами лишь частично захватили новообразованные поднятия, в частности, центральное поднятие Большого Кавказа и большая часть геосинклинали Южного склона оставались сушей. Здесь к югу от западного и восточного флишевых бассейнов, где шло накопление терригенно-карбонатного флиша, продолжавшее без перерыва среднеюрскую седиментацию (Кахадзе, 1947), образовались заливы моря — на западе Абхазский и на востоке Рачинский. Сушей оставалась, по-видимому, большая часть Закавказского срединного массива. Однако местами в северной части Закавказского срединного массива и в Гагрско-Джавской зоне в батских депрессиях, видимо, в продолжение всей поздней юры отлагалась лагунная песчаноцветная сыта, в которой встречаются базальтовые покровы и связанные с ними туфы и туфобрекчии. В поздней юре прогибание захватывает и периферические части Эрзинджан-Севанской рифтовой зоны, где оно сопровождается эффузивным вулканизмом (порфиритовая формация), носящим эксплозивный характер (Баласаниян, 1970).

Позднекиммерийский (предмеловой) орогенез, по сравнению с раннекиммерийским (батским), значительно распространился к югу и охватил большую часть Малого Кавказа, Центральную и Северную Анатолию, Центральный и Северный Иран (Эльбурс и Аладаг-Биналуд). В складчатой системе Аладаг-Биналуда и в Центральном и Южном Иране (в Йезд-Керманской и Хамаданской зонах) предмеловые движения (выразившиеся в угловом несогласии между мелом и юрой) сопровождаются внедрением гранитных интрузий (Ansari, 1963; Штёклин, 1966; Хаин, 1969). Возникновение многочисленных гранитоидных интрузий вдоль северного края Таврско-Загросской офиолитовой зоны (см. рис. 99) может свидетельствовать о зарождении с этого времени, по северному краю последней, наклоненной к северу зоны Бениоффа, с развитием которой связан, видимо, и последующий позднемеловой, палеогеновый и более молодой довольно активный андезитовый вулканизм, а местами и гранитообразование на Иранском массиве. С позднекиммерийской складчатостью связано формирование многочисленных гранитондах интрузий и на Малом Кавказе (Шамхорская, Дашкесан-Кедабекская, Мровдагская и др. группы интрузивов) (Азизбеков и др., 1972).

В северной части рассматриваемой области, на южном склоне Большого Кавказа (в Гагрско-Джавской зоне) восходящие движения конца поздней юры вызывают образования барьерных, главным образом коралловых рифов (Бендукидзе, 1964). Рифы образуются на восточной и западной перифериях Гагрско-Джавской зоны. На востоке они располагаются между флишевым прогибом и Грузинской глыбой (вернее в это время все еще северным краем Закавказского сре-

динного массива), а на западе — глыбой и флишевым прогибом Северо-Западного Кавказа (И. Гамкрелидзе, 1969).

Позднекиммерийские движения, как и все предыдущие, не затрагивают рифтовые зоны ни на юге (Средиземноморско-Восточно-Таврско-Загросская зона), ни на севере (Анатолийско-Малокавказско-Южнокаспийский пояс), где в осевых частях продолжают процессы растяжения и формирование океанической коры. Движения не проявились в это время также во флишевых прогибах Южного склона Большого Кавказа. В этих зонах седиментация без перерыва продолжается и в раннемеловое время и характеризуется главным образом карбонатной и карбонатно-терригенной формациями. Вулканические явления проявились лишь на Малом Кавказе, где они как бы завершают юрский вулканизм и широкого развития не имеют (Малхасян, Ширинян, 1970).

Первой значительной фазой тектогенеза, вызвавшей сжатие наиболее северных рифтовых зон и образование серпентинитового меланжа, была австрийская. По данным А. Л. Книппера (1971₂), меланж Севано-Акеринской зоны был сформирован уже к началу альба, а с сеномана, в результате движения аллохтонных масс, сложенных покровами меланжа и Сомхето-Карабахской зоны, и захоронения в отлагавшихся песчаниках некоторых крупных пластин и блоков меланжа, образовался олистостромовый комплекс. Как отмечалось, схему образования серпентинитового меланжа Севано-Акеринской зоны, предложенную А. Л. Книппером, автор в общем считает приемлемой. Однако его возникновение должно быть связано не с движением гигантского шарьяжа кристалликума Аравийской платформы, как это представляется А. В. Пейве, а с закрытием рифтовой структуры и выжиманием образовавшегося при этом серпентинитового меланжа вдоль поверхности поддвига более опущенного южного блока (южного борта рифта) под породы кристаллического основания Сомхето-Карабахской зоны. Следовательно, как нам представляется, здесь впоследствии одновременно могли протекать процессы субдукции и обдукции океанической коры (см. рис. 104, II). Механизм образования серпентинитового меланжа в результате сжатия, выжимания и шарьирования габбро-гипербазитовых комплексов, слагавших первоначально фундамент эвгеосинклиналей, подробно рассмотрен А. С. Перфильевым, С. В. Руженцевым (1973) и С. В. Руженцевым (1974).

Образование серпентинитового меланжа в австрийскую фазу тектогенеза имело место, по-видимому, и на западе, к югу от Северо-Анатолийского разлома, на непосредственном западном продолжении Эрзинджан-Севанской офиолитовой зоны. На это указывает несогласное залегание верхнемелового флиша на офиолитах в долине Эльмалы, между Эрзинджаном и Элязыгом (Кетин, 1965). Здесь, по данным И. Кетина, базальные конгломераты сеномена содержат гальку и валуны серпентинитов из подстилающих пород. Аналогичное положение отмечено Памиром и Байкалом в районе

Бингёля (Pamir, Baykal, 1943). Предверхнемеловое поднятие испытывает и центральная часть Анатолии (Vingksapp, 1971).

Сжатие земной коры и гранитообразование, связанные с австрийской фазой тектогенеза, отчетливо проявились как между указанными офиолитовыми трогами, так и к северу от них. Конец неокома ознаменовался общим поднятием большей части Малого Кавказа (Еревано-Ордубадская, Кафанская и Сомхито-Карабахская зоны) и внедрением гранитоидных интрузий (Алавердская и Цавская группы и Спитакский интрузив). Тенденция к воздыманию в конце альба и в сеномане проявляется в центральной части Грузинской глыбы, причем оно распространяется с юга на север. Признаки австрийской фазы замечаются и в восточном флишевом прогибе Южного склона Большого Кавказа, где в низах сеномана, расположенного местами трансгрессивно, появляется грубообломочный и аркозово-граувакковый материал. Однако в южной, Средиземноморской-Восточнотаврско-Загросской рифтовой зоне все еще продолжают процессы растяжения земной коры, возможно достигающие в это время своего максимума. Горизонтальное перемещение глыб литосфер в стороны от этой раздвиговой зоны вызывает образование поперечных нарушений, вдоль которых, видимо, также происходит внедрение мантийного вещества и формирование офиолитовых комплексов. Таковыми, по нашему мнению, являются крупные поперечные нарушения (Наинский и Герирудский разломы) в теле Центрально-Иранского блока по обе стороны от Лутской глыбы, выполненные серпентинитовым меланжем.

Примерно в это же время, уже с начала альба, растяжение и интенсивное погружение по разрывам испытывает, подвергавшаяся до этих пор длительному размыву, центральная часть Закавказского срединного массива, зарождается Черноморско-Аджаро-Триалетская рифтовая зона, в восточной части которой (в современной Аджаро-Триалетской зоне), в продолжение альба накапливается мощная (до 2000 м) вулканогенная свита (см. рис. 104, II). Максимальным это растяжение было в центральной части рифта, в области современной глубоководной впадины Черного моря, где в осевой зоне, в позднем мелу, происходит разрыв сплошности континентальной коры и формирование коры океанического типа. С этого времени, до момента полного замыкания Эрзинджан-Севанской офиолитовой зоны, Артвино-Болнисская и Бейбурт-Карабахская зоны, с развитыми в их пределах верхнемеловыми андезитовыми вулканогенными толщами, вполне могут рассматриваться в качестве островной дуги, в тылу которой и развивается Черноморско-Аджаро-Триалетская рифтовая зона. Андезитовые серии образуются в всячем крыле, видимо, продолжающей активно развиваться зоны Бениоффа по северному краю Эрзинджан-Севанской зоны (рис. 104, II). На продолжение активности зоны Бениоффа в позднемеловое время указывает довольно четко проявленная структурно-магматическая зональность к северу от Эрзинджан-Севанской офиолитовой зоны: 1. Андезитовые толщи Бейбурт-Карабахской и Восточно-Понтий-

ско-Болнисской зон (островная дуга), 2. Преимущественно базальтовые породы Аджаро-Триалетского прогиба (восточной части окраинного Черного моря), 3. Щелочные трахиты, богатые калием на северном крае этой зоны (сел. Дапнара) (Надарейшвили, 1968) и 4. Свита щелочных оливковых базальтов (свита мтавари) на западной и южной перифериях Окрибского поднятия Грузинской глыбы (Дзоценидзе, 1948; Гугушвили, 1968). Таким образом, в позднем мелу активная вулканическая деятельность охватывает довольно обширную область, однако, как отмечалось, с начала палеогена явления растяжения и прогибания сосредотачиваются преимущественно внутри Черноморско-Аджаро-Триалетского рифта.

Первой значительной фазой складчатости, затронувшей южную часть рассматриваемого сегмента Средиземноморского пояса, была субгерцинская. В эту эпоху — перед маастрихтом — происходит сжатие и возникновение первых шарьяжей в Тавре (Blümenthal, 1963; Brunp et al., 1970; Rigo de Righi, Cortesini, 1964; Ilhan, 1967; Поникаров, 1967; Хаин, 1969, 1970), Загросе (Falcon, 1958; Шлёклин, 1966; Поникаров, 1967; Risco, 1968; Хаин, 1969) и Омане (Lees, 1928; Казьмин, 1965, 1971). За счет размыва появившихся поднятий с этого времени здесь началось образование флиша. Вместе с тем, видимо уже с этого времени, в результате активного пододвигания Аравийской платформы под Иранский континентальный блок и «проталкивания» к северу и субдукции образованной здесь океанической коры, возобновляется активность наклоненной к северу зоны Бенюффа, с развитием которой связано образование позднемеловых и кайнозойских магматитов, приуроченных главным образом к прямолинейному вулканическому поясу Урмия-Дохтар (Schroeder, 1944; Милановский, Короновский, 1973), вытянутому вдоль юго-западного края Центрально-Иранского массива.

Движения и складчатость, связанные с субгерцинской фазой, проявляются и севернее этой полосы. Она, по данным А. Л. Книппера (1971₂), явилась следующей за австрийской, значительной фазой формирования меланжа в Севано-Акеринской (Эрзинджан-Севанской) зоне. С конца маастрихта Даралагезским поперечным поднятием прерывается связь между Ереванским и Ордубадским бассейнами (Азизбеков и др., 1972). Мощная докампанская фаза складчатости выявлена и в Центральном Эльбурсе (Шлёклин, 1966). Складчатость в это же время фиксируется и в Аджаро-Триалетской зоне. Перед маастрихтом она проявляется в Восточном флишевом прогибе Большого Кавказа, где в низах трансгрессивной орбитонидной свиты образуется грубообломочная фация.

Начавшаяся с этого времени тенденция общего сжатия рассматриваемого сегмента Средиземноморского пояса, вызванного постепенным и неравномерным продвижением к северу блоков континентальной коры в течение орогенного этапа компенсируется начавшимся раскалыванием Африканско-Аравийского континента и развитием рифтов Крас-

ного моря и Аденского залива⁵¹. Следует также отметить, что первым наиболее крупным складкообразовательным движениям конца мела в зонах Тавра, Загроса и Омана соответствуют по времени крупные излияния платобазальтов в Эфиопии, Йемене, на Синайском полуострове, связанные со значительным растяжением вдоль рифтовых зон (Поникаров, 1967).

Формирование рифта в зоне Красного моря и очень существенное его расширение в это время сопровождалось крупными излияниями щелочных базальтов. По данным В. Г. Казьмина (1974), характерна пространственная приуроченность излияний к обоим бортам Красноморского рифта и его южной оконечности. Вместе с тем, по данным этого же автора, увеличение амплитуды покровов от Сирии к Оману указывает на расширение Красноморского прарифта к югу, иными словами, на вращательно-поступательный характер перемещения Аравии.

Однако область современного Ионического моря и моря Леванта, представляющая, как отмечалось, западную часть единой рифтовой зоны, развитой по северному краю Африкано Аравийской платформы, не затрагивается этими движениями — не поддается сжатию или испытывает очень слабые деформации⁵² и аналогично Черноморской и Южнокаспийской впадинам, ведет себя как наиболее жесткая глыба литосферы, испытывая вместе с тем постоянное прогибание вплоть до четвертичного времени. Подтверждением сказанному могут служить имеющиеся к настоящему времени данные о строении восточной части Средиземного моря и его северо-восточного обрамления (Henson et al., 1949; Казьмин, 1965; Schmidt, 1960; Gass, 1968).

Как указывалось, разрез массива Трудос представляет собой не нарушенный и не превращенный в меланж разрез океанической коры, а о. Кипр может рассматриваться как фрагмент древнего блокового поднятия Средиземноморской рифтовой зоны. Вместе с тем эта часть рифтовой зоны, с ненарушенной океанической корой в осевой части, подобно Черноморской и Южнокаспийской впадинам, представляет собой особую категорию устойчивых зон земной коры, которую можно, как отмечалось, именовать «отмершим рифтом».

Аналогично другим жестким глыбам рассматриваемой части Средиземноморского пояса. Средиземноморский «отмерший рифт» испытывает перемещение к северу и вызывает интенсивную складчатость и развитие шарьяжей в Центральном и Западном Тавре.

В пользу высказанных выше предположений о совершенно различном характере развития западного и восточного сегментов некогда единой Сре-

⁵¹ По данным Е. Е. Милановского (1969), формирование современного рифта Красного моря практически непрерывно происходит с конца мела.

⁵² Сейсмические исследования восточной части Средиземного моря методом МОВ (Милашин, Федорова, 1972) выявляют в рыхлых песчано-глинистых отложениях моря Леванта, до глубины 3 км, существование очень пологих поднятий и прогибов.

диземноморско-Восточно-таврско-Загросской зоны говорит еще много любопытных фактов, наблюдаемых в северо-восточном обрамлении Средиземного моря (см. рис. 99). По данным В. Г. Казьмина (1965), на восточном побережье Средиземного моря в Александреттской зоне (в Бассите и в горах Аманус) офиолитовый комплекс представлен типичным меланжем, надвинутым на юго-восток на карбонатные толщи верхнего мела. Особенно интенсивно надвиги формировались по краю Басситского блока, а также в некоторых местах и в Аманусе. Крупные шарьяжи с образованием меланжа, как отмечалось, развиты и на продолжении указанных структур — во внутренней зоне Загроса и в Восточном Тавре. Столь резкое сжатие, с образованием шарьяжей в этой части рифта, вызванное поддвиганием Аравийской платформы⁵³ и его отсутствие на западе (в восточной части Средиземного моря) могло осуществиться лишь при наличии поперечных тектонических нарушений на границе этих сегментов, каковой и являлась Левантийская рифтовая зона, вдоль которой предполагается наличие крупнейшего левостороннего продольного сдвига (Quennel, 1958; Vrcman, 1956; Sitter, 1962; Freund, 1965, 1965₂; Zak, Freund, 1966; Милановский, 1969, 1972). Р. Фрейд (1965₂) предполагает, что сдвиговые перемещения начались здесь еще в позднем мелу и продолжались до самого последнего времени. По мнению Е. Е. Милановского (1969), «левантийский сдвиг (местами сдвиг-раздвиг) и рифт Красного моря (широкий раздвиг) представляют сопряженную динамическую пару...», причем «тот факт, что эскарпы западного и восточного побережья, береговые линии и осевой глубоководный желоб Красного моря очень похожи по своим очертаниям, но вместе с тем несколько смещены влево на восточном берегу относительно западного, позволяет предполагать что мы встречаемся в пределах рифта Красного моря не с «чистым» раздвигом, нормальным к простиранию разломов, а с раздвиго-сдвигом, равнодействующая которого имеет ЮЮЗ-ССВ направление, составляющее угол порядка 45° с простиранием рифта».

Таким же представляется характер этих нарушений и Дж. Вилсону (Wilson, 1965), рисующему крупный раздвиг-сдвиг Красного моря и левосторонний сдвиг (трансформный разлом) в зоне Леванта.

Непосредственным северным продолжением Левантийской системы сдвигов является Марашский разлом в Турции. Безусловно, к этой же системе относится и Эджемиш-Чайский разлом, отделяющий Восточный Тавр от Центрального и обладающий всеми признаками левого сдвига, с амплитудой до 45 км (Metz, 1956). По В. Е. Хаину (1968), продолжение Эджемиш-Чайского разлома следует предполагать к востоку от Кипра в море Леванта, где он отчетливо проявлен в рельефе дна (см. рис. 99).

Таким образом, отмеченная система сдвигов, на орогенном этапе,

⁵³ О таком характере движения, наряду с другими, указывают данные Е. И. Ширской (1967), согласно которым в этой полосе в очагах землетрясений устанавливается погружение под линию горизонта осей напряжений, направленных от Аравийской платформы в сторону Загроса.

обуславливала возможность дифференциального горизонтального перемещения глыб литосферы к западу и востоку от нее.

Западная часть рифта, современная Восточно-Средиземноморская впадина не подвергалась складчатости, представляя, как отмечалось, особую категорию устойчивых зон земной коры — отмерший рифт, и испытывала устойчивое прогибание в продолжение всего мезозоя и кайнозоя. Резкое попружение Восточно-Средиземноморской впадины относительно Западно-Аравийского поднятия, по данным А. В. Разваляева (1971), наблюдалось уже в мезозое и четко выражено в характере распределения фаций и мощностей юрских и меловых отложений.

Процесс сжатия коры, связанный со следующей фазой альпийского тектогенеза — ларамийской, проявился в большей части рассматриваемой области: в Центральной Анатолии (Кетин, 1965, 1966; Brinkmann, 1971), где движения этого времени сопровождаются внедрением гранитоидных интрузий (Кетин, 1965) в Тавридах, на Большом и Малом Кавказе и Эльбурсе (Шгёклин, 1966), а также в Йезд-Керманской и Хамаданской зонах. Вслед за связанным с этими движениями поднятием кордильер происходит накопление наиболее молодых в рассматриваемой области (раннепалеогеновых) флишевых (или флишеидных) толщ в Аджаро-Триалетской, Еревано-Ордубадской и Талышской зонах.

Погружения, начавшиеся в палеоцене, достигают своего максимума в эоцене (особенно среднем) и сопровождаются вулканической деятельностью во всех прогибах Малого Кавказа (Аджаро-Триалетском, Севано-Акеринском, Еревано-Ордубадском, Талышском), в Восточных понтидах, Артвинско-Болнисской глыбе и Эльбурсе, а также в Центрально-Иранской области. В это время (в эоцене), видимо, вновь возобновляет свою активность зона Бениоффа по северному краю Тавро-Загросской зоны, о чем свидетельствуют среднеэоценовые андезитовые толщи, широко развитые вдоль Урмия-Дохтарского вулканического пояса (рис. 105, III в приложении). При этом поперечные нарушения обуславливают проникновение этого вулканизма глубоко внутрь Иранского массива. Выражением этого является развитие мощного эоценового андезит-дацитового наземного вулканизма на Лутской глыбе (см. рис. 99).

Сопоставление среднеэоценовых вулканических образований Малого Кавказа показывает, что вулканические породы Аджаро-Триалетской и Талышской зон проявляют большое сходство и представлены главным образом субщелочными базальтовыми сериями (Лорджипанидзе, Закариадзе, 1974; Азизбеков и др., 1972), а в Севано-Акеринской зоне развиты преимущественно известково-щелочные породы среднего и кислого состава (Джрбашян и др., 1968). Вместе с тем, перед поздним эоценом в этой зоне образовались габбро-плагиогранитные интрузии (Памбак-Базумская группа интрузивов) (Саркисян, 1973), рассматриваемые обычно в качестве одного из проявлений андезитового магматизма. Сказанное свидетельствует, по-видимому, о начале с этого времени зрелой стадии развития Севано-Акеринской зоны.

По мнению В. Е. Хаина (доклад в МГУ, 1974), так как южной границей области проявления эоценового вулканизма является, по существу, Араксинская (Вединская) офиолитовая зона, можно думать, что этот магматизм связан в основном с активностью зоны Бениоффа вдоль северного края Вединской зоны. Если принять во внимание сказанное выше о продолжении на восток этой зоны в виде тектонического шва и о возможном существовании такого же шва по южному краю складчатой системы Эльбурса, а затем Аладаг-Биналуда, непосредственно к югу от которого вновь появляется серпентинитовый меланж, можно предположить, что мощный вулканогенный эоцен на южном крыле Эльбурса, представленный в основном андезитовыми лавами и пирокластами, также приурочен к висячему крылу наклоненной к северу зоны Бениоффа (см. рис. 105, III). Вместе с тем, андезитовые толщи широко развиты в эоцене и к северу от Севано-Акеринской зоны. Причем, как отмечалось, здесь проявлены две самостоятельные зональности в средне- и верхнеэоценовых андезитовых толщах, в частности наблюдается увеличение в них содержания калия, к северу от Вединской зоны, а затем вновь к северу от Севано-Акеринской (Закариадзе, Лордкипанидзе, Надарейшвили, 1975). Заслуживает внимания также резкая смена этих образований к северу мощным комплексом сублочных базальтов Аджаро-Триалетии. Все это может свидетельствовать о продолжении в это время активности наклоненной к северу зоны Бениоффа и по северному краю Эрзинджан-Севанской офиолитовой зоны (см. рис. 105, III).

Таким образом, можно думать, что развитие Черноморско-Аджаро-Триалетского рифта в позднем мелу и раннем палеогене происходит в висячем крыле зоны Бениоффа, предполагаемой нами по северному краю Эрзинджан-Севанской зоны. Это наводит на мысль связать его образование со вторичным термальным диапиром, возникшим на поверхности поддвигающейся вдоль зоны Бениоффа литосферной плиты, как это предполагает Д. Кариг (Karig, 1971) для развития рифтовых зон окраинных морей, представляющих зоны интенсивного локального растяжения на фоне общего сжатия в пограничной зоне между океаном и континентом (см. рис. 104, II; 105, III). Предложенные другие механизмы этого явления представляются нам менее приемлемыми, в частности, предположение Нельсона и Гемила (Karig, 1971) о существовании движущегося главного потока мантийной конвекции, встречающего на пути преграду, в виде падающей в противоположную сторону зоны пододвигания (зоны Бениоффа), и частично поднимающегося наверх к западу от тихоокеанских желобов и вызывающего в окраинных бассейнах асимметричный спрединг. Схожий механизм предлагает и Л. П. Зоненшайн (1972), который допускает возможность существования восходящего потока мантийного вещества вдоль зоны Бениоффа (или тектонофера Ю. М. Шейнманна), а затем ее растекание под литосферой в тыловом направлении. Первому предположению в пределах рассматриваемой нами части Среди-

земноморского пояса противоречит невозможность допущения мантийного потока, направленного со стороны континента, с севера на юг, так как все данные указывают на противоположное направление мантийных потоков. Вместе с тем допущение единого подлитосферного потока, движущегося в тыловом направлении, в частности, в схеме Л. П. Зоненшайна, подразумевает естественное существование в глубоком тылу и зон сжатия, которые в рассматриваемой нами области отсутствуют.

Таким образом, наиболее приемлемым нам представляется допущение локального термального диапира, возникающего на поверхности зоны Бениоффа, «способного увеличивать объем перекрывающей мантии и вызвать растяжение, базальтовый вулканизм и высокий тепловой поток» (Karig, 1971).

Как отмечает Д. Кариг, пока нет никаких данных, позволяющих судить об общих химических различиях между составом мантии позади островных дуг и под нормальной океанической корой. Однако эти отличия, по-видимому, все-таки существуют, имеют вполне определенные причины и находят отражение в характере развития раздвиговых структур в висячем крыле зоны Бениоффа. В частности, как видно на примере Аджаро-Триалетии, для этих зон характерно необычайное обилие продуктов вулканизма и, что особенно важно, несмотря на преобладание наиболее глубинных щелочных и субщелочных базальтоидов, появление среди этих продуктов и серии дифференцированных пород (нагваревская и квабисхевская свиты Аджаро-Триалетии), возникших также в висячем крыле зоны Бениоффа, возможно, в результате частичного плавления образованных вдоль этой зоны кварцевых эклопитов или амфиболитов (Грин, Рингвуд, 1972; Рингвуд, 1972).

В позднем эоцене в акватории Черного моря рифтогенез прекращается, видимо, в результате истощения глубинной энергии (прекращение действия термального диапира). Рифтогенез в это время прекращается и в восточной части Черноморско-Аджаро-Триалетского рифта (в пределах современной Аджаро-Триалетской зоны), где наступает режим сжатия и дифференцированных движений, являющихся отражением движений наиболее ранней фазы (Триалетской) пиренейской тектонической эпохи. Пиренейские движения захватывают почти всю рассматриваемую часть Средиземноморского пояса и фактически знаменуют начало орогенного этапа его развития.

Движения, связанные с триалетской фазой, проявились и в Севано-Акеринской зоне. С указанными движениями связано именно начало внутреннего структурного расчленения и формирование крупных складок в этой зоне (Саркисян, 1973), а также, как отмечалось, внедрение гранитоидных интрузий.

Триалетская фаза проявилась и на Грузинской глыбе, а также в восточной части южного склона Большого Кавказа, где образуется цепь кордильер в Гагрско-Джавской зоне, по южному краю флишевого прогиба; проявляются первые признаки перемещения по шарьяжам,

и в низах верхнего эоцена образуется олистостромовый комплекс (П. Гамкрелидзе, И. Гамкрелидзе, 1975). Предверхнеэоценовые движения отмечаются также в Центральном Тавре (Кетин, 1965).

Собственно пиренейские движения охватили намного более обширную область. В геосинклинальных системах Большого и Малого Кавказа и Эльбурсе в это время заканчивается накопление флишевых и карбонатных формаций и начинается накопление нижней молассовой формации. «К этому времени большинство горных хребтов Центрального, Восточного и Северного Ирана поднялись выше уровня моря и разделились большими межгорными бассейнами» (Штёклин, 1966). В пиренейскую фазу складчатости возобновляются движения по шарьяжам. По данным А. Л. Книппера (1971₂), в это время в Севано-Акеринской зоне протрузии меланжа вновь прорываются в верхние горизонты осадочного и вулканогенного комплекса этой зоны.

С некоторым опозданием, в следующую тектоническую фазу, приходящуюся на конец олигоцена — начало миоцена (савская фаза) сжатие охватывает и южную офиолитовую зону (Тавр, внутренняя зона Загроса), где с новой силой проявляются перемещения по шарьяжам. По данным В. Г. Казьмина (1974), удается точно синхронизировать складчатость и горообразование в альпийском складчатом обрамлении Аравии на олигоценно-миоценовом этапе с фазой расширения в Красноморском и Аденском рифтах. В частности, уже 30—36 млн. лет тому назад (начало олигоцена), в осевой зоне южной части Красноморского рифта происходили излияния базальтов, имеющих толеитовый характер (Lowell, Genik, 1972; Казьмин, 1974). Помимо этого, в олигоцене-нижнем миоцене начались трещинные излияния щелочных базальтов вдоль обоих бортов Красноморского рифта, а также в зоне Восточно-Африканского рифта (Казьмин, 1974). Вместе с тем с олигоцена как активная структура формируется и Аденский рифт. Одновременно расширение Красноморского и Аденского рифтов, как показал В. Г. Казьмин, привело к изменению траектории движения Аравийской плиты. Найденный им вектор перемещения Аравии — северо-восток 25° — близок к направлению поперечных сдвигов в Аденском рифте и к направлению зоны сдвигов Мертвого моря.

В олигоцене-миоцене начинается формирование Афарского рифта, вызванное вращением Данакильского блока вокруг полюса, расположенного южнее залива Зула на Красном море (Казьмин, 1974).

Таким образом, компенсация сжатия на обрамлении Аравии растяжением на юге в олигоцене и миоцене совершенно очевидна.

С пиренейской и савской фазами связано возникновение большинства собственно альпийских интрузий гранитоидов рассматриваемой области, в частности большинства интрузий Малого Кавказа (Мегринская, Айоцзорская, Баргушатская группы, а также Далидагский интрузив), Восточных Понтидов (Качкарский батолит и его многочисленные сателлиты), Центральной Анатолии и юго-восточной части Центрально-Иранского массива, свидетельствующих о продолжении

активности указанных выше зон Бениоффа и процессов формирования континентальной коры в их висячем крыле (см. рис. 105, IV в приложении).

Проявление последующих фаз (эпох) альпийского тектогенеза вызывает общее сжатие и окончательное формирование современной структуры рассматриваемой части Средиземноморского пояса. Процесс общего сжатия в этой области на орогенном этапе и связанного с ним мощного и разнообразного по характеру орогенного магматизма⁵⁴ также компенсируется процессом растяжения и деструкции коры, ярко выраженным в тылу продвигающегося к северу Аравийского континентального блока, в области рифтов Красного моря и Аденского залива⁵⁵, а в еще более значительном масштабе, видимо, растяжением в южной части Срединно-Атлантического океанического рифта⁵⁶. По данным В. Г. Казьмина (1974), период погружения и заполнения рифтов осадками продолжался в нижнем и среднем миоцене, а новая активная фаза расширения началась в верхнем миоцене ранее чем 5 млн. лет назад (аттическая фаза). Такой возраст имеют древнейшие полосовые магнитные аномалии в Аденском заливе (Laughton et al., 1970), что свидетельствует о полном разрыве в это время литосферных плит и начале формирования новой океанической коры в зоне разрыва (Vine, Matthews, 1965; Казьмин, 1974).

В Красноморском рифте верхнемиоценовые движения не привели к разрыву литосферных плит: здесь продолжалось растяжение и утонение коры (Казьмин, 1974).

Новый этап расширения рифтов, по данным В. Г. Казьмина, начался 3—4 млн. лет тому назад. С этими движениями связано начало формирования полосовых магнитных аномалий в Красном море (Allan, 1970). В Афаре с новой фазой расширения связано образование осевых вулканических хребтов (Taziëff et al., 1972). Базальты этих хребтов, имеющие возраст от 1—2 млн. лет до современного и отличающиеся переходным к толентовому характером, указывают, по мнению В. Г. Казьмина (1974), на переход от стадии растяжения и утонения коры «к стадии «океанизации», на которой блоки утоненного «гранитного» слоя «перемешиваются» с массой субокеанической

⁵⁴ Под общим названием «орогенный магматизм» Е. Е. Милановский (1968, 1969) объединяет синорогенный плутонизм, субсеквентный и финальный вулканизм, имеющие тесную временную, пространственную и генетическую связь.

⁵⁵ По данным В. П. Поникарова (1967), в соответствии с палеотектоническими реконструкциями, суммарная величина раздвигово-сдвиговых перемещений в устьевой части Аденского залива составляет примерно 200 км. Оптимальная величина смещения Аравийской глыбы в той же части залива может быть оценена в 120—130 км. Величина перемещения Аравийской глыбы в области Красного моря измеряется шириной его осевого грабена (50—60 км).

⁵⁶ Примечательно, что по мере продвижения Аравийского блока к северу наблюдается возобновление движения по системе сдвигов Левантийской рифтовой зоны и постепенное их проникновение к северу: грабены Акабского залива и Мертвого моря развивались с начала миоцена, а более северные грабены Ель-Габ и Карасу, по данным В. Г. Казьмина и др. (1964), сформированы лишь в плиоцен-четвертичное время.

ких базальтов». Все эти фазы расширения в рифтовых структурах Каспийско-Аденского региона совпадают с фазами сжатия на севере в складчатых областях и подтверждают вполне справедливое мнение В. Г. Казьмина о том, что расширение рифтов (и, следовательно, компенсирующее сжатие) происходило не непрерывно, а отдельными импульсами, которые могут разделяться сравнительно длительными периодами относительного покоя и заполнения возникших рифтов осадочно-вулканогенными толщами. С течением времени эти периоды сокращаются, а в последние 10—12 млн. лет процесс протекает посредством коротких и частых импульсов, отраженных в формировании линейных магнитных аномалий (Казьмин, 1974).

Широкое развитие андезитового и андезито-дацитового вулканизма на Кавказском и Иранском сегментах в период общего сжатия рассматриваемого сегмента Средиземноморского пояса на орогенном этапе можно связать с предсказываемой активностью древних зон Бениоффа. Как отмечает Е. Е. Милановский (Милановский, Короповский, 1973), «грандиозные масштабы кайнозойских извержений, одновременность проявления однотипного (преимущественно андезитового) вулканизма на огромных территориях, в пределах разнотипных тектонических элементов, огромная длительность развития отдельных вулканических зон Ирана, очевидно, могут указывать на очень значительную глубину питающих очагов андезитовой магмы—большую по сравнению с глубиной заложения отдельных тектонических зон и на то, что длительность существования очагов превышала продолжительность отдельных стадий развития этих зон». Исходя из сказанного, допущение продолжения активности полого наклоненной под Иранский блок зоны Бениоффа и на орогенном этапе представляется нам вполне оправданным (рис. 105, IV). Вместе с тем, на орогенном этапе, когда сжатие охватывает весь Средиземноморский пояс и к северу активно начинает продвигаться и Восточно-Средиземноморская океаническая плита (отмерший рифт) вдоль ее сочленения с Азиатской континентальной литосферой, видимо, также возникает наклоненная к северу поддвигаемая зона типа зоны Бениоффа, с развитием которой и следует связать орогенный, в основном андезитовый, вулканизм Анатолии (Geol. map of Turkey, 1964) (рис. 105, V). На перемещение и пододвигание Средиземноморской жесткой океанической глыбы под континентальную глыбу Турции, на основании сейсмических данных, указывают данные Капуто и др. (Caputo et al., 1970). Этими авторами описаны глубинные разрезы по долготе Этна-Везувий на западе и о. Крит — Измир — Мраморное море на востоке. На основании данных о глубокофокусных землетрясениях, Капуто и др. предполагают существование полого наклоненной к северу под турецкий блок сейсмофокальной зоны (рис. 106).

Как показал Е. Е. Милановский (1972), на орогенном этапе, особенно в позднеорогенную стадию, районы и центры позднеорогенного вулканизма связаны с рядом крупных глубоких зон поперечных нарушений типа крутых сбросов и трещин растяжения, имеющих направления поперечные к простиранию продольных зон Кавказа. Таковыми,

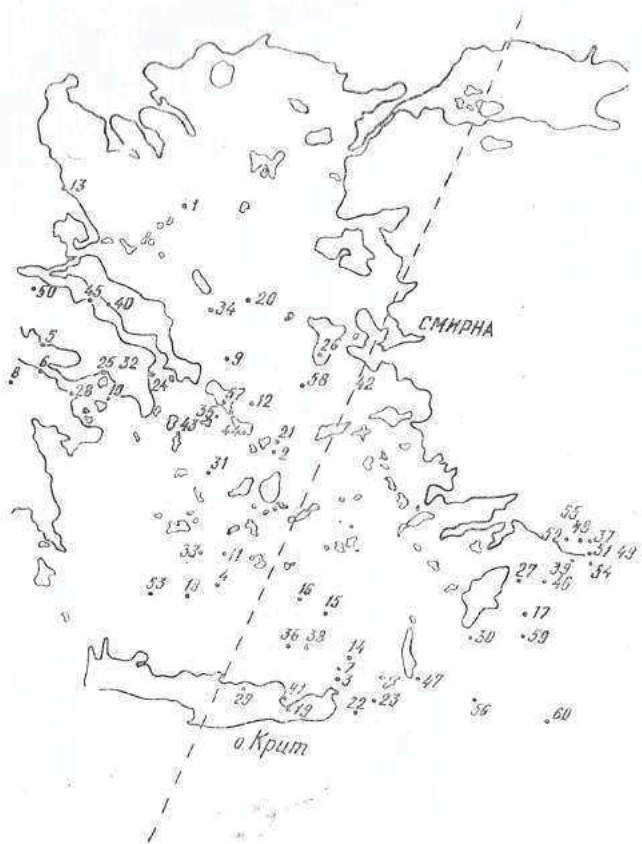


Рис. 106. Карта наиболее значительных землетрясений Эгейского моря и глубинный разрез через о. Крит — Измир—Мраморное море (по Капуто и др., 1970)

по мнению Е. Е. Милановского, являются Эльбрусская, Чегемская, Казбек-Цхинвальская, Абул-Самсарская, Джавахетская, Гегамская, Немрут-Араратская зоны и др. Вся «зона Транскавказского поперечного поднятия испытывала в позднеорогенной стадии не только воздымание, но и весьма слабое поперечное к ее простиранию горизонтальное растяжение, создававшее благоприятную тектоническую обстановку для развития вулканического процесса» (Милановский, 1972). При этом к зоне Транскавказского поперечного поднятия и ее северному продолжению в Предкавказье и южной части Русской плиты приурочен крупнейший глубинный разлом, установленный на основании анализа гравитационного и магнитного полей (Володарский и др., 1971). Эта субмеридиональная зона, как считает Е. Е. Милановский, без всякого перерыва продолжается к югу в пределы восточной части Африкано-Аравийской платформы. Как нам представляется, эти и подобные громадные трещины отрыва, возникающие в период максимального сжатия Средиземноморского пояса, достигающие глубинных очагов в мантии, и обуславливают появление на поверхности недифференцированной базальтоидной магмы в зонах поперечного направления. В частности, подобно Транскавказской зоне, зоной поперечных нарушений контролируется цепочка позднеплиоценовых базальтовых лавовых покровов Центрального Тавра (Милановский, Короновский, 1973).

Одним из наиболее ярких выражений движений, направленных в поперечном к общему простиранию Средиземноморского пояса для орогенного этапа альпийского цикла В. Е. Ханн (1970) считает также образование глубоких разломов северо-западного и северо-восточного простираний, вдоль которых происходит относительное горизонтальное смещение отдельных сегментов. Сдвиговые смещения происходят и вдоль некоторых продольных или субдиагональных разломов. Наиболее крупным из них является охарактеризованный выше Северо-Анатолийский правый сдвиг.

Общее сжатие рассматриваемой части Средиземноморского пояса имеет место и в современную эпоху, так как проведенное Е. И. Широковой (1967) исследование ориентировки напряжений в очагах многих землетрясений Большого и Малого Кавказа и Эльбурса показало, что векторы главных сжимающих напряжений располагаются полого и перпендикулярно к простиранию этих складчатых сооружений. Эти данные подтверждаются также Маккензи и др. (Mc Kenzie et al., 1974) и Новрузи (Nowroosi, 1971).

Выводы

Все сказанное ранее позволяет сделать следующие общие выводы о характере движения и развития земной коры в Анатолийско-Кавказско-Иранском сегменте Средиземноморского пояса.

1. Рассматриваемая часть Средиземноморского пояса к концу герцинского цикла представляла собой область сплошного развития континентальной коры, в пределах которой наблюдались в общем парал-

лельные ее простиранию зоны устойчивых прогибаний, разделенных зонами поднятий — будущих срединных массивов.

2. Основными процессами, определяющими характер тектонического развития рассматриваемого сегмента Средиземноморского пояса, являются процессы растяжения и сжатия литосферы, связанные с горизонтальными и часто разнонаправленными перемещениями отдельных ее глыб.

3. Существуют периоды (эпохи) преобладающего растяжения (начало тектонических циклов) и сжатия (конец циклов), но в общем сжатию в одних местах всегда отвечает растяжение в других⁵⁷. Причем, фазы сжатия и складчатости, видимо, отвечают отдельным моментам усиленного темпа спрединга в раздвиговых зонах.

4. В местах растяжения коры, как правило, по древним ослабленным зонам, или в областях бывших сводовых поднятий на срединных массивах, происходит заложение грабенообразных прогибов (рифтов), в которых процесс растяжения в некоторых случаях может привести к разрыву сплошности литосферы, внедрению продуктов плавления глубинного вещества в образовавшуюся раздвиговую зону осевой части рифта и формированию здесь коры океанического типа.

5. Смена условий растяжения сжатием на краях (или на одном крае) сравнительно обширных океанических прогибов, уже на ранних стадиях их формирования, вызывает, видимо, возникновение наклоненных под континент зон Бениоффа и сопровождающих развитие этих зон процессов формирования континентальной коры в их всячем крыле.

6. Однако раздвиговые деформации, видимо, сравнительно меньшего масштаба, в местах вырождения рифтовых зон, а иногда на всем их протяжении, не приводят к разрыву сплошности коры и вызывают возникновение лишь узких проницаемых зон — глубинных разломов, служащих путями подъема на поверхность глубинного вещества.

7. Горизонтальные перемещения отдельных глыб литосферы сопровождаются возникновением поперечных нарушений, в общем аналогичных трансформным и поперечным разломам океанов, по которым местами также происходит внедрение мантийского вещества и формирование офиолитового комплекса или же его растаскивание от зон его формирования.

8. Некоторые зоны растяжения на определенной стадии своего

⁵⁷ Множество примеров сопряженности явлений растяжения и сжатия литосферы, в частности, совпадение во времени заложения одних геосинклинальных зон с замыканием других, отмечается сторонниками гипотезы новой глобальной тектоники. Это мнение высказывается и А. В. Пейве, который в качестве примера приводит данные о развитии в палеозое Скандинавских каледонид и Урала по краям Европейской платформы, где происходит попеременная смена напряжений сжатия и растяжения в период каледонской и герцинской складчатости. Л. П. Зоненшайн (1972) отмечает, что замыканию и складчатости варисских геосинклиналей Центрально-Азиатского пояса в карбоне соответствует по времени зарождения новых геосинклиналей на восточной окраине Азии.

развития испытывают сжатие, складчатость и поднятие, в большинстве случаев сопровождающиеся гранитообразованием. Однако в пределах областей общего сжатия некоторые их части (частные прогибы) могут не затрагиваться этими процессами и продолжать прогибаться. Следовательно, характер деформации того или иного участка земной коры, наряду с внешними усилиями, определяется степенью его податливости, обусловленной локальными внутренними причинами.

9. Резкое сжатие рифтовых зон, с океанической корой в осевой части, в ряде случаев приводит к их полному «закрытию» и возникновению на их месте шовных (рубцовых) структур с выжатым на поверхность и шарьированным офиолитовым комплексом. Вместе с тем, видимо, в результате активного пододвигания более опущенной континентальной литосферной плиты под относительно приподнятую и дальнейшего заталкивания океанической коры вдоль существующих зон Бениоффа, активность последних может продолжаться и после смыкания континентальных плит.

10. Однако отдельные сегменты этих рифтовых зон (отмершие рифты), а также участки более древней консолидации в пределах континентальной коры (срединные массивы), в процессе общего сжатия практически не испытывают складчатости (отмершие рифты), или испытывают сравнительно слабые деформации (срединные массивы) и ведут себя как монолитные глыбы литосферы, способные передвигаться и передавать тангенциальные напряжения на смежные с ними более податливые зоны. Вместе с тем отмершие рифты представляют собой области длительного и глубокого погружения, приводящего к образованию глубоководных впадин внутренних морей.

Рассмотренная выше картина движения и развития земной коры в области Средиземноморского пояса показывает, что она является значительно более сложной, чем это рисуется общей схемой новой глобальной тектоники. В частности, несостоятельным является допущение существования в палеозое единого океана Тетис в области Средиземноморского пояса, непрерывного сближения Африкано-Аравийской и Евразийской плит литосферы в продолжение всего киммерийско-альпийского этапа и реликтовой природы внутренних морей. Однако существование в общем единой зоны, испытывающей сжатие на орогенной стадии развития Средиземноморского пояса, компенсирующееся растяжением за ее пределами в рифтах Красного моря и Адениского залива, а главным образом, видимо, растяжением и «растеканием морского дна» в южной части Срединноатлантического хребта, согласуется со схемой новой глобальной тектоники. Анализ приведенных данных о характере земной коры и магматизма как подвижных, так и относительно устойчивых зон (срединных массивов) позволяет принять также одно из важнейших положений указанной концепции о формировании новой океанической коры в пределах некоторых раздвиговых структур земной коры и о частичном ее уничтожении в зонах Бениоффа. Механизму «тектоники плит» в общем соответствуют также

установленные в пределах этого пояса горизонтальные движения глыб литосферы в стороны от зон растяжения, вызывающие сжатие и деформацию других зон, находящихся на зрелой стадии развития.

Приведенные выше данные об особенностях развития коры в рассматриваемом сегменте Средиземноморского пояса подтверждают многие важные положения, высказанные А. В. Пейве, А. Л. Книппером и др., в частности сопряженность процессов сжатия и растяжения в земной коре, сходство разрезов океанической коры и эвгеосинклиналей, тектоническую природу меланжа и его мобильность. Однако наряду с этим нет данных, подтверждающих полное перекрытие областей сплошного развития мезозойской океанической коры грандиозным шарьяжем кристалликума и фактически отрицающих значительную роль проявляющихся локально глубинных процессов, которые определяют характер магматизма и деформации земной коры.

ГЛАВА VI

НЕКОТОРЫЕ СООБРАЖЕНИЯ О ВОЗМОЖНЫХ ПРИЧИНАХ И МЕХАНИЗМЕ ТЕКТОГЕНЕЗА

Полученные за последние годы геологией, геофизикой и геохимией принципиально новые данные о строении верхней мантии и земной коры и характере развивающихся в них процессов с убедительностью свидетельствуют о том, что основными и наиболее общими движущими силами тектонических и магматических процессов, проявляющихся на поверхности Земли, являются процессы и движения на глубине. Однако положение зон повышенной тектоно-магматической активности в литосфере, как отмечалось, контролируется планетарной сетью глубинных разломов, возникновение которой приурочено к существованию общепланетарного фона напряжений, связанных с ротационным режимом Земли⁵⁸.

Глубинные процессы и связанные с ними движения определяют предпочтительные направления перемещения по этим системам планетарных нарушений и характер деформации ограниченных ими блоков земной коры (И. Гамкрелидзе, 1972, 1974₃). Вместе с тем, совершенно очевидная цикличность тектонического развития Земли и квазисинхронность тектоно-магматической активности на Земле указывают на существование глобальных причин ее возникновения. Глобальный характер этой активности может быть вызван существованием единого очень глубокого (граница ядра и мантии) источника вещества и энергии (Артюшков, 1968, 1970; Тихонов и др., 1969; Шейнман, 1970, 1971; Сорохтин, 1971). Однако, как справедливо отмечает В. Е. Хаин (1972, 1973), «данная гипотеза не объясняет достаточно сложный, тонкий и правильный ритм тектонической активности нашей планеты», и, главное, определенную закономерную связь ритмичности тектонических процессов с различными периодическими космическими явлениями. В частности, тектонические циклы, продолжительностью в 40—45 млн. лет, связываются с колебательными движениями Солнечной системы относительно плоскости Галактики (Тамразян, 1967; Лунгерсгаузен, 1963). Отмечается также совпадение основных крупных тектономагматических циклов с «галактическим годом» — временем обращения

⁵⁸ Зарождение планетарной сетки разломов вслед за образованием относительно твердой и хрупкой литосферы, произошло, видимо, уже в архее (Хаин, 1973).

Земли и Солнечной системы по галактической орбите»⁵⁹. П. Н. Кропоткиным (1970) рассмотрена возможная тектоническая роль космических факторов, связанных с вращением Земли и притяжением Луны и с предполагаемыми изменениями ньютоновой гравитационной постоянной (изменение радиуса Земли, возникновение сжимающих напряжений в земной коре). Сезонные изменения частоты землетрясений рассматриваются в свете гипотезы Р. Дике как результат небольших периодических изменений радиуса Земли при ее вращении по орбите. Пульсации радиуса Земли могут, по мнению Н. П. Кропоткина, форсировать тепловую или гравитационную конвекцию в оболочке Земли, т. е. перемещение снизу вверх наиболее нагретого, наиболее пластичного и легкого материала.

Таким образом, существует определенный резонанс «между эндогенной динамикой Земли и периодическими изменениями космического — гравитационного и электромагнитного полей» (Хаин, 1973).

Наряду с этими общими причинами и закономерностями тектонического развития Земли не меньший интерес вызывает конкретный механизм протекающих в тектоносфере Земли процессов, определяющих особенности строения и развития ее коры.

Исходя из рассмотренного выше характера строения и развития земной коры в пределах Анатолийско-Кавказско-Иранского сегмента Средиземноморского пояса и смежных с ним областей, а также из современных представлений о характере протекающих в тектоносфере процессов, ниже высказываются некоторые предположения о возможных причинах и механизме тектогенеза.

Как отмечалось, основными процессами, определяющими характер тектонического развития рассматриваемой части земной коры являются процессы растяжения и сжатия, связанные главным образом с горизонтальными перемещениями отдельных ее глыб. Вместе с тем зоны наибольшего растяжения коры (рифтовые зоны) являются местами появления на поверхности глубинного вещества и продуктов его плавления. Исходя из этого, наиболее вероятным глубинным процессом, порождающим возникновение зон растяжений и подъема глубинного материала представляется образование в слое пониженной вязкости (астеносфере) восходящих и расходящихся под литосферой потоков разогретого и, следовательно, более пластичного верхнемантийного вещества. Возникновение таких потоков обусловлено, видимо, существованием в глубоких недрах Земли генерирующего его процесса (Runcorn, 1965, 1972; Артюшков, 1968, 1970; Тихонов и др., 1969;

⁵⁹ Наиболее полно вопрос о связи цикличности тектогенеза с обращением Земли и Солнечной системы по галактической орбите рассмотрен Г. П. Тамразяном (1967).

Шейнманн, 1970, 1971; Сорохтин, 1971; Ушаков, Красс, 1972). Вместе с тем, принимая во внимание горизонтальную расслоенность верхней мантии, можно допустить возникновение в разных частях мантии конвективных ячеек разной величины в зависимости от интенсивности глубинного потока и реологических свойств мантии. Характер и структура конвекционных ячеек в значительной мере будет определяться также существованием не сплошной литосферы, а разбитой сетью планетарных нарушений, вдоль которых она более проницаема для выноса подкоревой энергии. При переходе от восходящей, вертикальной ветви потока к горизонтальной вполне реальным представляется предположение В. Г. Казьмина (1974) о возможности существования двух случаев: 1) разветвление восходящего потока на две ветви под осевой зоной рифта и, следовательно, симметричное по отношению к ней расхождение плит, 2) изгибание и образование одной ветви восходящего потока и, следовательно, отодвигание одной подвижной плиты от второй неподвижной. Первый случай, по мнению В. Г. Казьмина (1974), иллюстрируется системой Аравийской и Сомалийской плит и Аденского рифта, второй — системой Аравийской и Нубийской плит и Красноморского рифта. Последний случай, видимо, имеет место и в Восточно-Средиземноморско-Тавро-Загросской рифтовой зоне, где восходящий и изгибающийся в одну сторону подлитосферный поток вызывает раскрытие этой зоны, отодвигание Анатолийско-Иранской плиты к северу и возникновение процессов сжатия на севере. Но затем, в ранней юре, под этой плитой возникают дополнительные восходящие и расходящиеся симметрично потоки, вызывающие образование раздвиговых зон и процессы сжатия по обе стороны и в промежутке между ними, над возникшими по их краям зонами Бениоффа. Однако в дальнейшем каждый, более южный мантийный поток оказался более мощным и, следовательно, длительно действующим, что вызывает последовательное закрытие раздвиговых зон с севера на юг (Ерзинджан-Севанской — в альбе, Вединской? в коньяке, Тавро-Загросской — перед маастрихтом). На орогенном этапе продвижение всех плит к северу вызвано мощным воздействием возникшего, видимо, с позднего мела и направленного в ту же сторону Красноморского подлитосферного потока, с чем и связано дальнейшее пододвигание более южных плит под северные и продолжение активности наклоненных к северу зон Бениоффа. В Черноморско-Аджаро-Триалетском рифте вторичный диапир над зоной Бениоффа вызывает скорее всего симметричное расхождение плит, причем, главным образом в результате распирающего действия глубинного вещества, внедряющегося вдоль ослабленных зон литосферы.

Однако во всех рассмотренных случаях длительное существование направленного потока глубинной энергии в астеносфере может вызвать возникновение все расширяющейся раздвиговой зоны, заполняемой мантийным веществом и формирование здесь новой коры океаническо-

го типа. Возникновение этой коры связано, видимо, с целым рядом сложных процессов. В настоящее время, основываясь на геофизических данных, результатах экспериментальных геофизических и петрологических работ, а также на материалах непосредственного изучения глубинных пород в выбросах кимберлитовых и базальтовых трубок взрыва и вулканов, большинство исследователей склоняется к мнению об ультраосновном составе верхней мантии. Принимается, что подавляющее большинство магм основного и среднего состава образуется глубоко в мантии в результате частичного плавления изначального вещества—пиролита (Ringwood, Green, 1966; Грин, Рингвуд, 1972). Одновременно с выплавлением легкоплавкой фракции базальтоидного состава возникает тугоплавкий дунит-перидотитовый остаток. Основными факторами, определяющими состав и тип базальтовой магмы, образующейся в верхней мантии в результате частичного плавления пиролита, являются степень частичного плавления и глубина магмоотделения (Грин, Рингвуд, 1972). Однако в дальнейшем ее состав может меняться в результате дифференциации магмы — «отсадки кристаллов в условиях изменяющихся давлений нагрузки». Возможность получения выплавок из пиролита базальтоидов различного состава, в зависимости от температуры и давления была показана Д. Грином и А. Рингвудом (1966, 1972) экспериментально. А. П. Виноградов (1962), основываясь на результатах зонной плавки метеоритов, пришел к выводу о том, что верхняя мантия отвечает по составу хондриту, из которой в результате выплавления и дегазации образуется тугоплавкая фаза — дуниты (вещество мантии) и легкоплавкая фаза — базальты (вещество земной коры). Следует иметь в виду, что альпинотипные гипербазиты являются гетерогенными образованиями, состоящими из первичных продуктов (тугоплавкий остаток) и вторичных пород, возникших под воздействием на гипербазиты ассоциирующих с ними интрузий габбро (Пинус и др., 1973).

В качестве главной причины плавления верхней мантии Д. Грин и А. Рингвуд (1972) считают «конвективные» или «адвективные» движения в гравитационно неустойчивой зоне верхней мантии. Магма исходного пиролита поднимается в виде диапира в слое пониженных скоростей (в астеносфере). Частичное плавление диапира может произойти, когда кривая его температуры и давления пересечет линию солидуса пиролита (Грин, Рингвуд, 1972). Образование довольно однородной базальтовой коры, залегающей на остаточной ультраосновной мантии связано, по А. Рингвуду (1971), с горизонтальным расширением и сопровождающей его дифференциацией вещества.

Недавно Д. Грин (1973), в свете этих данных, детально рассмотрел отдельные стадии зарождения рифтовых долин на континенталь-

ной коре и формирование в их пределах новой коры океанического типа⁶⁰.

Таким образом, формирование океанической коры в раздвиговых зонах (в рифтах) связано с поступлением энергии и вещества из мантийных слоев Земли.

Однако этот процесс не бесконечен во времени. Конкретные формы структур растяжения и их дальнейшее развитие зависят от длительности и интенсивности процесса генерации энергии и вещества на глубине. Истощение глубинной энергии приводит к прекращению подъема разогретого глубинного вещества, «охлаждению» и уплотнению верхней мантии и нижней части литосферы, отмиранию структур растяжения и образованию на их месте жестких глыб земной коры (отмерших рифтов). Уплотнение верхней мантии и нижней части литосферы, в свою очередь, способствует постепенному проседанию земной коры и образованию в ней глубоководных впадин типа внутренних морей и других зон прогибания с корой океанического типа.

Известно, что наиболее характерными чертами современных активных рифтовых зон, как в пределах срединноокеанических хребтов, так и континентальных, являются сейсмичность, высокий тепловой поток и наличие аномальной (разуплотненной?) мантии с промежуточными скоростями сейсмических волн (7,3—7,7 км/сек). Высказанное выше предположение о возможности отмирания активных рифтовых зон, в результате истощения глубинной энергии, как нам представляется, делает понятным почти полную асейсмичность центральных частей отмерших палеорифтов, в общем пониженный тепловой поток в их пределах и существование под ними нормальной мантии ($V_p = 8,0—8,2$ км/сек). Вместе с тем оно подтверждается и данными о строении системы островных дуг и окраинных морей западной части Тихого океана. В настоящее время считается, что большинство окраинных бассейнов западной части Тихого океана образовалось в результате растяжения коры, связанного с общими тектоническими процессами, происходящими в системах островных дуг (Kagig, 1971). Окраинные бассейны могут быть разделены на две группы: бассейны с продолжающимся ныне активным растяжением коры (междуговые бассейны: зона Бонин, Марианский желоб, Новогейбридская зона и желоб Лау-Хавр) и бассейны, в которых растяжение прекратилось (а — с высоким тепловым потоком: Охотский, Японский и Южнокитайский бассейны, а также Окинавский желоб и бассейн Паресе-Вела; б — с нормальным тепловым потоком: Алеутский, Западно-Филиппинский, Коралловый, Южно-Фиджийский и Тасманов бассейны). Установлено, что величина теплового потока падает до нормальной по мере увеличения возраста,

⁶⁰ Однако нам представляется, что «базальтовый» слой земной коры в раздвиговых зонах может состоять из разновозрастных комплексов, о чем свидетельствуют часто наблюдаемый различный характер метаморфического преобразования этих пород, а также различный радиологический их возраст.

глубины и ширины бассейнов. Причем, по данным Д. Карига (Karig, 1971), время для того, чтобы бассейн охладился равно примерно от 20 до 40 млн. лет⁶¹. Следовательно, времени, прошедшего с прекращения рифтогенеза в пределах рассмотренных нами внутренних морей Средиземноморского пояса, было вполне достаточно для полного их отмирания и охлаждения.

Аналогичный вышеотмеченному механизм в более ослабленной форме, осуществлялся, видимо, в структурах растяжения и в области древних платформ. В частности, как показал А. А. Богданов (1964), в развитии структуры Восточно-Европейской платформы существует вполне определенная закономерность последовательности заложения узких структур растяжения — авлакогенов и более широких прогибов — синеклиз. «Существовали две главные стадии в развитии этих прогибов: 1) стадия авлакогена (например, образование такой группы авлакогенов, как Московский, Костромской, Оршанско-Крестцовский, Вологодский), охватывающая собственно рифейское время; 2) стадия синеклизы (например, возникновение Московской синеклизы, развитие которой в виде Балтийского прогиба началось еще в венде и продолжалось до мезозоя на месте ранее существовавшей группы авлакогенов)... Наряду с несомненно древними синеклизами выделяются и молодые структуры этого типа, которые, в свою очередь, связаны с молодыми (поздними) или новообразованными авлакогенами. К числу таких структур относятся, например, прогиб (авлакоген) Большого Донбасса и Украинская синеклиза... Авлакогенная стадия этого прогиба охватила верхний палеозой и начало мезозоя (триас?). В последующем, над этим поздним авлакогеном, несколько под углом к его простиранию, сформировалась значительно более плоская, но достаточно глубокая впадина Украинской синеклизы, главные стадии развития которой относятся к верхнемеловому и палеогеновому времени... Таким образом, и здесь мы видим отчетливое выражение той же закономерности — заложение синеклизы на месте ранее существовавшего авлакогена; в развитии этих поздних структур стадия авлакогена также предшествует стадии синеклизы» (Богданов, 1964). Аналогичное явление растяжения и даже разрыва сплошности коры, а затем образования в ней глубокой впадины имело место, видимо, и в случае озера Верхнего в пределах Северо-Американской платформы. В разрезе коры под этим озером под слоем воды лежит 4—10-километровая толща литифицированных позднекембрийских и раннепалеозойских отложений, расположенная непосредственно на слое, идентичном по своим сейсмическим свойствам океаническому слою (Фогт и др., 1972). Как отмечают П. Фогт и др., на примере синклинали озера Верхнего, имеющей

⁶¹ Видимо, такое же время понадобилось для «охлаждения» мантии и под рифтовыми впадинами Баффинова залива — Лабрадорского моря, где рифтогенез прекратился к концу олигоцена и современный тепловой поток на дне обоих бассейнов близок к нормальному (Martin, 1973).

возраст 1 млрд. лет, видно, что кора, аналогичная коре под Черным и Каспийскими морями, может существовать очень длительное время.

Таким образом, во всех рассмотренных случаях мы также имеем дело с отмиранием активных структур растяжения и с вызванным этим постепенным проседанием более обширной области земной коры. Что касается отсутствия «полосовых» аномалий в некоторых из вышеотмеченных структур, обладающих субокеаническим строением коры, то, как нам представляется, вряд ли следует ожидать их существование в подобных структурах растяжения, отмерших в эмбриональную стадию своего развития. Субокеаническая кора шириной, скажем, 180 км в центральной части Черного моря не указывает на такой же масштаб раздвигания континентальных плит. Скорее всего, это зона растяжения и дробления коры как бы «съеденная» и пропитанная глубинным веществом, безусловно включающим и остатки (обломки) бывшей континентальной коры (как «базальтового», так и «гранитного» ее слоев). Как отмечает В. Е. Хаин (1974), «факт отсутствия «полосовых» аномалий сам по себе не может говорить против механизма раздвигания, ибо спокойное магнитное поле может объясняться либо маскирующим влиянием мощного осадочного чехла, либо образованием в период отсутствия инверсии магнитного поля, либо, наконец, очень быстрым формированием подобных трогов, укладываемым в одну эпоху полярности геомагнитного поля». В рассмотренных нами случаях наиболее приемлемо допущение сглаживания магнитного поля мощным осадочным чехлом этих впадин.

Однако процессы генерации энергии и вещества на глубине могут быть значительно более мощными и продолжительными и, следовательно, могут способствовать длительному существованию структур растяжения в литосфере. Как отмечалось, на сегодняшний день вряд ли следует сомневаться в том, что образование океанических впадин вызвано именно значительным по масштабу и длительным раздвиганием плит литосферы, постепенным «растеканием» океанического дна и формированием в раздвиговой зоне срединноокеанического хребта новой коры океанического типа. Вместе с тем по мере удаления от оси срединноокеанического хребта новообразованная кора и верхняя мантия консолидируются при охлаждении, постепенно захватывая более глубокие слои. «Мантия под осью хребта, вероятно, представляет собой ультраосновную кристаллическую «кашу», через которую поднимается базальтовая жидкость, питающая растущие слои 2 и 3. Затем, удаляясь от оси, эта смесь, очевидно, затвердевает и превращается в «нормальную» мантию» (Фогт и др., 1972).

«Охлаждающаяся океаническая кора вместе с истощенным ультраосновным слоем перемещается от хребта, скользя по ослабленному начальным плавлением слою пониженных скоростей» (Рингвуд, 1972). Е. Оксбург и Д. Туркот (1968), проанализировав тепловой режим подобной системы, пришли к аналогичному выводу. Однако принимая во внимание примерное равенство средних значений тепловых потоков в

океанах и на континентах и более высокую радиоактивность коры континентов, нужно принять, что в океанах происходит перенос более значительного количества тепла, из больших глубин, в результате существования мощного потока глубинной энергии и вещества в срединноокеанических хребтах и ее растекания под океанической литосферой.

Таким образом, конкретные формы структур растяжения в земной коре и их дальнейшее развитие зависят от длительности и интенсивности процесса генерации энергии и вещества на глубине. Прекращение потока глубинной энергии приводит к консолидации земной коры как океанического, так и континентального типа. Продолжение процесса поступления из глубинных недр Земли энергии и вещества способствует длительному существованию структур растяжения и может привести к возникновению обширного океанического пространства.

Однако существует и третий путь развития охарактеризованных выше раздвиговых зон литосферы. Причем этот путь определяется не только и не столько процессами, протекавшими внутри этих зон, сколько проявлением более мощных процессов в соседних с ними зонах растяжения. Под воздействием раздвигающихся плит литосферы в других (соседних) зонах происходит смена растяжения сжатием и возникновение связанных с этим процессом сложнейших геологических процессов. Смена условий растяжения сжатием на краях сравнительно обширных океанических пространств, обладающих консолидированными в результате охлаждения, а также «утяжеленными» по краям вследствие перехода базальта в эклогит океаническими плитами, может вызвать погружение последних под смежные континентальные плиты вдоль зон Бениоффа. В зависимости от характера движения смежных с океанами континентальных плит, обусловленного, как отмечалось, характером подлитосферного потока, зоны Бениоффа могут возникать как по обоим, так и по одному краю океана. Вместе с тем в сравнительно узких раздвиговых зонах, не обладающих океаническими плитами и фактически на всю ширину занятых вертикальным потоком глубинной энергии и вещества, внешнее сжатие может вызывать их деформацию без возникновения по их краям поддвиговых зон типа Бениоффа. Деформации естественно подвергаются главным образом те из этих зон или их части, где все еще имеется запас глубинной энергии, поступление которой обуславливает степень податливости и подвижности земной коры в их пределах⁶².

Внешние сжимающие усилия охватывают, по всей вероятности, всю литосферу, что влечет за собой резкое изменение физических условий в земной коре и верхней мантии. Создаются условия для генерации андезитовых магм.

⁶² Это утверждение делает понятным близкое сосуществование даже в пределах одной складчатой системы зон с совершенно различной степенью и характером дислоцированности земной коры.

Как известно, в настоящее время господствует мнение о мантийном происхождении пород известково-щелочной серии (Taylor, White, 1965; Ringwood, Green, 1966; Taylor, 1967; Горшков, 1967, 1969; Шейнманн, 1968, 1971; Мархинин, 1967; Dickinson, 1968, 1970₁, 1970₂; Грин, Рингвуд, 1968, 1972; Мак-Берни, 1972). Однако процессы, приводящие к образованию в мантии андезитовой магмы, далеко еще не ясны. «Сам процесс зависит от такого большого количества неясных физико-химических факторов, что их невозможно оценить» (Мак-Берни, 1972). Не исключена возможность осуществления отмеченного выше механизма образования андезитовых магм, описанного А. Рингвудом и Д. Грином (1966, 1968, 1972). Во всяком случае, андезиты, видимо, действительно имеют мантийное происхождение и их образование может быть связано с процессами, протекающими на границе погружающихся в мантию плит литосферы вдоль зон Бенноффа. Однако, так как существуют признаки локального зарождения «гранитного» слоя уже в начале переходной стадии в пределах эвгеосинклиналей, следует учитывать возможность и другого механизма формирования континентальной коры. В частности, образование андезитов может быть связано также с изменениями физических условий в верхней мантии, как видно, в связи с возникновением напряжений сжатия. Здесь может осуществляться тот же механизм перехода базальта в поле устойчивости эклогита в результате увеличивающегося давления, а затем, при благоприятных кинетических условиях, преобразования базальта в эклогит. Блоки эклогита претерпевают частичное плавление с образованием дацитовых и андезитовых магм.

Вместе с тем проявление внешних сжимающих усилий вызывает в подвижных зонах закупоривание значительной части путей проникновения глубинного вещества. В результате разогретый мантийный материал продвигается вверх, главным образом путем проплавления земной коры. Интенсивное прогревание, плавление коры и образование в ней вторичных магматических очагов влечет за собой процессы разуплотнения коры и увеличение ее объема, что наряду с внешним сжатием, способствует поднятию и складчатости.

На охарактеризованные выше процессы, как правило, расходуется вся имеющаяся в пределах подвижных зон глубинная энергия. Таким образом, характер и интенсивность процессов складчатости, метаморфизма и гранитообразования зависят как от интенсивности внешних усилий, обусловленной масштабами глубинных процессов и движений и соответственно раздвигания плит литосферы в соседних зонах, так и от количества имеющегося «в запасе», под данной зоной, глубинной энергии, которая определяет, как отмечалось, степень податливости деформируемых зон. Интенсивное проявление внешних усилий, при существовании значительного количества глубинной энергии и, следовательно, при значительной лабильности подвижной зоны, вызывает интенсивную ее деформацию: развитие полной (геосинклинальной) складчатости, возникновение, как правило, односторонней вергентности и крупных шарьяжей, вызванных надвиганием или пододвиганием

под складчатые сооружения более жестких плит их обрамления. Интенсивное сжатие офиолитовых зон и возникновение шарьяжей вызывает образование серпентинитового меланжа и олистостромовых комплексов. С этим же процессом связано неоднократное перемещение и выжимание меланжа и протрузивное его внедрение по различным ослабленным зонам перекрывающих пород. При сравнительно слабом внешнем сжатии более отчетливо проявляются, порожденные опять-таки этим сжатием, вертикальные перемещения масс, непосредственно связанные с процессами прогрева и плавления коры и увеличения ее объема. Подобное явление в геосинклинальных прогибах, в частности в мезогеосинклиналях, видимо, имеет место и при проявлении раннего, сравнительно слабого внешнего сжатия, сопровождаемого образованием центрального поднятия и внедрения раннесинорогенных гранитоидов. При недостаточном количестве «собственной» глубинной энергии в пределах подвижных зон внешние усилия не приводят к возникновению складчато-покровной структуры, а образуют складчатоглыбовые или мозаично-блоковые структуры. В этих зонах естественно не находят полного развития и процессы метаморфизма, гранитообразования и, следовательно, формирования и утолщения континентальной коры.

Из всего сказанного выше можно заключить, что основной причиной тектогенеза являются процессы генерации энергии и вещества в глубоких недрах Земли. Перемещение этого вещества к поверхности Земли и порожденные этим восходящие и расходящиеся под литосферой потоки разогретого верхнемантийного материала вызывают горизонтальные перемещения отдельных ее плит. Направления этого перемещения и, следовательно, характер (растяжение, сжатие) и степень деформации земной коры, определяются мощностью и длительностью существования потока глубинной энергии и вещества как в данной части земной коры, так и в другой, соседней с нею, проницаемой зоне. Раздвигание плит литосферы в одних местах и процессы растяжения компенсируются их сближением и процессами сжатия в других.

Раздвиговые зоны (рифты) представляют собой области возможного появления на поверхности продуктов плавления мантийного вещества и возникновения в их пределах коры океанического типа. Истощение глубинной энергии может привести к прекращению подъема разогретого глубинного вещества, охлаждению и уплотнению верхней мантии и нижней части литосферы, отмиранию структуры растяжения и образованию на их месте жестких глыб земной коры (отмерших рифтов), испытывающих постепенное проседание и образование на их месте глубоководных впадин с корой океанического типа.

Однако продолжение процессов подъема глубинного вещества способствует длительному существованию структур растяжения (раз-

двиговых зон) и может привести к возникновению обширного океанического пространства.

Смена условий растяжения условиями сжатия в бывших раздвиговых зонах (рифтах или эвгеосинклиналях), под воздействием раздвигающихся плит литосферы в соседних зонах растяжения, вызывает возникновение процессов складчатости, метаморфизма и гранитообразования и, следовательно, формирования континентальной коры.

IRAKLI P. GAMKRELIDZE

MECHANISM OF TECTONIC STRUCTURE FORMATION
AND SOME GENERAL PROBLEMS OF TECTOGENESIS

S u m m a r y

The work is dedicated to the discussion of methodical problems of structural geology, in particular, to the investigation of the mechanism of tectonic structure formation by the methods of detailed structural analysis, as well as to some general problems of geotectonics.

Methodical principles of structural-statistic studies, ways of establishing directions of the major normal stress on the diagrams and possible means of analyzing the fields of tectonic strain are discussed in detail. A special section is devoted to the planetary jointing in dislocated sequences and to the elucidation of its role in the deformation of the earth's crust.

The main features of geological structure and development and the mechanism of formation of the Adjara-Thriaethian folded zone of the Minor Caucasus are described. It is shown, that the leading role in the formation of the main structural units in this zone belongs to the external compressional strains. The Adjara-Thriaethian trough and the Black Sea deep depression (Fig. 99) are considered as an unique rift zone in the central part of which the new oceanic crust was formed during the Late Cretaceous and Paleogene.

The features of the tectonic development of the Anatolia-Caucasus-Iranian segment of the Mediterranean belt are examined in the light of the recent tectonic concepts. The analysis of the development leads the author to the following conclusions:

1. The main processes determining the character of tectonic development of the examined segment of the Mediterranean belt in the Phanerozoic are the processes of extension and compression of lithosphere, connected with horizontal, often hetero-directional displacements of its separate blocks.

2. There exist periods (epochs) of predominant extension (beginning of tectonic cycles) and compression (end of cycles), but in general the compression in some places is always answered by extension in others. Furthermore, the phases of compression and folding obviously correspond to separate moments of intensification of the rate of spreading in zones, moving apart. Namely, to the intensive folding and granite-forming connected with the Hercynian tectono-magmatic activity which occurred in the northern part of the dis-

discussed region (Great Caucasus, Transcaucasus, northern and north-western Anatolia), correspond very weak manifestations of these processes in the south, and in the Permian the factual beginning of a new Cimmerian-Alpine stage of development. To this time is connected the generation of an abyssal trough (Eastern Mediterranean-Tauro-Zagros rift zone), obviously, along an old suture in the northern part of the Afro-Arabian platform (Fig. 99). Somewhat later similar troughs generated to the north too (Erzincan-Sevan and Vedi? zones at the beginning of the Jurassic, and Ankara-Izmir one at the late Jurassic). Only the northern part of the considered area (though with a gradual shifting to the south) got involved also in the Early Cimmerian (end of Triassic-beginning of Jurassic), Bathonian, late Cimmerian (pre-Cretaceous) and Austrian (pre-upper Cretaceous) movements, while in the south (Taurides and Zagros) extension structures continued to develop.

3. Judging by the present-day exposures of ophiolite complexes that are approximately marking the areas of the former oceanic crust, the process of extension in rift structures in some cases resulted in the rupturing of lithosphere and formation here of a new crust of oceanic type.

4. An intensive manifestation of andesite volcanism and granitoid plutonism within the old continental blocks (microcontinents), and also a rather distinct structural-magmatic lateral zonation observed in some places indicate that in certain cases, already at the early stages of formation of comparatively large oceanic areas, the change of extension by compression gave rise to Benioff zones at their margins (or at one margin) dipping under the continent, and to processes of formation of continental crust accompanying the development of these zones. Namely, such zones, obviously, already in the Middle Jurassic arose along the margin of the Erzincan-Sevan ophiolitic zone. Much later in the late Cimmerian epoch a Benioff zone rose also along the northern margin of the Tauro-Zagros ophiolitic zone, and at the orogenic stage, most likely, along the northern margin of the East Mediterranean suboceanic block, along its jointing with the Anatolian continental plate (Fig. 104, 105).

5. Horizontal displacements of separate blocks of lithosphere are accompanied by the formation of transversal fractures, in general analogous to transform and transverse faults of oceans, along which in places also intrusions of mantle material and formation of an ophiolitic complex take place, or its pulling apart from zones of its formation. Such are, obviously, transverse faults infilled by melange, on either side of the Lut block in Iran, and Edzhemish-Chai and Marash shifts (northern end of the Levant shift system) in Southern Turkey. The zone of pulling apart of melange is the Northern Anatolian shift zone as well (Fig. 99).

6. The first significant folding phase, affecting the southern part of the considered region as well, was the subhercynian one. From this time on the tendency of general compression of the discussed segment of the Mediterranean belt, caused by gradual and irregular northward advance of the blocks of continental crust, during the orogenic stage is compensated by breaking up of the Afro-Arabian continent and the development of the Red Sea and Aden gulf rifts.

7. An abrupt compression of rift zones with the oceanic crust in axial part in some cases led to their complete «closure» and the formation in their place of suture (scar) structures with ophiolitic complex squeezed out to the surface and overthrust.

8. At the same time, obviously as a result of active underthrusting of more subsided southern continental plates below the comparatively uplifted northern ones, and further pushing down of the oceanic crust along northward dipping Benioff zones, their activity continued at the orogenic stage as well after the collision of continental plates (Fig. 105, IV, V).

9. However, the separate segments of these rift zones (called by the author «dead rifts») in the process of general compression practically do not undergo deformation and behave like monolithic blocks of lithosphere with the suboceanic structure of the earth's crust, capable of moving and transferring the tangential stresses to a joining more ductile zones. At the same time the dead rifts represent areas of prolonged and deep subsidence, which brings to the formation of abyssal depressions of inner seas (East-Mediterranean, Black sea and South-Caspian depressions) (Fig. 99).

10. The analysis of the character of movements and development of the earth's crust in the area of the Mediterranean belt shows, that in many respects it is in accordance with the scheme of the new global tectonics, but is considerably more complicated. The existing data, confirming some important suggestions of the conception of A. V. Peive, A. L. Knipper and others, at the same time cannot testify to the complete overlapping of the area of continuous development of the Mesozoic oceanic crust by a grand overthrust of the crystallinicum.

In conclusion some considerations on the possible causes and mechanism of tectogenesis are suggested.

It is assumed that the main cause of tectogenesis is the generation of energy and relatively light substance at the lower boundary of the Mantle and the resulting heated flows of the asthenosphere ascending and diverging beneath the lithosphere.

ЛИТЕРАТУРА

- Абакелия М. С. Гравитационные аномалии и геологическое строение Куринской депрессии. Тр. ГИН АН ГССР, Тбилиси, 1959.
- Абдуллаев Р. Н., Керимов Г. И., Ахундов Ф. А. Мезозойский магматизм Малого Кавказа. В кн.: Геология СССР, т. XLVII, АзССР. «Недра», М., 1972.
- Адамия Ш. А. Доюрские образования Кавказа. «Мецниереба», Тбилиси, 1968.
- Адамия Ш. А., Абесадзе Г. И., Хотяновский П. А. К стратиграфии и возрасту метаморфических образований Главного хребта Большого Кавказа. ДАН СССР, 1, 211, т. 4, 1973.
- Адамия Ш. А., Гамкрелидзе И. П., Закариадзе Г. С., Лордкипанидзе М. Б. Место Аджаро-Триалетии в Альпийском складчатом поясе. В сб. Проблемы геологии Аджаро-Триалетии. Тр. ГИН АН ГССР, нов. сер., вып. 44, 1974₁.
- Адамия Ш. А., Гамкрелидзе И. П., Закариадзе Г. С., Лордкипанидзе М. Б. Аджаро-Триалетский прогиб и проблема образования глубоководной впадины Черного моря. «Геотектоника», № 1, 1974₂.
- Адамия Ш. А., Гамкрелидзе И. П., Закариадзе Г. С., Лордкипанидзе М. Б. Латеральная зональность базальтоидов Черноморско-Аджаро-Триалетского палеорифта. ДАН СССР, т. 216, № 4, 1974₃.
- Адамия Ш. А., Закариадзе Г. С., Лордкипанидзе М. Б., Салуквадзе Н. Ш. Геологическое строение Аджарии. В кн.: Проблемы геологии Аджаро-Триалетии. Тр. ГИН АН ГССР, нов. сер., вып. 44, 1974₄.
- Ажгирей Г. Д. К вопросу о главных этапах тектонической и магматической истории Большого Кавказа. Вестник МГУ, сер. IV, геология, № 4, 1963.
- Ажгирей Г. Д. Тектоника и магматизм Большого Кавказа. МГК, XXI сессия, докл. сов. геологов, М., 1964.
- Ажгирей Г. Д. Структурная геология. Изд-во МГУ, 1966.
- Азизбеков Ш. А. Геология Нахичеванской АССР. М., 1961.
- Азизбеков Ш. А. Палеозой. В кн.: Геология СССР, т. XLVII, АзССР, «Недра», М., 1972.
- Азизбеков Ш. А., Гаджиев Т. Г., Багиров А. З., Рустамов М. И. Кайнозойский магматизм Малого Кавказа. В кн.: Геология СССР, т. XLVII, АзССР. «Недра», М., 1972.
- Азизбеков Ш. А., Кашкай М. А. Магматизм и металлогения Азербайджана. Изд-во АН АзССР, Баку, 1952.
- Акопян В. Т. Стратиграфия юрских и меловых отложений Юго-Восточного Зангезура. Изд-во АН Арм.ССР, 1963.
- Алтухов Е. Н., Смирнов А. Д., Красильников Б. Н. О байкальской складчатости Центральной Азии. Геотектоника, № 4, 1973.
- Артюшков Е. В. Гравитационная конвекция в недрах Земли. Изв. АН СССР, сер. «Физика Земли», № 9, 1968.
- Артюшков Е. В. Дифференциация по плотности вещества Земли и связанные с нею явления. Изв. АН СССР, сер. «Физика Земли», № 5, 1970.
- Архипов И. В., Гайнанов А. Г., Гончаров В. П., Муратов М. В., Непрочнов Ю. П., Непрочнова А. Ф., Успенская Е. А. Глу-

- бинное стресение Черноморской впадины к югу от берегов Крыма, по данным геологических и геофизических исследований. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. XIV, вып. 2, 1970.
- Асланян А. Т. Региональная геология Армении. Ереван, 1958.
- Асланян А. Т. Тектоника, В кн.: Геология СССР, XLIII, Арм.ССР, «Недра», 1970.
- Афанасьев Г. Д., Рубинштейн М. М., Шенгеля Д. М. Новые данные о каледонских гранитоидах Северного Кавказа. ДАН СССР, т. 189, № 2, 1969.
- Балавадзе Б. К., Шенгеля Г. Ш. Плотности горных пород территории Большого Кавказа. Тр. Ин-та геофизики АН ГССР, т. XXII, 1964.
- Балавадзе Б. К. Гравитационное поле и стресение земной коры в Грузии. Изд-во АН ГССР, Тбилиси, 1957.
- Балавадзе Б. К., Бураковский Е. В., Гарпащенко И. А., Головинский В. И., Гончаров В. П., Гуревич Б. Л., Корнеев В. И., Маловицкий Я. П., Мелани А. П., Соллогуб В. Б., Церетели Л. И., Чекунов А. В., Черняк Н. И., Чирвинская М. В., Шарданов А. И. Тектоника области Черного и Азовского морей. «Геотектоника», № 4, 1968.
- Балавадзе Б. К., Твалтвадзе Г. К., Шенгеля Г. Ш., Сихарулидзе Д. Н., Картвелишвили К. М. Геофизическое исследование земной коры и верхней мантии в области Кавказа. «Геотектоника», № 3, 1966.
- Баласамян С. И. Основные черты магматизма Армении. «МИТК». Ереван, 1967.
- Баласамян С. И. Интрузивные породы. В кн.: Геология СССР, т. XLVIII, Армянская ССР, «Недра», М., 1970.
- Баранов Г. И., Греков И. И., Нетребва А. В. Доюрский магматизм Северного Кавказа. Тезисы докл. Прегисналы, петрографич. сопешан. по Кавказу, Крыму и Карпатам. Ереван, 1973.
- Баранов Г. И., Греков И. И. Ацгарский тектонический покров на Северном Кавказе. Тезисы докладов IV кснф. по геологии и полезным ископаемым Северного Кавказа, Ессентуки, 1974.
- Барсегиан В. Б., Габриелян А. А., Саркисян О. А., Симонян Г. П., Торосян Р. А. Новые данные по геологии Южного Зангезура. Изв. АН Арм. ССР, Науки о Земле, 4, 1972.
- Бацевич Л. Ф. Геологические исследования в бывшей Батумской области. Матер. для геол. Кавказа, сер. I, кн. 12, 1885.
- Белов А. А. Тектоническое развитие среднего сектора Альпийской геосинклинальной области в палеозое (Кавказ и сопредельные страны). Карпато-Балканская геол. ассоциация, VII конгрессе, ч. I, Геотектоника, София, 1965.
- Белов А. А. Тектоническое развитие альпийского складчатого пояса в палеозое (Балканский полуостров — Иранское нагорье—Памир). «Геотектоника», № 1, 1967.
- Белов А. А. К истории тектонического развития северной окраины Иранской эпипайкальской субплатформы на Малом Кавказе. Изв. АН СССР, сер. геол., № 10, 1968.
- Белов А. А. Тектоническое развитие Западного и Центрального Тавра в палеозое (Турция). «Геотектоника», № 1, 1973.
- Белов А. А. Стратиграфия и структура метаморфизованных вулканогенных и осадочных комплексов зоны Анкавапо-Зангезурского разлома в Юго-Восточной Армении. Бюлл. МОИП, отд. геол. т. XLIV, № 1, 1969.
- Белов А. А., Соколов С. Д. Реликты мезозойской океанической коры среди кристаллических комплексов Мисханского массива Армении. «Советская геология», № 8, 1973.
- Белюсов В. В. Большой Кавказ. Опыт геотектонического исследования, ч. I—III, Тр. ЦНИГРИ, вып. 108, 121, 126. М.—Л., 1938—1940.
- Белюсов В. В. Опыт геотектонического анализа истории развития Большого Кавказа. Тр. XVII сессии МГК, т. 2, ГОНТИ, 1939.

- Белоусов В. В. Основные вопросы геотектоники. Гостеолтехиздат, 1962₁.
- Белоусов В. В. Складчатость Триалетского хребта. В сб.: Складчатые деформации земной коры, их типы и механизм образования, М., 1962₂.
- Белоусов В. В. Структурная геология. Гостеолтехиздат, 1966.
- Белоусов В. В. Об одной гипотезе развития океанов. Бюлл. МОИП, отд. геолог., т. 44, № 4, 1970.
- Белякин Д. С., Петров В. П. Петрография Грузии. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР. Петрография СССР, сер. I. Региональная петрография, вып. II, 1945.
- Бендукидзе Н. С. Верхняя юра Грузии. В кн.: Геология СССР, т. X, Грузинская ССР, ч. I, Гостеолтехиздат, 1964.
- Богданов А. А. Зависимость интенсивности кливажа от мощности пласта. «Советская геология», сб. 16, 1947.
- Богданов А. А. О некоторых общих вопросах тектоники древних платформ. «Советская геология», № 9, 1964.
- Боровко Н. Н. Статистический анализ пространственных геологических закономерностей. «Недра», Л., 1971.
- Бубнов С. Н. Основные проблемы геологии. Изд-во МГУ, 1960.
- Булейшвили Д. А. Геология и нефтегазоносность межгорной впадины Восточной Грузии. Тр. ВНИГНИ, Л., 1960.
- Булейшвили Д. А. Нижний миоцен Грузии. В кн.: Геология СССР, т. X, Грузинская ССР, ч. I, «Недра», М., 1964₁.
- Булейшвили Д. А. Верхний миоцен Грузии. В кн.: Геология СССР, т. X, Грузинская ССР, ч. I, «Недра», М., 1964₂.
- Бызова С. А., Копп М. Л., Кудрин Н. И., Расцветаев Д. М., Трифонов В. Г. Дешифрирование тектонических линиантов по космическим снимкам Кавказа. Изв. ВУЗ, геология и разведка, № 7, 1973.
- Варданянц Л. А. Структурное районирование. В кн.: Геология СССР, т. IX. Северный Кавказ. М., 1947.
- Варенцов М. И. Геологическое строение западной части Куринской депрессии. Изд-во АН СССР, М., 1950.
- Вассоевич Н. Б. О геотектонических комплексах Грузии. Изв. Гос. географич. об-ва, т. 69, вып. 3, 1937.
- Вассоевич Н. Б. О крупных тектонических покровах в Восточном Закавказье. Зап. Всеросс. минер. о-ва, т. XIX, № 2—3, 1940.
- Вахания Е. К. Стратиграфия нижнемиоценовых отложений Грузии. Изв. АН ГССР, т. I, вып. I, 1959.
- Вентцель М. К. Сферическая тригонометрия. М., 1948.
- Виноградов А. П. Происхождение оболочек Земли. Вестн. АН СССР, № 9, 1962.
- Вистелиус А. Б. Структурные диаграммы. Изд-во АН СССР, М.—Л., 1958.
- Войновский-Кригер К. Г. Кливаж в меловых отложениях р. Лемвы. «Советская геология», сб. 33, 1948.
- Вольский З. Д., Гамкрелидзе И. П., Надарейшвили Г. Ш. К геологии северного склона Месхетского хребта. В сб.: Проблемы геологии Аджаро-Триалетии. В тр. ГИН АН ГССР, нов. сер., вып. 44, 1974.
- Володарский Р. Ф., Востоков Е. Н., Гиллод Д. А., Ланда Т. И., Фельдт Г. В. Закономерности строения земной коры территории Юга европейской части СССР (по геофизическим данным). Вестник МГУ, сер. геол., № 4, 1971.
- Габриелян А. А. Основные вопросы тектоники Армении. Изд-во АН Арм.ССР, 1959.
- Габриелян А. А. История геологического развития. В кн.: Геология СССР, т. XLIII, Армянская ССР, «Недра», М., 1970₁.
- Габриелян А. А. Положение Армении в тектонической структуре Кавказско-Анатолийско-Иранского сегмента Альпийской складчатой области. Изв. АН Арм.ССР. Науки о Земле, т. XXIII, № 3, 1970₂.

- Г а б р и е л я н А. А. Фазы складкообразования и горообразования в Армении. Изв. АН Арм.ССР, Науки о Земле, т. XXV, № 1, 1972.
- Г а м к р е л и д з е И. П. Строение и развитие западной части Южного склона Большого Кавказа и Грузинской глыбы. «Геотектоника», № 4, 1969.
- Г а м к р е л и д з е И. П. Тектоническое окно в ущелье р. Ксани. Сообщ. АН ГССР, 59, № 3, 1970₁.
- Г а м к р е л и д з е И. П. О первичной трещиноватости пород Триалетского хребта и ее роли в процессе деформации. Сообщ. АН ГССР, 59, № 2, 1970₂.
- Г а м к р е л и д з е И. П. К механизму складчатости Триалетского хребта. Сообщ. АН ГССР, 60, № 1, 1970₃.
- Г а м к р е л и д з е И. П. Планетарная трещиноватость дислоцированных толщ и связанные с нею явления. «Геотектоника», № 6, 1972.
- Г а м к р е л и д з е И. П. Формирование тектонической структуры Аджаро-Триалетии. В сб.: Проблемы геологии Аджаро-Триалетии. Тр. ГИН АН ГССР, нов. серия, вып. 44, 1974₁.
- Г а м к р е л и д з е И. П. Планетарная трещиноватость дислоцированных толщ на примере Аджаро-Триалетии и смежных областей. В сб.: Проблемы геологии Аджаро-Триалетии. Тр. ГИН АН ГССР, нов. серия, вып. 44, 1974₂.
- Г а м к р е л и д з е И. П. Главнейшие черты тектонического развития Анатолийско-Кавказско-Иранского сегмента Средиземноморского пояса. Сообщ. АН ГССР, 74, № 1, 1974₃.
- Г а м к р е л и д з е И. П. Некоторые соображения о возможной модели тектогенеза. Сообщ. АН ГССР, 74, № 3, 1974₄.
- Г а м к р е л и д з е И. П. Механизм формирования тектонических структур (на примере Аджаро-Триалетской зоны) и некоторые общие проблемы тектогенеза. Автореферат доктор. дис., Тбилиси, 1974₅.
- Г а м к р е л и д з е И. П. Главные тенденции тектонического развития Кавказа и смежных областей Средиземноморского пояса. Тезисы докл. Советско-Индийского симпозиума, «Мецниереба», Тбилиси, 1975.
- Г а м к р е л и д з е П. Д. Геологическое строение Аджаро-Триалетской складчатой системы. Ин-т геологии и минерал. АН ГССР, Монографии, № 2, 1949.
- Г а м к р е л и д з е П. Д. Основные черты тектонического строения Грузии. Тр. ГИН АН ГССР, сер. геол., т. X, 1957.
- Г а м к р е л и д з е П. Д. Мезо-кайнозойские орогенические фазы альпийской зоны Юга СССР. XXI сессия МГК. Докл. сов. геол., пробл. 18, 1960.
- Г а м к р е л и д з е П. Д. Тектоника. В кн.: Геология СССР, т. X, Грузинская ССР, «Недра», 1964.
- Г а м к р е л и д з е П. Д. Основные черты тектонического строения Кавказа. «Геотектоника», № 3, 1966.
- Г а м к р е л и д з е П. Д. Строение южной части Местиа-Трианетской зоны Южного склона Большого Кавказа. Тезисы докл. научн. сессии, посвящ. 100-летию со дня рождения В. И. Ленина, Тбилиси, 1970.
- Г а м к р е л и д з е П. Д. Некоторые вопросы тектоники Кавказа (на груз. языке). Тр. Тбил. ун-та (147), 1972.
- Г а м к р е л и д з е П. Д., Г а м к р е л и д з е И. П. Путеводитель экскурсии Советско-Индийского симпозиума, экскурсия А (Жинвали-Павлеури), «Мецниереба», Тбилиси, 1975.
- Г з о в с к и й М. В. Основные вопросы тектонофизики и тектоника Байджансайского антиклинория, ч. III и IV, «Наука», М., 1963.
- Г з о в с к и й М. В. Математика и геотектоника. «Недра», М., 1971.
- Г и н з б у р г Г. А. Картографические проекции. М., 1951.
- Г о н ч а р о в В. П., Н е п р о ч н о в а А. Ф., Н е п р о ч н о в Ю. П. Геоморфология дна и глубинное строение Черноморской впадины. В сб.: Глубинное строение Кавказа. «Наука», 1966.
- Г о р ш к о в Г. С. Современный вулканизм Курильской основной дуги. «Наука», М., 1967.

- Малхасян Е. Г. Геологическое развитие и вулканизм Армении в юрский период. Автореферат доктор. дис., Баку, 1970.
- Малхасян Э. Г., Ширинян К. Г. Эффузивные породы. В кн.: Геология СССР, т. XLIII, Армянская ССР, «Недра», 1970.
- Маловицкий И. П., Бокун В. В., Мартынова Г. П. Новые данные геологии морского продолжения Северо-Западного Кавказа. «Нефтегазовая геология и геофизика», № 7, 1963.
- Маловицкий Я. П. История геотектонического развития впадины Каспийского моря. Изв. АН СССР, сер. геолог., № 10, 1968.
- Маловицкий Я. П., Углов Б. Д., Осипов Г. В. Магнитное поле восточной части Средиземного моря и его геологическая природа. Изв. АН СССР, серия геолог., № 10, 1974.
- Мархинин К. Е. Роль вулканизма в образовании земной коры. «Наука», М., 1967.
- Матушкин Б. А. Результаты аэромагнитных исследований по профилям ГСЗ. Прикаспийская синеклиза — Западно-Туркестанская впадина и Прикаспийская синеклиза — Куринская впадина. «Советская геология», № 1, 1967.
- Мейерхофф А., Мейерхофф Г. Новая глобальная тектоника — основные противоречия. В сб.: Новая глобальная тектоника (тектоника плит). Изд-во «Мир», 1974.
- Мефферт Б. Ф. Геологические исследования в Батумском и Ахалцихском уездах в 1923 году. Изв. Геолог. ком., т. XLII, № 7, 1924.
- Мефферт Б. Ф. Записка по геологии окрестностей Батума. Изв. Геолог. ком., т. XLVIII, № 4, сер. Кавказа и Крыма, 1929.
- Мефферт Б. Ф. Геология нефтепроявлений в Аджаро-Имеретинском хребте. Тр. Всесоюз. геол.-разв. объединения, вып. 180, 1932.
- Мефферт Б. Ф. Геологический очерк области Боржоми и Бакуриани между Карельской долиной Куры и Ахалкалакским лавовым нагорьем. Тр. Всесоюз. геол.-разв. объединения, вып. 303, 1933₁.
- Мефферт Б. Ф. Геологические исследования в области Северного Аджаристана к смежной части Южной Гурии. Отчет о работах 1932—1933 гг., Груз. отд. ВГФ, 1933₂.
- Мнасиро А. Метаморфизм и его связь с глубинами. В кн.: Земная кора и верхняя мантия. «Мир», М., 1972.
- Микадзе Г. А. Палеогеновый вулканизм Юго-Восточной Грузии. «Мецниереба», Тбилиси, 1968.
- Милановский Е. Е. Новейшая тектоника Кавказа. «Недра», 1968.
- Милановский Е. Е. Основные черты строения и формирования рифтовой системы Восточной Африки и Аравии. Вестн. МГУ, № 1, 1969₁.
- Милановский Е. Е. Закономерности распространения и развития орогенного кайнозойского вулканизма в альпийском поясе Юго-Западной Евразии. В сб.: Проблемы связи тектоники и магматизма. «Наука», 1969₂.
- Милановский Е. Е. Основные типы рифтовых зон материков. Вестн. МГУ, № 2, 1970.
- Милановский Е. Е. К проблеме пространственных взаимоотношений геосинклинально-орогенных рифтовых поясов. Вестн. МГУ, № 4, 1972.
- Милановский Е. Е., Короновский Н. В. Орогенный вулканизм и тектоника Альпийского пояса Евразии. «Недра», 1973.
- Милановский Е. Е., Хайн В. Е. Геологическое строение Кавказа, Изд-во МГУ, М., 1963.
- Милашин А. П., Федорова Р. А. Строение осадочной толщи восточной части Средиземного моря. Докл. АН СССР, т. 203, № 2, 1972.
- Миндели П. Ш., Непрочнов Ю. П. Определение области отсутствия гранитного слоя в Черноморской впадине по данным ГСЗ и сейсмологии. Изв. АН СССР, сер. геолог., № 2, 1965.

- Михайлов А. Е. Полевые методы изучения трещин в горных породах. Геолтехиздат, 1956.
- Молчанов И. А. Геометрический метод исследования дизъюнктивов и его применение для поисков смещенной части месторождения. Изв. Томского вудустр. ин-та, т. 60, 1939.
- Моргунов Ю. Г., Рудаков С. Г. Палеозойские образования Западного Понта (Турция). Изв. ВУЗ, геология и разведка, № 10, 1970.
- Мревлишвили Н. И. Нуммулиты Грузии и их стратиграфическое значение. Автореферат доктор. дис. Изд-во ТГУ, Тбилиси, 1973.
- Муратов М. В. Тектоника и история развития альпийской геосинклинальной области Юга Европейской части СССР и сопредельных стран. «Тектоника, СССР», т. 2, 1949.
- Муратов М. В. Тектоническая структура альпийской геосинклинальной области Восточной Европы и Малой Азии и история их развития. МГК, XXI сессия. Докл. совет. геологов., проблема 18, М., 1960.
- Муратов М. В. История тектонического развития альпийской складчатой области Юго-Восточной Европы и Малой Азии. Изв. АН СССР, сер. геолог., № 2, 1962.
- Муратов М. В. Строение складчатого основания Средиземноморского пояса Европы и Западной Азии и главные этапы развития этого пояса. «Геотектоника», № 2, 1969.
- Муратов М. В. История формирования глубоководной котловины Черного моря в сравнении с впадинами Средиземного. «Геотектоника», № 5, 1972.
- Муратов М. В., Лычагин Г. А., Успенская Е. А., Шалымов А. И. История геологического развития Крыма В кн.: Геология СССР, т. VIII, ч. 1, Крым. «Недра», 1969.
- Муратов М. В., Непрочнов Б. П. Строение дна Черноморской котловины и ее происхождение. Бюл. МОИП, отд. геол., т. XII, вып. 5, 1967.
- Мурс Э. М., Вайн Ф. Дж. Массив Троδος на Кипре и другие офиолиты как древняя океаническая кора. В кн.: Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана. «Мир», М., 1973.
- Надарейшвили Г. Ш. О палеогеновых отложениях Аджаро-Имеретинского хребта. XIV научн. конф. аспирантов и молодых научн. работников «Мецниереба», Тбилиси, 1964.
- Надарейшвили Г. Ш. Петрография подушечных лав Гурийского хребта. Изв. Геолог. о-ва, Грузии, т. IV, вып. 1, 1965.
- Надарейшвили Г. Ш. Среднеэоценовый вулканизм Гурийского хребта и Южно-Имеретинского предгорья. Автореферат канд. дис. Тбилиси, 1968.
- Надарейшвили Г. Ш. Вулканогенные обломочные породы среднего эоцена северного склона Аджаро-Имеретинского хребта и некоторые вопросы их номенклатуры и классификации. Матер. Всес. семинара. Тбилиси, 1968.
- Надарейшвили Г. Ш. Палеогеновый вулканизм Гурии. В кн.: Проблемы геологии Аджаро-Триалетии. Тр. Геолог. ин-та АН ГССР, нов. сер., вып. 44, 1974.
- Надирадзе В. Р. Интрузивные породы западной части Грузинской ССР (Аджария и Гурия). В кн.: Интрузивы Закавказья. Тр. ГГУ, вып. 11, 1941.
- Надирадзе В. Р. Интрузии и рудопроявления Аджаро-Триалетской складчатой системы. Фонды ГИН АН ГССР (докторск. дис.), 1955.
- Невский В. А. Генетическая классификация трещиноватых горных пород. Изв. вузов, геология и разведка, № 3, 1964.
- Непрочнов Ю. П., Ельников И. Н. Результаты сейсмических исследований строения осадочной толщи Черноморской впадины на профиле Ялта-Синоп. «Океанология», вып. 5, 1969.
- Непрочнов Ю. П., Москаленко В. Н. Строение Гудаутской отмели, по данным рекогносцировочных сейсмических исследований. «Геология нефти и газа», № 8, 1963.
- Непрочнов Ю. П., Непрочнова А. Ф., Зверев С. М., Миронова В. И., Бокун Р. А., Чекунов А. В. Новые данные о строении земной коры Черноморской впадины к югу от Крыма. ДАН СССР, т. 156, № 3, 1964.

- Непрочнова А. Ф., Непрочнов Ю. П., Ельников И. Н. Стресс осадочной толщи глубоководной впадины Черного моря к югу от Крыма. Изв. АН СССР, сер. геолог., № 7, 1966.
- Новикова А. С. О трещиноватости осадочных пород восточной части Русской платформы. Изв. АН СССР, сер. геолог., № 5, 1951.
- Огнев В. Н. О сдвигах в земной коре. В кн.: Глубинные разломы. «Недра», 1964.
- Оленин В. Б., Соколов Б. А. Западная Грузия и смежные районы Краснодарского края в меловой период. Изв. вузов, геология и разведка, № 2, 1960.
- Оффман П. Е. Основные черты структуры Среднего Тимана. Бюл. МОИП, отд. геолог., т. 20, № 5—6, 1945.
- Паланджян С. А. О положении офиолитов Присеванского пояса Малого Кавказа. Докл. АН СССР, т. 218, № 6, 1974.
- Папава Д. Ю. Геологическое строение восточной части Триалетского хребта. Автореферат канд. дис., Тбилиси, 1966.
- Папава Д. Ю. Об открытии верхнеюрских и нижнемеловых отложений в пределах Храмского массива. Сообщ. АН СССР, т. 58, № 1, 1970.
- Паффенгольц К. Н. Геологический очерк Кавказа. Изд. АН АрмССР. Ереван, 1959.
- Пейве А. В. Общая характеристика, классификация и пространственное расположение глубинных разломов. Статья 1 и 2. Изв. АН СССР, сер. геолог., № 1 и 3, 1956.
- Пейве А. В. Тектоника и магматизм. Изв. АН СССР, сер. геолог., № 3, 1961.
- Пейве А. В. Океаническая кора геологического прошлого. «Геотектоника», № 4, 1969.
- Пейве А. В. Тектоника и развитие Урала и Аппалачей — сравнение. «Геотектоника», № 3, 1973.
- Пейве А. В., Штрейс Н. А., Книппер А. Л., Марков М. С., Богданов Н. А., Перфильев А. С., Руженцев С. В. Океаны и геосинклинальный прогресс. ДАН СССР, т. 196, № 3, 1971.
- Перфильев А. С., Руженцев С. В. Структурное положение габбро-гипербазитовых комплексов в складчатых поясах. «Геотектоника», № 3, 1973.
- Пинус Г. В., Велинский В. В., Леснов Ф. П., Банинков О. Л., Агафонов Л. В. Альпийские гипербазиты Анадырско-Корекской складчатой системы. «Наука», Новосибирск, 1973.
- Плотников А. М., Петров А. И. Об отражениях в геологических объектах волновой природы механических напряжений. В сб.: Давление и механические напряжения в развитии состава, структуры и рельефа литосферы (матер. к совещ., 13—17 окт. 1969 г.). Л., 1969.
- Поникаров В. П. Тектоника и история развития северной части Аравийской платформы и складчатых зон обрамления. Автореферат. доктор. дис., М., 1967.
- Потапенко Ю. Я. О додевонских формациях и этапах развития Северного Приэльбрусья. ДАН СССР, т. 187, № 1., 1969.
- Потапенко Ю. Я., Снежко В. А. Тектонический покров в метаморфическом комплексе Северн. Приэльбрусья. ДАН СССР, т. 212, № 2, 1973.
- Пэк А. В. Трещинная тектоника и структурный анализ. Изд-во АН СССР, М., 1939.
- Разваляев А. В. Особенности строения и развития Западно-Аравийской рифтовой системы. Бюл. МОИП, отд. геолог., № 3, 1971.
- Ранкорн С. К. Конвекция в мантии. В сб.: Земная кора и верхняя мантия. «Мир», М., 1972.
- Рац М. В. К вопросу о зависимости густоты трещин от мощности слоя. ДАН СССР, № 144, № 3, 1962.
- Рац М. В., Чернышев С. Н. Трещиноватость и свойства трещиноватых горных пород. «Недра», М., 1970.
- Ренгартен В. П. Тектоническая характеристика складчатых областей Кавказа. Тр. III Всесоюзн. съезда геолог., 1930.
- Ренгартен В. П. Меловые отложения восточной части Триалетского хребта. В кн.: Геология СССР, т. X, ч. I, Закавказье, 1937.

- Ренгартен В. П. Общий обзор тектоники Закавказья. В кн.: Геология СССР, т. X, ч. I, Закавказье, 1937.
- Ренгартен В. П. Общий очерк тектоники Кавказа. Тр. XVII сессии МГК, т. II, 1939.
- Рингвуд А. Э. Состав и эволюция верхней мантии. В сб.: Земная кора и верхняя мантия, «Мир», М., 1972.
- Родников А. Г., Хаин В. Е. Проблема направленности развития земной коры в северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса (в свете данных глубинного строения). «Геотектоника», № 3, 1971.
- Рубинштейн М. М. Некоторые данные о так называемых непунических дайках. Сообщ. АН ГССР, т. 10, № 8, 1949.
- Рубинштейн М. М. К проблеме геотектонического расчленения Грузии. Сб. тр. ГИН АН ГССР, Тбилиси, 1951.
- Рубинштейн М. М. Опыт геологической интерпретации сейсмических данных по территории Грузии. Тр. ГИН АН ГССР, сер. геолог., т. X(XV), 1957.
- Рубинштейн М. М. О возрасте кристаллического субстрата Кавказа. Сообщ. АН ГССР, т. 24, № 2, 1960.
- Рубинштейн М. М. Аргонный метод в применении к некоторым вопросам региональной геологии. Тр. ГИН АН ГССР, новая сер., вып. XI, 1967.
- Русадзе А. И., Грузман Э. Э. О глубинном строении района Тбилиси по сейсмическим данным. «Геотектоника», № 1, 1973.
- Руженцев С. В. Шарьяжи и их роль в развитии линейных складчатых поясов. Автореферат доктор. дис. М., 1974.
- Салуквадзе Н. Ш. Стратиграфия палеогеновых отложений Аджаро-Триалетии. Тр. ГИН АН ГССР, новая сер., вып. 44, 1974.
- Саркисян О. А. Геологическое строение и история тектонического развития Севано-Ширакского синклинория (Малый Кавказ). Автореферат. доктор. дис., Ереван, 1973.
- Сахатов В. З. Роль космических снимков при решении задач региональной тектоники юго-восточной части Кавказа. Изв. вуз., Геология и разведка, № 7, 1963.
- Смирнов Г. А. О некоторых закономерностях в развитии трещин отдельности. Изв. АН СССР, сер. геолог., № 3, 1949.
- Соллогуб В. П., Павленкова П. И., Чекунов А. В., Хилинской Л. А. Глубинное строение земной коры вдоль меридионального пересечения Черное море — Воронежский массив. Проблемы физики Земли. Геофиз. сб., вып. 15, Киев, 1966.
- Сорохтин О. Г. Физико-химические процессы образования ядра Земли и химизм гравитационной дифференциации вещества Земли. ДАН СССР, т. 198, № 6, 1971.
- Степанов Н. И. Сферическая тригонометрия, Л.—М., 1948.
- Субботин С. И., Наумчик Г. Д., Рахимова И. Ш. Мантия Земли и тектогенез, «Наукова думка», Киев, 1968.
- Субботин С. И., Соллогуб В. Б., Чекунов А. В., Хаин В. Е., Славин В. И. Некоторые вопросы строения и эволюции земной коры. В кн.: Строение земной коры Центральной и Юго-Восточной Европы. «Наукова думка», Киев, 1971.
- Схиртладзе Н. И. Постпалеогеновый эффузивный вулканизм Грузии. ГИН АН ГССР, Монографии, № 8, 1958.
- Схиртладзе Н. И. Послепалеогеновый вулканизм. В кн.: Геология СССР, т. X, Грузинская ССР, ч. I, 1964.
- Тамразян Г. П. Некоторые главнейшие планетарные тектонические закономерности и их причинные связи. Изв. вуз., Геология и разведка, № 11, 1967.
- Татишвили М. Г. О подразделении среднеэоценовой вулканогенной серии на южном склоне Ахалцихе-Имеретинского хребта. Изв. Геолог. о-ва Грузии, т. V, вып. I, 1967.
- Татишвили М. Г. Материалы для петрографии среднеэоценовых лав Южной Месхети. Сообщения АН ГССР, т. 52, № 3, 1968.

- Т а т и ш в и л и М. Г. Петрография и петрохимия продуктов среднеэоценового вулканизма южного склона Ахалцихе-Имеретинского хребта. Изв. Геолог. о-ва Грузии, т. 6, вып. 1, 2, 1970.
- Т а т и ш в и л и М. Г. Эсценовый вулканизм Месхети. В кн. Проблемы геологии Аджаро-Триалетии. Тр. ГИН АН ГССР, новая сер., вып. 44, 1974.
- Т а т р и ш в и л и Н. Ф. О возрасте древних гранитоидов Грузии. Сообщ. АН ГССР, т. V, № 1, 1940.
- Т в а л т в а д з е Г. К. Стрессение земной коры в Грузии и построение теоретических геодиаграмм. Изд-во АН ГССР, Тбилиси, 1960.
- Т в а л ч р е л и д з е Г. А. Опыт систематики эндогенных месторождений складчатых областей. «Недра», 1966.
- Т в а л ч р е л и д з е Г. А. Металлогенетическая характеристика главных типов эвгеосинклиналей. «Советская геология», № 12, 1972.
- Т е р е х о в А. А. Современный структурный план мезозойско-кайнозойских отложений восточной части Черного моря (по материалам геофизических исследований). Автореферат доктор. дис., М., 1974.
- Т е р е х о в А. А., М а м о ш и н а К. Н., М о с к а л е н к о Э. П. О предложении структур Северо-Западного Кавказа во впадину Черного моря. «Геотектоника», № 1, 1973.
- Т е р е х о в А. А., Х а х а л е в Е. М., М а л о в и ц к и й Я. П. Новые данные о геологическом строении Прикавказского континентального склона Черного моря. ДАН СССР, т. 195, № 1, 1970.
- Т и х о н о в А. Н., Л ю б и м о в а Е. А., В л а с о в В. К. Об эволюции зон плавления в термической истории Земли. ДАН СССР, т. 188, № 2, 1969.
- У с о в М. А. Структурная геология. Геологиздат, М., 1940.
- У ш а к о в С. А., К р а с с М. С. Сила тяжести и вопросы механики недр. Земли. «Недра», М., 1972.
- Ф о г т П. Р., Ш н е й д е р Э. Д., Д ж о н с о н Г. Л. Кора и верхняя мантия под океанами. В сб.: Земная кора и верхняя мантия. «Мир», М., 1972.
- Ф ю р о н Р. Введение в геологию и гидрогеологию Турции. ИЛ, М., 1955.
- Х а и н В. Е. Главнейшие черты тектонического строения Кавказа. «Советская геология», № 39, 1949.
- Х а и н В. Е. Геологическое развитие Азербайджана. В кн.: Геология Азербайджана, Баку, 1953.
- Х а и н В. Е. Закавказский срединный массив и концепция Грузинской глыбы. Сб. тр. ГИН АН ГССР, 1959.
- Х а и н В. Е. Общая геотектоника. «Недра», М., 1964₁.
- Х а и н В. Е. Положение Кавказа в альпийском геосинклинальном поясе Евразии и отношение к смежным складчатым сооружениям. Вестник МГУ, сер. IV, геология, № 4, 1964₂.
- Х а и н В. Е. Основные черты структуры альпийского пояса Евразии в пределах Ближнего и Среднего Востока. Вестник МГУ, № 6, 1968.
- Х а и н В. Е. Основные черты структуры альпийского пояса Евразии в пределах Ближнего и Среднего Востока. Вестник МГУ, № 1, 1969.
- Х а и н В. Е. Условия заложения и основные этапы развития Средиземноморского геосинклинального пояса. Вестник МГУ, № 2, 1970.
- Х а и н В. Е. Региональная геотектоника. Северная и Южная Америка, Антарктида и Африка, «Недра», 1971.
- Х а и н В. Е. Современные представления о причинах и механизме тектогенеза — опыт критического анализа и некоторые выводы. Статья первая: Современные тектонические гипотезы. Изв. вуз., «Геология и разведка», № 6, 1972₁.
- Х а и н В. Е. Современные представления о причинах и механизме тектогенеза. Статья вторая: Общие соображения о вероятной причине тектогенеза. Изв. вузов, «Геология и разведка», № 12, 1972₂.

- Хаин В. Е. Общая геотектоника. «Недра», М., 1973.
- Хаин В. Е. Учение о геосинклиналях на новом этапе развития геологической науки. Вестник МГУ, № 2, 1974.
- Хиллс Е. Ш. Элементы структурной геологии. «Недра», 1967.
- Цагарели А. Л. О верхнемеловых конгломератах Тriaлетского хребта (на груз. яз.). В сб. тр. Геолог. ин-та ГССР, Тбилиси, 1951.
- Цагарели А. Л. Верхний мел Грузии. В тр. Ин-та геологии и минералогии АН ГССР. Монографии, № 5, 1954.
- Цагарели А. Л. Четвертичная тектоника Грузии. Докл. сов. геол. на XXII сес. МГК Гималайский и альпийский орогенез. «Наука», 1964.
- Цагарели А. Л. О связи мезозойско-кайнозойского вулканизма Грузии с глубинными разломами. Глубинное строение Кавказа. «Наука», 1966.
- Чарущин Г. В. О планетарной трещиноватости древних платформ Земли и ее планетологическом значении. В кн.: V совещание по проблемам планетологии. Изд-во Всесоюз. географ. об-ва, Л., 1955.
- Чебаненко И. И. Основные закономерности разломной тектоники земной коры и ее проблемы. Изд-во АН УССР, 1963.
- Чекунов А. В. Особенности строения земной коры Юга Европейской части СССР. «Советская геология», № 12, 1967.
- Челидзе Г. Ф. Плиоцен Западной Грузии. В кн.: Геология СССР, т. X, Грузинская ССР, ч. I, «Недра», 1964.
- Чернов В. Г. К вопросу о строении дна Черного моря к югу от Крыма. «Геотектоника», № 5, 1970.
- Чечелашвили И. Д. О литологии и питающем субстрате угленосных отложений Бзыбского каменноугольного месторождения. В сб. тр. ГИН АН ГССР, Тбилиси, 1959.
- Чиковани А. А. К познанию фации миоцена Западной Грузии (на груз. яз.). В сб. тр. ГИН АН ГССР, Тбилиси, 1959₁.
- Чиковани А. А. Тектоника северной периферии Имеретинского хребта в связи с нефтеносностью. Материалы по геологии и нефтегазосносности Грузии. В тр. ВНИГНИ вып. XV, М., 1959₂.
- Чиковани А. А. Стратиграфия и фации третичных отложений северных предгорий Имеретинского хребта. В тр. ГИН АН ГССР, т. XI (XVI), 1960.
- Чиковани А. А. Средний миоцен Грузии. В кн.: Геология СССР, т. X, Грузинская ССР, ч. I, «Недра», 1964.
- Чиковани А. А. К проблеме структурно-формационного расчленения оротипной области (на примере Грузии и смежной части Большого Кавказа). В Тр. Тбил. гос. ун-та. АЗ (144), 1972.
- Чихелидзе С. С. Геологические наблюдения в юго-восточной части Дзирульского массива. В тр. ГИН АН ГССР, сер. геолог., т. IV (IX), 1948.
- Чихрадзе Г. А. Песчаниковые дайки из верхнего эоцена Тонетисхеви (Тriaлетский хребет). В сб. к XXII сес. МГК, Тбилиси, 1964.
- Чихрадзе Г. А. О некоторых особенностях песчаников нижней юры Сванетии. Сообщения АН ГССР, т. 56, № 1, 1969.
- Чудинский В. Л. Об упорядоченности трещинно-разрывной сетки горных пород платформенных областей. В сб.: Давление и механич. напряжения в развитии состава, структуры и рельефа литосферы, Л., 1969.
- Шатский Н. С. Очерки тектоники Волго-Уральской нефтеносной области смежной части западного склона Южного Урала. Материалы к познанию геолог. строения СССР, Изд-во МГУ, вып. 2, 1945.
- Шатский Н. С. 1) Очерки тектоники Волго-Уральской области. 2) О происхождении Пачельского прогиба. Избран. тр., т. II, «Наука», 1964.
- Шейнманн Ю. М. Очерки глубинной геологии. «Недра», М., 1968.
- Шейнманн Ю. М. Развитие земной коры и дифференциация вещества Земли. «Геотектоника», № 4, 1970.

- Шейнманн Ю. М. Глубинная дифференциация, образование коры и некоторые выводы из этого для общих гипотез. XV Генер. ассамб. МГГС, тез. докл. Симпозиум «Расширение дна океана», М., 1971.
- Шейнманн Ю. М., Лутц Б. Г. Естественные группы ультрабазитов; их значение для тектонического анализа. «Геотектоника», № 4, 1974.
- Шенгелая Г. Ш. Строение земной коры в западной части бассейна р. Куры. «Мецниереба», Тбилиси, 1968.
- Шенгелия Д. М. Петрология палеозойских гранитоидов Северного Кавказа. «Мецниереба», Тбилиси, 1972.
- Широкова Е. И. Общие закономерности в ориентации напряжений в очагах землетрясений Средиземноморско-Азиатского сейсмического пояса. «Физика Земли», № 1, 1967.
- Шихалибейли Э. Ш. Геологическое строение и развитие Азербайджанской части южного склона Большого Кавказа. Изд-во АН Аз. ССР, Баку, 1956.
- Шихалибейли Э. Ш. Геологическое строение и история тектонического развития восточной части Малого Кавказа, т. II (Тектоника и магматизм). Баку, Изд-во АН Аз. ССР, 1966.
- Шихалибейли Э. Ш. Геологическое строение и история тектонического развития восточной части Малого Кавказа, т. III (История тектонического развития). Баку, Изд-во АН Аз. ССР, 1967.
- Шихалибейли Э. Ш. Глубинные разломы. В кн.: Геология СССР, т. XLVII, Аз. ССР, «Недра», М., 1972.
- Штёклин Дж. Тектоника Ирана. «Геотектоника», № 1, 1966.
- Штилле Г. Избранные труды. «Мир», 1964.
- Шубладзе Р. Л. К петрохимии верхнеэоценовых вулканогенных пород (адигенская свита) Ахалцихской депрессии. Сообщения АН ГССР, т. 49, № 1, 1968.
- Шубладзе Р. Л. Условия формирования верхнеэоценовых вулканогенно-осадочных пород Ахалцихской депрессии (адигенская свита). Тр. КИМС, вып. VII (9), сер. полезные ископаемые, 1969.
- Шубладзе Р. Л. Позднеэоценовый вулканизм Ахалцихской депрессии. Автореферат канд. дис., «Мецниереба», Тбилиси, 1971.
- Шульц С. С. Об изучении планетарной трещиноватости. Докл. сов. геологов к XXII сессии МГК. Проблема деформации пород и тектоника. «Наука», М., 1964.
- Шульц С. С. Планетарная трещиноватость и ориентировка некоторых линейных форм рельефа. В тр. совещ. по изучению четвертичного периода. «Недра», 1965.
- Шульц С. С. О разных масштабах планетарной трещиноватости. «Геотектоника», № 2, 1966.
- Шульц С. С. Некоторые вопросы планетарной трещиноватости и связанных с нею явлений. Вестник ЛГУ, № 6, 1969.
- Шульц С. С. Линеаменты. Вестник ЛГУ, № 24, 1970.
- Шульц С. С. Планетарные трещины и тектонические дислокации. «Геотектоника», № 4, 1971.
- Эрентоз К. Краткий обзор геологии Анатолии. «Геотектоника», № 2, 1967.
- Юрк Ю. Ю., Добровольская Т. П. Рифейские и палеозойские валуны гранитов Крыма, Матер. Карпато-Балканской геол. ассоциации. VII Конгресс, ч. 3. София. Изд-во Болгарск. АН, 1965.
- Юров Ю. Г. Строение земной коры на Кавказе и изостазия. «Советская геология», № 9, 1964.
- Ясаманов Н. Я. Палеогеография Западной Грузии в неокомское время В тр. Геол. о-ва Грузии, т. VI, вып. 1—2, 1969.
- Adler R., Fenchel W. und Pilger A. Statistische Methoden in der Tektonik. I. Clausthaler tektonische Hefte, 1, 1965.

- Adler R., Fenchel W. und Pilger A. Statistische Methoden in der Tektonik. II. Clausthaler tektonische Hefte, 4, 1965₂.
- Allan T. D. Magnetic and gravity fields over the Red Sea. Philos. Trans. Roy. Soc., London, ser. A, v. 267, № 1181, 1970.
- Ansari H. J. Resume of the structural geology of Iran and some Iranian oil fields. Mineral Resources Devel. Ser., 18, 1963.
- Aoki K., Oji Y. Calo-alkaline volcanic rock series derived from alkali olivine basalt magma. J. Geophys. Res., v. 71, 1966.
- Attwater T. Implications of plate tectonics for the cenozoic tectonics of Western North America. Geol. Soc. America, Bull., 81, 12, 1970.
- Bailey E. B., Mac-Callien W. J. Serpentine lavas, the Ankara melange and Anatolian thrust. Trans. Roy. Soc. Edinburgh, v. 62, № 11, 1952—1954.
- Baird D. W. Review of Mediterranean Alpine tectonics. Geology and History of Turkey, Tripoli, Libya, 1971.
- Bemmelen R. W., van. On the origin of the earth's crust and magmas. Geol. Rdsch., 57, Stuttgart, 1968.
- Bemmelen R. W., van. Debate about the earth. Geotimes, 14, Washington, 1969.
- Benioff H. Seismic evidence for the fault origin of oceanic deeps. Geol. Soc. America, Bull., 60, New York, 1949.
- Bird J. M., Dewey J. F. Lithosphere plate-continental margin tectonics and the evolution of the Appalachian orogen. Geol. Soc. America, Bull., 81, 4, 1970.
- Blumenthal M. Die neue geologische Karte der Türkei und einige ihrer stratigraphisch-tektonische Grundzüge. Eclogae Geol. Helvetiae, v. 39, № 2, 1946.
- Blumenthal M. Geologie der Taurusketten im Hinterland von Seydisehir und Baysehir. M. T. A. Série D., № 2, Ankara, 1947.
- Blumenthal M. Le système structural du Taurus Sud-Anatolien. Livre à la mém. P. Fallot, t. 2, Paris, 1960—1963.
- Brinkmann R. Geotektonische Gliederung Westanatolien. N. Jb. Geol. Paleont. Mh., № 10, 1966.
- Brinkmann R. Einige geologische Leitlinien von Anatolien. Geol. et Paläont., v. 2, Marburg, 1968.
- Brinkmann R. The Geology of Western Anatolia. Geology and History of Turkey, Tripoli, Libya, 1971.
- Brinkmann R. Mesozoic troughs and crustal structure in Anatolia. Geol. Soc. America, Bull., v. 84, 1973.
- Brinkmann R. Geologic relations between Black Sea and Anatolia. The Black Sea Geology, Chemistry and Biology, Oklahoma, 1974.
- Brunn I. La dorsale medio-atlantique et les épanchements ophiolitiques. C. r. Soc. géol. Fr., 8, 234, 1959.
- Brunn J., Dumont J., Graciansky P., Guinic M., Suteau Th., Lefèvre R., Marcoux S., Poisson A. Structures majeures et correlations stratigraphiques dans les Taurides occidentales. Bull. géol. Soc. France, sér. 7, t. XII, № 3, 1970.
- Brunn J., Monod O. Mesozoic troughs and crustal structure in Anatolia: Discussion. Geol. Soc. America, Bull., v. 84, № 4, 1973.
- Caputo M., Panza G. F. and Postpischl. Deep structure of the Mediterranean basin. Journ. Geophys. Res., v. 75, № 26, 1970.
- Carey S. W. The tectonic approach to continental drift. Continental Drift. A Symposium. Geol. Departm. Univ. of Tasmania, 1958.
- Chadwick R. A. Belts of eruptive centres in the Absaroka-Gallatin volcanic province, Wyoming-Montana. Bull. Geol. Soc. Amer., v. 81, 1970.
- Dewey J. F. Continental margins: a model for conversion of Atlantic type to Andean type. Earth planet. sc. lett., 6, Amsterdam, 1969₁.
- Dewey J. F. Evolution of the Appalachian/Caledonian orogen. Nature, v. 222, № 5189, London, 1969₂.

- Dewey J. F., Bird J. M. Mountain belts and the new global tectonics. *Journ. Geophys. Res.*, 75, № 14, 1970₁.
- Dewey J. F., Bird J. M. Plate tectonics and geosynclines. *Tectonophysics*, 10, Amsterdam, 1970₂.
- Dewey J. F., Horsefield B. Plate tectonics, orogeny and continental growth. *Nature*, v. 225, № 5232, 1970.
- Dewey J. F., Pitman W. C., Ryan W., Bonin J. Plate Tectonics and the Evolution of the Alpine System. *Geological Society of America Bulletin*, v. 84, № 10, 1973.
- Dickinson W. R. Circum Pacific andesite types. *Journ. Geophys. Res.*, v. 73, № 6, 1968.
- Dickinson W. R. Global tectonics. *Science*, v. 168, № 3936, Washington, 1970₁.
- Dickinson W. R. Relations of andesites, granites and derivative sandstones to arc-trench tectonics. *Rev. Geophys. Space Phys.*, 8, Richmond, 1970₂.
- Dickinson W. R. Plate tectonic models of geosynclines. *Earth planet. sc. Lett.*, 10, 2, Amsterdam, 1971.
- Dietz R. S. Continental and ocean basin evolution by spreading of the sea floor. *Nature*, v. 190, № 4779, London, 1961.
- Dietz R. S. Alpine serpentinites as oceanic rind fragments. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 74, 947, 1963.
- Dietz R. S., Sproll W. P. Fit between Africa and Antarctica: a continental drift reconstruction. *Science*, 167, 3925, Washington, 1970.
- Dietz R. S. Geosynclines, Mountains and Continental-Building. *Scientific American*, № 3, 1972.
- Ewing J., Ewing M. Sediment distribution on the mid-ocean ridges with respect to spreading of the sea floor. *Science*, 156, 3782, Washington, 1967.
- Ewing J., Hollister C. Deep sea drilling project: leg 11. *Geotimes*, 15, 7, Washington, 1970.
- Falcon N. L. Position of oil fields of South-West Iran with respect to relevant sedimentary basins. In «Habitat of Oil», Amer. Ass. Petr. Geol., 1958.
- Fourquin C., Paichelet I. C., Sauvage I. Massif Galatée d'andésites: étude palynologique de la base des diatomites miocènes de Beskonak au Nord-Est de Kizilcahaman (Anatolie-Turquie). *C. R. Acad. Sci. Paris*, t. 270, Sér. D., № 19, 1970.
- Friend R. Rift valleys. «The World Rift System», Rep. of Symposium, Ottawa, 1965₁.
- Friend R. A model of the structural development of Israel and adjacent areas since Upper Cretaceous times. *Geol. Mag.*, 102, 1965₂.
- Förster H. Association of volcanic rocks in the mountains south of Sabsevar (Iran). *Int. Geol. Congr., Rep.*, 23 sess., Proc. sect. 2, Prague, 1968.
- Gansser A. New aspects of the geology in Central Iran. *Proc. 4th World Petrol. Congr.*, Sect. 1(A)5, Paper, 2, Rome, 1955.
- Gass J. G. Is the Troodos massif of Cyprus a fragment of Mesozoic ocean floor? *Nature*, vol. 220, № 5162, 1968.
- Geological Map of Iran, 1959.
- Geological Map of Turkey, 1961—1964.
- Gilluly J. Oceanic sediment volumes and continental drift. *Science*, 166, 3908, Washington, 1969.
- Graciansky P. Ch., de. Existence d'une nappe ophiolitique à l'extrémité occidentale de la chaîne sud-anatolienne: relations avec les autres unités charriées et avec les terrains autochtones (province de Mugla, Turquie). *C. R. Acad. Sci. Paris*, Sér. D, t. 264, № 25, 1967.
- Graciansky P. Ch., de. Stratigraphie des unités superposées dans le et placées dans l'arc Dinario-Taurique. *Bull. MTA*, 1968, № 71.
- Grow J. A., Atwater T. Mid-Tertiary tectonic transition in the Aleutian arc. *Geol. Soc. America, Bull.*, 81, 12, 1970.

- Heezen B. C. Paleomagnetism, continental displacements and the origin of submarine topography. I Internat. Oceanogr. Congr., 26, Washington, 1959.
- Heezen B. C. The Rift in the Ocean Floor. *Sci. Amer.*, 203, 1960.
- Henson F. R. S., Browne R. V., McGinty J. A. synopsis of the stratigraphy and geological history of Cyprus. *Quart. Journ. Geol. Soc. London*, v. 105, p. 1, № 417, 1949.
- Hess H. H. History of the ocean basins. *Geol. Soc. America, Bull.*, vol. New York, 1962.
- Hess H. H. Mid-oceanic ridges and tectonics of the sea floor. *Colston papers*, 17, London, 1965.
- Hobbs W. H. Repeating patterns in the relief and the structure of the Land. *Bull. Geol. Soc. America*, 1964, v. 75, № 6.
- Hodgson R. Genetic and geometric relation between structures in basement and overlying sedimentary rocks, with examples from Colorado Plateau and Wyoming. *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists*, v. 49, № 7, 1965.
- Hurley P. M., Rand J. R. Pre-drift continental nuclei. *Science*, 164, 3885, Washington, 1969.
- Illhan E. Toros-Zagros folding and its relation to Middle East oil fields. *Bull. Am. Ass. Petr. Geol.*, № 5, 1967.
- Illhan E. The structural features of Turkey. *Geology and History of Turkey*, Tripoli, Libya, 1971.
- Isacks B., Oliver J., Sykes L. R. Seismology and the new global tectonics. *Journ. Geophys. Res.*, 75, 29, Richmond, 1968.
- Ishibashi K. Petrochemical study of basic and ultrabasic inclusions in basaltic rocks from Northern Kyushu. *Japan. Mem. Fac. Sci. Kyushu Univ., Ser., D.*, v. XX, № 1, 1970.
- Jakes P., Smith T. E. High potassium calo-alkaline rocks from Cape Nelson, Eastern Papua. *Contr. Mineral and Petrol.*, v. 28, № 4, 1970.
- Karig D. E. Origin and development of marginal basins in the Western Pacific. *Journ. Geophys. Res.*, 76, № 11, 1971.
- Karl Fr. Anwendung der Gefügekunde in der Petrotektonik, Teil I. Clausthaler tektonische Hefte 5, 1964.
- Khain V. E. Structure and main stages in the tectonomagmatic development of the Caucasus: an attempt at geodynamic interpretation. *Amer. G. Sci.*, v. 274, № 6, 1974.
- Knetsch G. Über ein Struktur-Experiment an einer Kugel und Beziehung zwischen Gross-Lineamenten und Pol-Lagen in der Erdgeschichte. *Geol. Rundschau*, Bd. 54, 1964.
- Kraus E. Zur Kenntnis der Orogene Anatoliens Berg-u. Hüttenmaem. *Monatshefte*, Wien, 1956.
- Krauß H. F. Gefügeachsen im westlichen Teil des Vestischen Hauptsattels und ihre Beziehung zu übrigen tektonischen Elementen. *Clausthaler geologische Abhandlungen*, H. 2, 1965.
- Ketin J. Tectonic units of Anatolia (Asia Minor). *Bull. MTA*, № 66, 1966.
- Knöppoff L., Belshe T. C. Gravity observations in the Dead Sea rift. *Geol. Surv. Can.*, Paper 66-14, 1966.
- Kraeff A. A Contribution to the Geology of the Region between Sirya and Ardanuc. *Bull. of the Mineral Research and Exploration Institute of Turkey*, № 60, 1963₁.
- Kraeff A. Geology and mineral deposits of the Hopa-Murgul region (Western part of the province of Artvin, NE Turkey). *Bull. of the Mineral Research and Exploration Institute of Turkey*, № 60, 1963₂.
- Kuno H. Lateral variation of basalt magma types across continental margins and island arcs. *Bull. Volc.*, v. 29, № 5, 1966.
- Lambert J. H. Anmerkungen und Zusätze zur Entwerfung der Land und Himelscharten. *Lpz.*, 1894.
- Lees G. The geology and tectonics of Oman and parts of South-Eastern Arabia. *Quart. J. Geol. Soc. London*, v. 84, № 4, 1928.

- Le Pichon X. Sea-floor spreading and continental drift. *Journ. Geophys. Res.*, 73, 12, Richmond, 1968.
- Lipman P. W. Alkalic and tholeiitic basaltic volcanism related to the Rio-Grande depression, Southern Colorado and Northern New Mexico. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, v. 80, 1969.
- Lowell J. D., Genik G. J. Sea floor spreading and structural evolution of Southern Red Sea. *Amer. Assoc. Petrol. Geologists Bull.* v. 56, № 2, 1972.
- Macdonald G. S., Katsura. Chemical composition of Hawaiian lavas. *J. Petrol.*, № 5, 1964.
- Martin R. Geological history of Baffin bay-continental drift before sea-floor spreading and the exploration for hydrocarbons. «Earth Sci. Sympos. Offshore East. Canada». «Geol. Surv. Canada», 1973.
- Mason R. G., Raff A. D. Magnetic survey of the west coast of North America, 32° N latitude to 42° N latitude. *Geol. Soc. America, Bull.* 72, 8, New York, 1961.
- McKenzie D., Davies D., Molnar P. Plate tectonics of the Red Sea and East Africa. *Nature*, v. 226, 1970.
- McKenzie D. P., Parker R. L. The North Pacific: an example of tectonics on a sphere. *Nature*, v. 216, № 5122, London, 1967.
- Metz K. Ein Beitrag zur Kenntniss des Gebirgsbaues von Aladag und Karanfil Dagı und ihres Westrandes (Kilikischer Taurus). *Bull. Min. Res. Expl. Inst. Turkey*, № 48, 1956.
- Mitchell A., Reading H. Continental margins, geosynclines and ocean floor spreading. *Journ. Geol.*, 77, Chicago, 1969.
- Miyashiro A. Evolution of metamorphic belts. *Journ. Petrol.*, 2, 3, Oxford, 1961.
- Mohr P. A. Ethiopian Rift and Plateaus: Some volcanic petrochemical differences. *J. Geophys. Res.*, v. 76, № 8, 1971.
- Moody J. D., Hill M. J. Wrench-fault tectonics. *Bull. Geol. Soc. America*, v. 67, 1956.
- Moore E. Ultramafics and orogeny, with models of the US Cordilleras and the Tethys. *Nature*, v. 228, № 5274, London, 1970.
- Morgan W. J. Rises, trenches, great faults and crustal blocks. *Journ. Geophys. Res.* 73, 6, Richmond, 1968.
- Nicholls J., Carmichael J. S. E. A commentary on the absarokite-shoshonite-banakitite series of Wyoming. *USA. Schweiz. Mineral und petrogr. Mitt.*, v. 49, № 1, 1969.
- Nowroosi A. A. Seismo-tectonics of the Persian Plateau, Eastern Turkey, Caucasus and Hindu-kush Regions. *Bull. of the Seismological Society of America*, v. 61, № 2, 1971.
- Oxburgh E. R., Turcotte D. L. Mid-ocean ridges and geotherm distribution during mantle convection. *J. Geophys. Res.*, 73, 1968.
- Palmer H. East Pacific rise and westward drift of North America. *Nature*, v. 220, № 5165, London, 1968.
- Pamir H. N., Baykal F. Contribution à l'étude géologique de la région de Bingöl. *Rev. Fac. Sc. Univ. d'Istanbul*, VIII/4, 1943.
- Parker G. M. Regional systematic jointing in slightly deformed sedimentary rocks. *Bull. Geol. Soc. America*, v. 53, 1942.
- Pavoni N. Die Nordanatolische Horizontalverschiebung. *Geol. Rundschau*, Bd. 51, H. 1, 1961.
- Pilger A. Beziehungen der kleintektonischen zu den großtektonischen Formen im Ruhrkarbon. *Clausthaler geologische Abhandlungen*, H. 1, 1965.
- Plafker G. Oriented lakes and lineaments in North-East Bolivia. *Bull. Geol. Soc. America*, 1964, v. 75, № 6.
- Quennel A. M. The structural and geomorphic evolution of the Dead Sea rift. *Quart. Journ. of the Geol. Soc. of London*, v. 114, 1958.
- Runcorn S. K. Changes in the convection pattern in the earth's mantle and continental drift: Evidence for a cold origin of the earth. *Phil. Trans. Roy. Soc.*, London, A, 258, 1965.

- Ricou L. E. Sur la mise en place au Crétacé supérieur d'importantes nappes à radiolarites et ophiolites dans les monts Zagros (Iran). C. R. Ac. Sci., Paris, t. 267, № 26, 1968.
- Rigo de Righi M. and Cortesini A. Gravity tectonics in foothills structure belt of South-East Turkey. Bull. Am. Ass. Petr. Geol., № 12, 1964.
- Ringwood A. E., Green D. N. An experimental investigation of the gabbro-eclogite transformation and some geophysical implication. Tectonophysics, v. 3, № 5, 1966.
- Ross D. A., Degens E. T., MacLivaine J. Black Sea. Recent sedimentary history. Science, v. 170, 1970.
- Saggerson E. P., Williams L. A. J. Ngurumanite from Southern Kenya and its bearing on the origin of rocks of Northern Tanganyika alkaline district. J. Petrol., № 5, 1964.
- Sander B. Zur petrographisch-tektonischen Analyse. I. Jahrb. Geologischen Reichsanstalt, Bd. 74, 1923.
- Sander B. Gefügekunde der Gesteine. Berlin, 1930.
- Sander B. Einführung in die Gefügekunde der geologischen Körper. I. Teil, Wien und Innsbruck, 1948.
- Sander B. Einführung in die Gefügekunde der geologischen Körper. II. Teil, Wien und Innsbruck, 1950.
- Schmidt W. Gefügestatistik. Tschermsk Miner. Petrogr. Mitt., 38, 1925.
- Schmidt W. F. Zur Struktur und Tektonik der Insel Gypern. Geol. Rundschau, Bd. 50, 1960.
- Schroeder E. Das Bewegungsbild der ozeanischen Kruste und Aspekte globaler Tektonik. Ber. deutsch. Ges. geol. Wiss. A. Geol. Paléont., 3/5, B. 16, 1971.
- Schroeder J. W. Essai sur la structure de l'Iran. Eclogae Geol. Helvetiae, v. 37, 1, 1944.
- Schuk F. Tektonisch-petrologische Studien am Mittweider Granitkörper. Phys. Kl. d. Sächs. Akad. Wiss., 39, № 7, Dresden, 1927.
- Silver E. A. Late Cenozoic underthrusting of the continental margin of Northern-West California. Science, 166, 3910, Washington, 1969.
- Sitterde L. U. Structural development of the Arabian Shield in Palestine. Geol. on Mijnb., № 41, 1962.
- Sleep N., Toksöz M. N. Evolution of marginal basins. Nature, v. 233, № 5321, 1971.
- Smith A. G. Alpine deformation and the oceanic areas of the Tethys, Mediterranean and Atlantic. Geol. Soc. Amer., Bull., v. 82, 1971.
- Smith A. G., Hallam A. The fit of the southern continents. Nature, v. 225, № 5228, London, 1970.
- Sonder R. Die Lineamenttektonik und ihre Probleme. Ecl. Geol. Helv., v. 31, 1938.
- Sproll W. P., Dietz R. S. Morphological continental drift fit of Australia and Antarctica. Nature, v. 222, № 5191, 1969.
- Stille H. Betrachtungen zum Werden des europäischen Kontinent. Zeitschrift d. Deutsch. Geol. Gesellschaft, Bd. 37, Stuttgart, 1945.
- Sykes L. P. Mechanism of earthquakes and nature of faulting on the mid-oceanic ridges. Journ. Geophys. Res., 72, 8, Richmond, 1967.
- Sykes L. R. Seismicity of the Indian Ocean and a possible nascent island arc between Ceylon and Australia. Journ. Geophys. Res., 75, 26, Richmond, 1970.
- Tazieff H., Varet L., Barberi F., Giglia G. Tectonic significance of the Afar (or Danakil) depression. Nature, v. 235, 1972.
- Taylor S. R. The origin and growth of continents. Tectonophysics, v. 4, № 1, 1967.
- Taylor S. R., White A. I. R. Geochemistry of andesites and the growth of continents. Nature, v. 209, № 5007, 1965.
- Thayer T. P. Peridotite-gabbro complexes as key to the petrology of mid-oceanic ridges. Bull. Geol. Soc. Amer., 80, 1515, 1969.
- Vine F. J. The geophysical year. Nature, v. 227, № 5262, London, 1970.

- Vine F. J., Matthews D. H. Magnetic anomalies over oceanic ridges. *Nature*, v. 199, N. 4897, London, 1963.
- Vogt P. R., Anderson C. N., Bracey D. R., Schneider E. D. North Atlantic magnetic smooth zones. *Journ. Geophys. Res.*, 75, 20, Richmond, 1970.
- Громан А. J. Strike-slip movements, their associated features and their occurrence in Israel. Sec. V, Congr. Geol. Ind., XX Sess, Mexico, 1956.
- Василев Л., Станишева - Василева. Регионална вертикална зоналност на хидротермалните орудявания в Бургаския синклиний. *Списание на Българското Геологическо Дружество*, год XXXIII, кн. 2, 1972.
- Wilson J. T. A new class of faults and their bearing on continental drift. *Nature*, vol. 207, № 4995, 1965.
- Wilson J. T. Did the Atlantic close and then re-open? *Nature*, v. 211, N. 5050, London, 1966.
- Woodside J., Bowin C. Gravity anomalies and inferred crustal structure in the Eastern Mediterranean Sea. *Geol. Soc.* 81, № 4, 1970.
- Yeats R. S. Darwin rise. *Geotimes*, 15, Washington, 1970.
- Zak I., Freund R. Recent strike-slip movements along the Dead Sea rift. *Israel Journ. of Earth Sciences*, vol. 15, 1966.
- Zankl H. Magnetismus und Bauplan des ostpontischen Gebirges in Querprofil des Harz-Tales, NE Anatolien. *Geol. Rundschau*, Bd. 51, H. 1, 1961.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	5
Глава I. Методы детального структурного анализа	8
1. Статистическая съемка (наблюдение)	8
2. Статистическая группировка	14
3. Статистическое изображение	15
4. Геометрия структур на диаграмме	24
5. Симметрия структур и структурные координаты	28
6. Различные генетические типы тектонических поверхностей и их расположение на структурной диаграмме	33
7. Анализ структурных диаграмм	40
8. Статистическое изучение планетарной трещиноватости	47
Глава II. Основные черты строения, развития и механизм формирования Аджаро-Триалетской складчатой зоны	57
1. Основные черты строения и развития Аджаро-Триалетской зоны	59
2. Механизм формирования тектонической структуры Аджаро-Триалетской складчатой зоны	100
Глава III. Аджаро-Триалетский прогиб и проблема образования глубоководной впадины Черного моря	116
1. Положение Аджаро-Триалетской зоны в альпийской складчатой области	116
2. Глубинное строение впадины Черного моря и ее геологическое прошлое	119
3. Черноморско-Аджаро-Триалетский мел — палеогеновый рифт	122
Глава IV. Некоторые новейшие тектонические концепции	128
1. Новая глобальная тектоника	128
2. Концепция океанического фундамента и глубинных шарьяжей	139
Глава V. Основные черты тектонического развития Анатолийско-Кавказско-Иранского сегмента Средиземноморского пояса	148
Глава VI. Некоторые соображения о возможных причинах и механизме тектогенеза	191
Mechanism of tectonic structure formation and some general problems of tectogenesis	202
Литература	205

Напечатано по постановлению Редакционно-издательского
совета Академии наук Грузинской ССР

*

Редактор издательства Т. П. Бокучава
Техредактор Э. В. Бокерия
Художник Г. А. Надирадзе
Корректор Л. К. Абжандадзе

Сдано в набор 5.3.1976; Подписано к печати 11.12.1976; Формат
бумаги 70×108¹/₁₆; Бумага № 1; Печатных л. 23.98; Уч-издат. л. 19.58;

УЭ 01624

Тираж 700

Заказ 738

Цена 2 руб. 50 коп.

გამომცემლობა „მეცნიერება“, თბილისი, 380060, კუტუზოვის ქ., 19
Издательство «Мецниереба», Тбилиси, 380060, ул. Кутузова, 19

საქ. სსრ მეცნ. აკადემიის სტამბა, თბილისი, 380060, კუტუზოვის ქ., 19
Типография АН Груз. ССР, Тбилиси, 380060, ул. Кутузова, 19 .

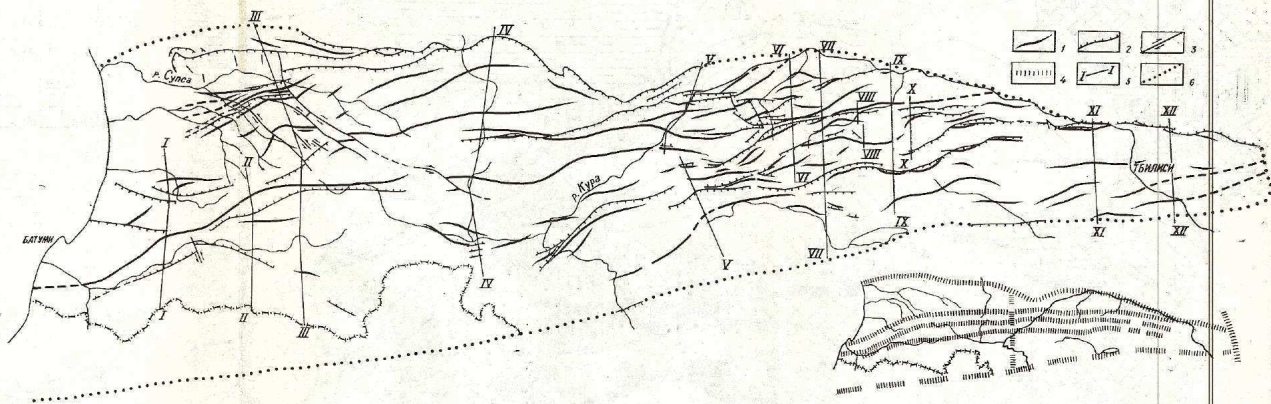


Рис. 46. Тектоническая схема Аджаро-Триалетской зоны. 1 — оси антиклиналей, 2 — взбросы и надвиги, 3 — свгиги, 4 — глубокие разломы, 5 — линии профилей, 6 — границы зоны.

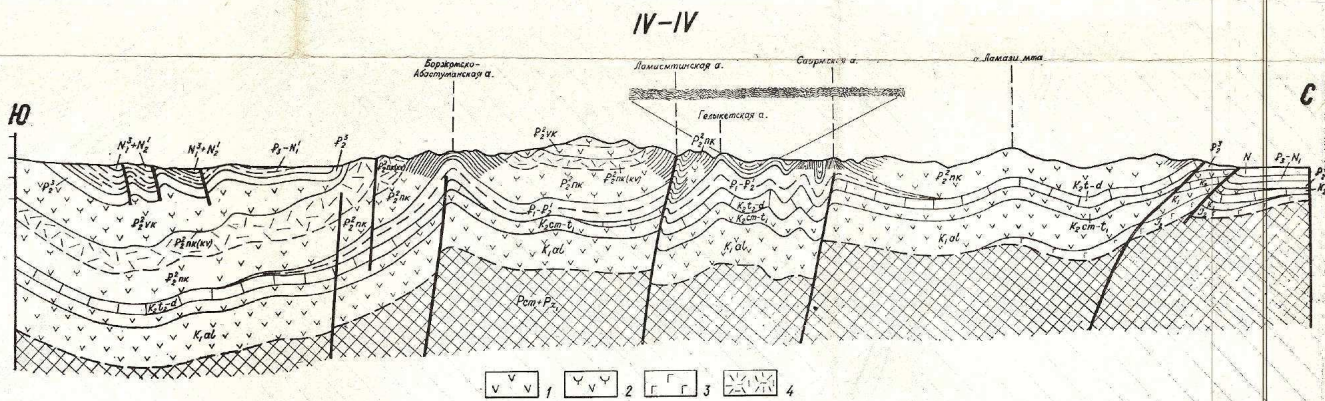


Рис. 49. Геологический профиль через центральную часть Аджаро-Триалетской складчатой зоны с показом предположительного строения на глубине. Реп-Р₄ — докембрий и нижний палеозой (кристаллический фундамент), J₂ — средняя юра (байосская порфиритовая свита), K_{2a1} — альб, K_{2cm-1} — сеноман-нижний турон, K_{2t} — верхний турон-данай, P₁ — P₂ — палеоцен-нижний эоцен, P₂pk — средний эоцен (нижний комплекс), P₂pk(v) — средний эоцен, южный комплекс (квасбисская свита), P₂vk — средний эоцен (верхний комплекс), P₂ — верхний эоцен, P₃ — N₁ — олигоцен-нижний миоцен, N₁+N₂ — верхний миоцен-нижний палеоцен (годердская свита). (Линию профиля см. на рис. 46.)
1 — породы преимущественно основного состава, 2 — субвулканочные породы, 3 — породы преимущественно среднего состава, 4 — дифференцированная серия пород.

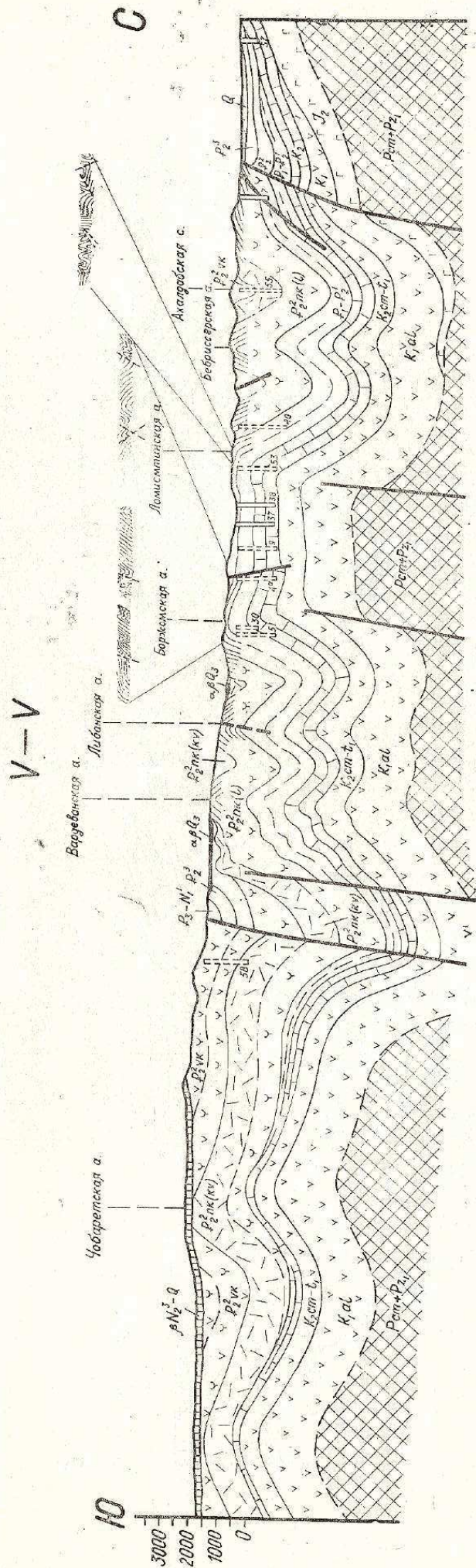


Рис. 50. Геологический профиль через центральную часть Аджаро-Триасской складчатой зоны с показом предположительного строения на глубине. $R_{сп1} + P_{21}$ — докембрий и нижний палеозой (кристаллический фундамент). I_3 — редняя юра (байосская порфиритовая свита?), $K_{ал1}$ — альб, $K_{сп1} - t_1$ — сеноман-нижний турон, $K_{ал1} - d$ — верхний турон-дальний, $P_1 - P_2$ — палеоцен-нижний эоцен, P_2 pk — средний эоцен (нижний комплекс), P_2 mk (kv) — средний эоцен. Нижний комплекс (квасисская свита), P_2 vk — средний эоцен (верхний комплекс), P_3 — верхний эоцен, $P_3 - N_1$ — олигоцен-нижний миоцен, $R_{N_3} - Q$ — верхнеолигоцен-четвертичные лавы, abQ_3 — верхнечетвертичные лавы. (Линию профиля см. на рис. 46, а условные обозначения состава вулканических пород — на рис. 49.)

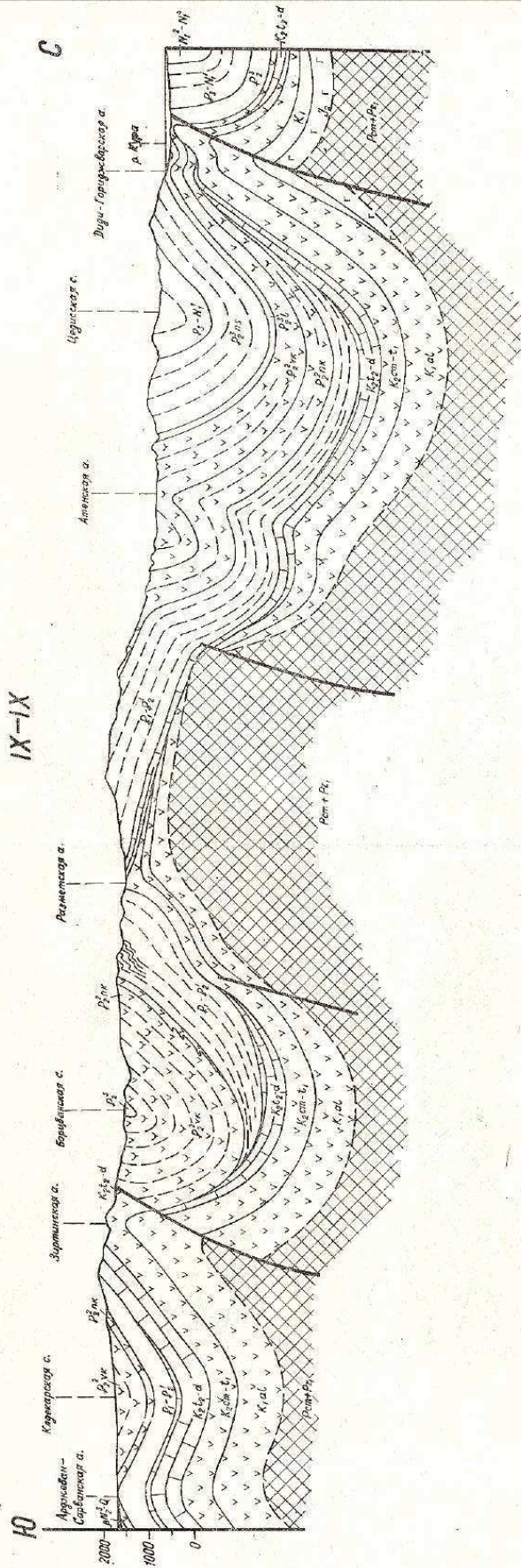


Рис. 55. Геологический профиль через восточную часть Триалетского хребта с показом предполагаемого строения на глубине. $P_{sp}+P_{41}$ — докембрий и нижний палеозой (кристаллический фундамент), I_2 — средняя юра (белоская порфиритовая свита?), K_{1a1} — альб, K_{2sp-t_1} — сенман-нижний турон, K_{4b-d} — верхний турон-данний, P_1-P_2 — палеоцен-нижний эоцен, P_2^{vk} — средний эоцен (нижний комплекс), P_3^{vk} — средний эоцен (верхний комплекс), P_3^1 — верхний эоцен (лиролепиковые мергели), P_3^2 — верхний эоцен (муммулитовая свита), P_3-N_1 — олигоцен-нижний миоцен, N_2^1 — средний миоцен, N_3^1 — средний миоцен, N_3^2 — сармат. (Линия профиля см. на рис. 46, а условные обозначения состава вулканических пород на рис. 49)

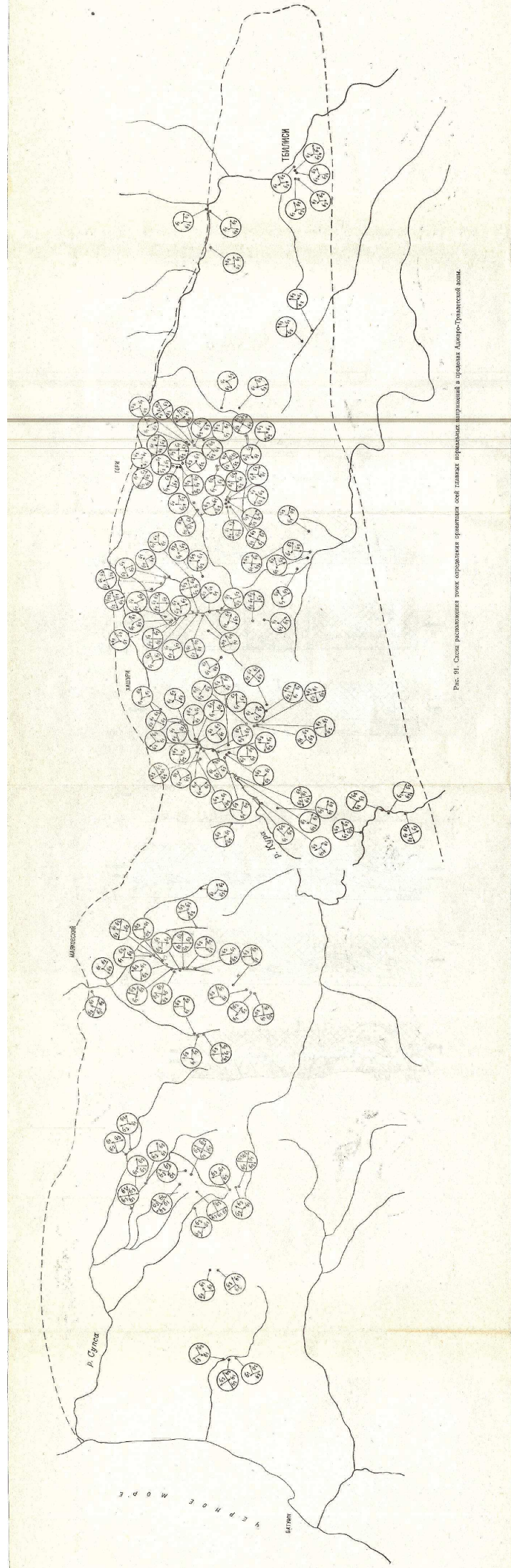


Рис. 51. Система коммуникаций в пределах Абхазо-Грузинской зоны.

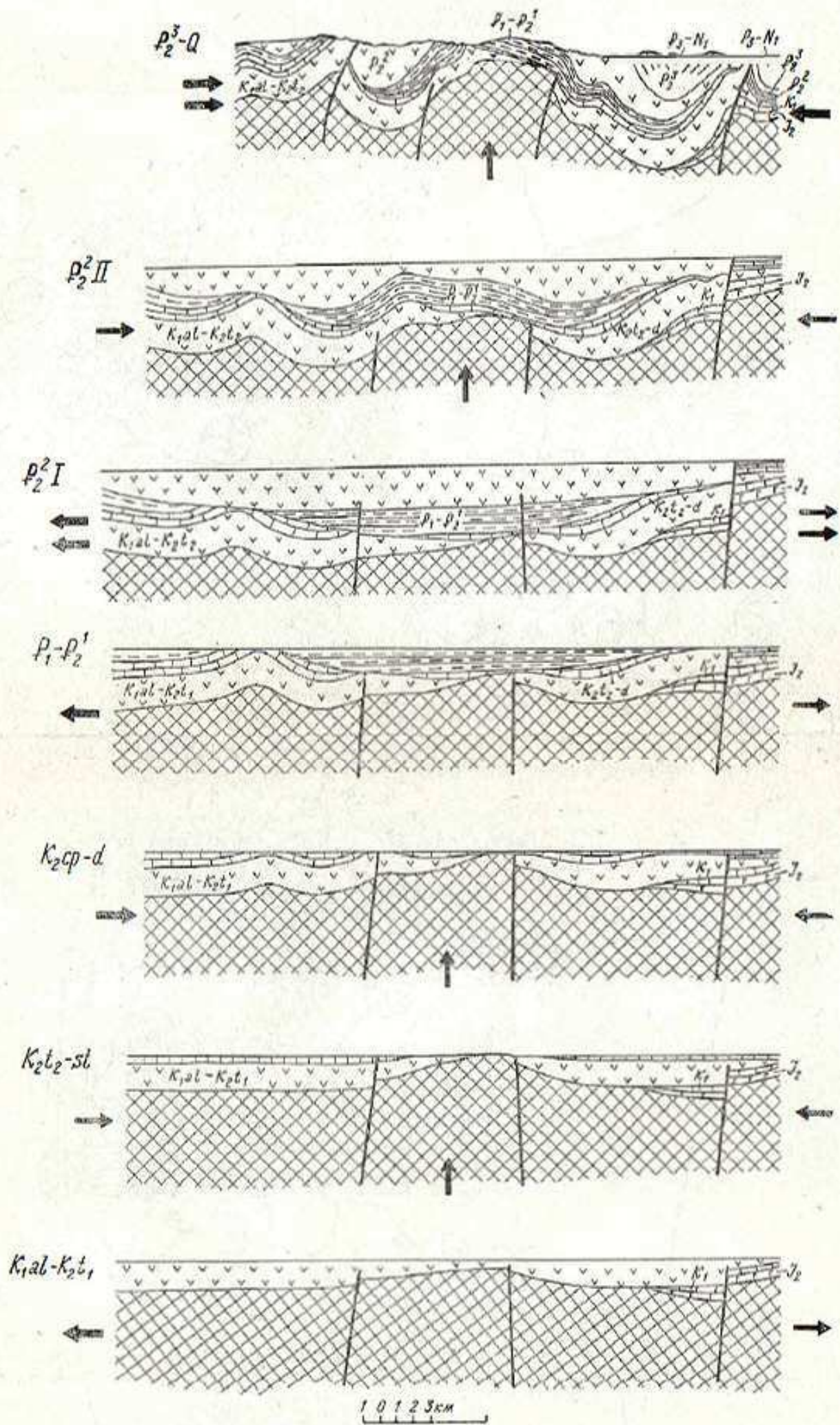


Рис. 92. Схема истории формирования структуры Аджаро-Триалетской складчатой зоны.

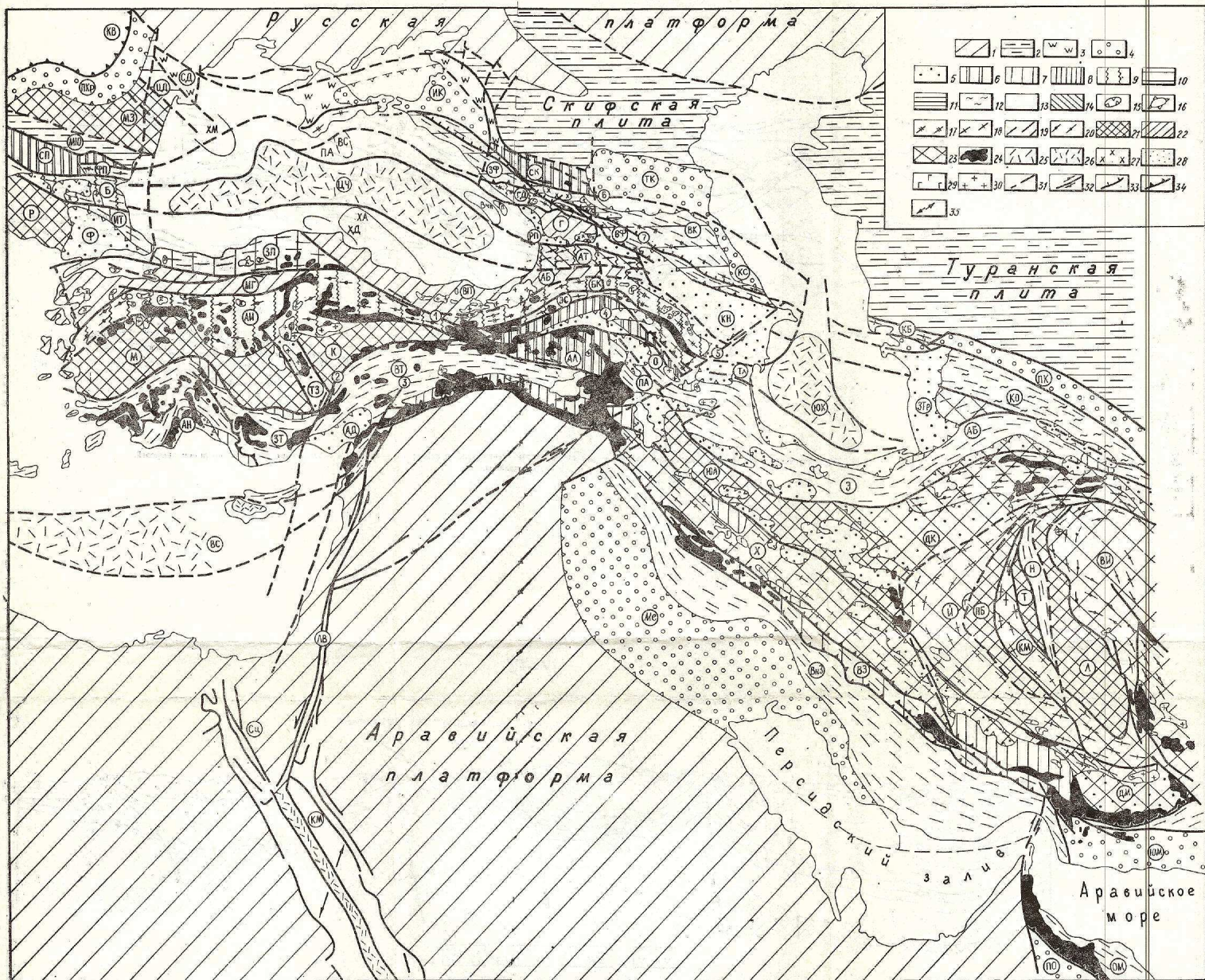


Рис. 99. Схема тектоники Анатолийско-Кавказско-Иранского сегмента Средиземноморского пояса и прилегающих областей. Составил И. П. Гамкрелидзе на основании схемы В. Е. Хаина (1969) и различных геологических и тектонических карт.

1—3 — платформы: 1 — древняя; 2 — эпигерцкая; 3 — эпикиммерийская; 4—30 — Альпийская складчатая область: 4 — передовые прогибы; 5 — межгорные прогибы; 6 — участки областей доальпийской (герцинской и более ранней) консолидации, вовлеченные в альпийские орогенез; 7—13 — альпийские геосинклинальные системы: 7 — на байкальском (довоедском) метаморфическом основании; 8 — выступы (ядра) переработанного байкальского основания; 9 — на саяно-герцинском складчатом основании; 10 — на герцинском складчатом основании; 11 — выступы (ядра) герцинского основания; 12 — унаследованные от палеозоя; 13 — из палеозойского парагеосинклинального (казвин-платформного) основания; 14 — зоны алякокенового типа; 15 — выступы (ядра) герцинского основания; 16 — контуры орогенных поднятий; 17—20 — альпийские геосинклинальные системы, замкнувшиеся и испытавшие складчатость; 17 — в результате киммерийских движений (до середины юры); 18 — в результате позднекиммерийско-австрийских движений (в конце юры и перед верхней мелю); 19 — в результате альпийских движений (с конца мела), возникшие в начале альпийского этапа; 20 — то же, с более поздним началом развития; 21—23 — выступы фундамента средних массов и массивов, испытавшие слабое погружение (маломощный слабоформированный чехол); 21 — байкальской (довоедской) консолидации; 22 — саяно-герцинской консолидации; 23 — участки массивов, подвергшиеся значительной переработке и погружению; 24 — меланж офиолитового комплекса и протурин гипербазитов; 25 — субокеаническая кора в центральных частях отмерших (внутренние моря) и современных рифтов; 26 — области развития на поверхности ненарушенной субокеанической коры (о. Кипр); 27—30 — интрузивные гранитоиды: 27 — герцинских; 28 — раннекиммерийско-батыских; 29 — позднекиммерийско-австрийских; 30 — альпийских; 31 — глыбинные разломы; 32 — крупные сдвиги; 33 — крупные взбросы и надвиги; 34 — шарьяжи; 35 — крупные раздвиги.

Буквы в кружках — названия геоструктурных единиц: КВ — Восточно-Кавказская фишневая зона; ПКр — Предкарпатский прогиб; СД — Северная Добруджа; ЦД — Центральная Добруджа; МЗ — Мизийская плита и Южная Добруджа; МЮ — Южная зона Мизийской плиты; СП — Старая Платина; ФП — Филиппов прогиб Восточной Старой Платины; Б — Бургасский прогиб; Р — Родопский массив; Ф — Фракийская впадина; ИТ — Истрия; ЗП — Западные Понты; МГ — Мизийско-Галатская глыба; АИ — Анкара-Измийская зона; М — Междереский массив; ТЗ — Тузгёльский грабен; К — Куринский прогиб; СК — Северо-Кавказский крайний массив (Лабно-Малкская зона); ТК — Терско-Каспийский прогиб; КС — Кусаро-Келькорский прогиб; ИК — Индоло-Кубанский прогиб; К — Куринский прогиб; ЗТ — Западный Тавр; ВТ — Восточный Тавр; АН — прогиб Анатлия; АД — прогиб Адана (Сейханский); ВС — Восточно-Средиземноморская впадина (море Леванта); ЛВ — Левантская рифтовая зона; Сд — рифтовая зона Суэцкого залива; КМ — рифтовая зона Красного моря; ИК — Индоло-Кубанский прогиб; СК — Северо-Кавказский крайний массив (Лабно-Малкская зона); ТК — Терско-Каспийский прогиб; КС — Кусаро-Келькорский прогиб; ЗТ — западная зона фиша (Синауро-Дибарский синклиорий); ВФ — Восточная зона фиша (Синауро-Дибарский синклиорий); ВК — Восточный Кавказ; ГД — Гагро-Джванская зона; Г — Грузинская глыба; ЦЧ — Центрально-Черноморская впадина; АТ — Аджаро-Триалетская зона; РП — Рационский межгорный прогиб; КН — Куринский межгорный прогиб; ВП — Восточные Понты; АБ — Арвинно-Бонинская глыба; БК — Бейбург-Карабахская зона; ЭС — Эрзанджан-Севанская зона; ЮК — Южно-Каспийская впадина; О — Ордубадская зона; АЛ — Аладзгский массив; ПА — Прикаспийская зона; ТЛ — Тальшская зона; Э — система Эльбурса; ЮА — Южно-Азербайджанский массив; ЛК — впадина Дешти-Кевир; Х — Хамидская зона; ВЗ — Внутренняя зона Загроса; ВнЗ — внешняя зона Загроса; Ме — Месопотамский передовой прогиб; КБ — Кубадаг и Большой Валах; ЗТ — Западно-Туркменская впадина; КО — Копетдагская складчатая зона; ПК — Предкопетдагский прогиб; АЛБ — Аладзг-Биналуд; И — Инезский прогиб; ПБ — блок Пошти-Бада; КМ — Керманский прогиб; Т — Табесская глыба; Н — Набандский прогиб; Л — Лутская глыба; ВИ — Восточно-Иранский фишневый прогиб; ДМ — впадина Джиз-Мурин; ЮМ — Южно-Магранская зона; ОМ — Омская зона; ПО — Продомацкий прогиб.

Цифры в кружках — главные разломы: 1 — Северо-Анатолийский; 2 — Марашский; 3 — Эджемиш-Чайский; 4 — Транскавказский; 5 — Пальмиро-Амшеронский; 6 — Пшекин-Тырнауасский; 7 — «Главный надвиг» Большого Кавказа.

В пределах впадины Черного моря — контуры крупных структур осадочного чехла, погруженных в море: ХМ — хребет Мансеев; ХД — хребет Добрынина; ХА — хребет Архангельского. Поднятия и прогибы гранитного фундамента: ПА — податие Андрусов; ВС — впадина Сорокина; ВЧП — Восточно-Черноморское поднятие; ГП — Гудаутское поднятие.

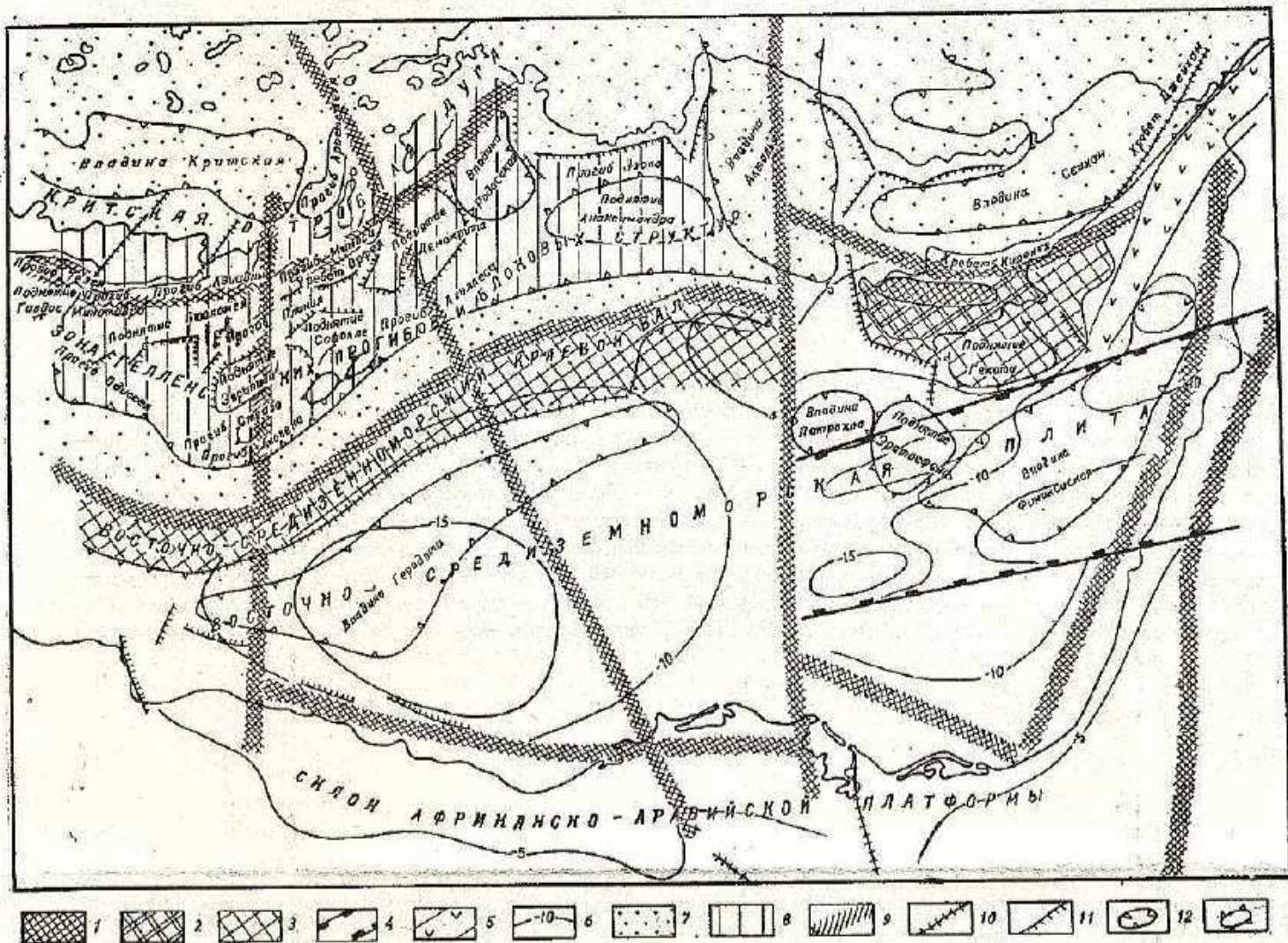


Рис. 102. Схема тектоники Восточного Средиземноморья (по Маловидкому и др., 1974). **Область Африкано-Аравийской платформы:** 1 — выходы фундамента на поверхность; 2 — платформенный чехол, интенсивно смятый альпийской складчатостью; 3 — то же, предположительно; 4 — морское продолжение Пальмирского авлакогена; 5 — морское продолжение офолитового прогиба; 6 — изогипсы поверхности фундамента, км. **Альпийская геосинклинальная область:** 7 — геосинклинальная складчатость Пинда-Олопоса-Тавра и северной части Восточно-Средиземноморского краевого вала; 8 — зона Критской островной дуги, Гелленских прогибов и блоковых структур; 9 — основные глубинные разломы широтные: шовная зона между Африкано-Аравийской платформой и Альпийской геосинклинальной областью (севернее Восточно-Средиземноморского краевого вала и далее на восток южнее хр. Кирсия); Крито-Родосский (к югу от Критской островной дуги); Северо-Африканский; меридиональные, с запада на восток: Крито-Саллумский; Левантийский; разлом 32-го градуса; Восточно-Средиземноморский; Западно-Аравийская рифтовая зона; 10 — региональные разломы; 11 — флексуры, сбросы; 12 — альпийские и неотектонические впадины и прогибы; 13 — альпийские и неотектонические поднятия.

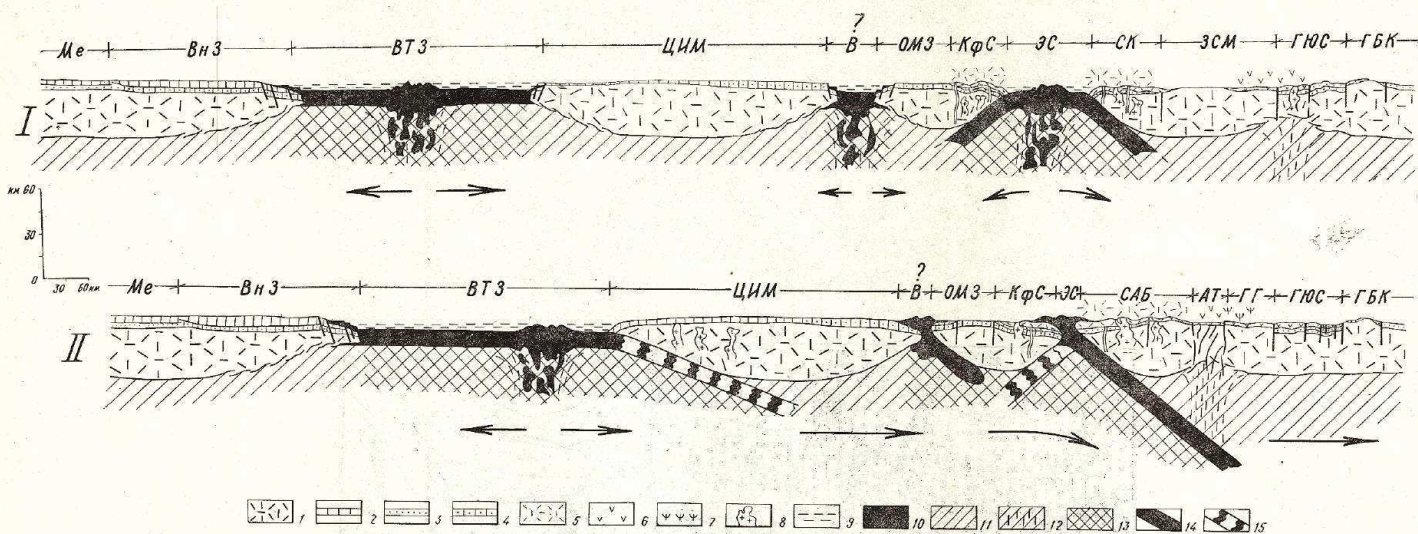


Рис. 104. Принципиальная схема развития земной коры в Средиземноморском поясе. I — в средней коре, II — в альбе-раннем сеноне.
 1 — консолидированная континентальная кора; 2—7 — осадочный чехол: 2 — преимущественно карбонатный, 3 — преимущественно терригенный, 4 — терригенно-карбонатный; вулканогенные породы; 5 — андезитовые; 6 — базальтовые; 7 — шельфо-базальтовые; 8 — интрузии гранитоидов; 9 — глубоководные осадки и базальтовые эффузивы на океанической коре; 10 — новообразованная базальтовая кора и офиолитовый комплекс; 11 — верхняя мантия; 12 — разогретая верхняя мантия; 13 — остаточные альпийские перидотиты; 14 — предполагаемые зоны Бенюфа; 15 — неактивные или малоактивные зоны Бенюфа. Ме — Месопотамский прогиб, ВнЗ — Внешний Загрос, ВЗ — Внутренний Загрос, ЦИМ — Центрально-Иранский массив, В — Ведическая офиолитовая зона, СК — Сомехто-Карабахская зона, ОМЗ — Орлубадская и Мисхано-Зангезурская зоны, КФС — Кафанская и Сарыабинская зоны, ЭС — Эрзидажан-Севанская офиолитовая зона, ЭСМ — Эридан-Севанская офиолитовая зона, САБ — Сомехто-Карабахская и Артино-Болниская зоны, АТ — Аджаро-Триалетская зона, ГГ — Грузинская глыба, МБК — Мегантиклинорий Большого Кавказа, МЛ — море Леванта, ЗТ — Западный Тавр, К — Кирсехирский массив, АИ — Анкара-Измйрская зона, МГ — Мизийско-Галатская глыба, ЗП — Западный Понт, ЧМ — Черное море, РП — Русская плита.

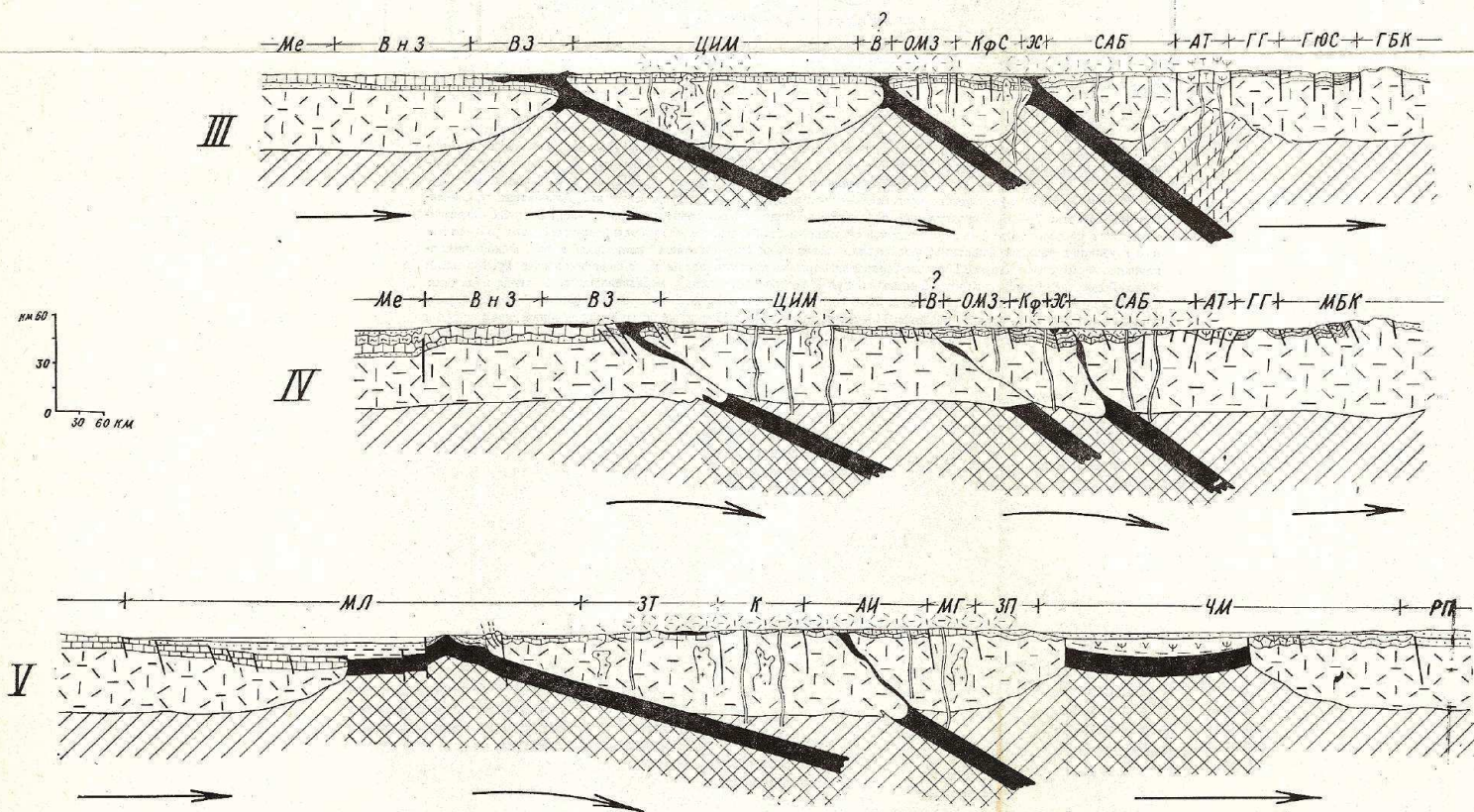


Рис. 105. Принципиальная схема развития земной коры в Средиземноморском поясе (продолжение). III — в эоцене, IV — в неогене-антропогене, V — в неогене-антропогене (западная часть).