

**ТЕКТОНИЧЕСКАЯ  
РАССЛОЕННОСТЬ  
ЛИТОСФЕРЫ  
И  
РЕГИОНАЛЬНЫЕ  
ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ  
ИССЛЕДОВАНИЯ**

·Наука·



АКАДЕМИЯ НАУК СССР  
МЕЖДУВЕДОМСТВЕННЫЙ ТЕКТОНИЧЕСКИЙ КОМИТЕТ  
ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ  
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

# ТЕКТОНИЧЕСКАЯ РАССЛОЕННОСТЬ ЛИТОСФЕРЫ И РЕГИОНАЛЬНЫЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

Ответственные редакторы:  
академик Ю.М. ПУЩАРОВСКИЙ,  
доктор геолого-минералогических наук  
В.Г. ТРИФОНОВ



МОСКВА "НАУКА"  
1990

Авторы:

*А.А. Белов, В.С. Буртман, В.П. Зинкевич, А.Л. Книппер,  
Л.И. Лобковский, А.В. Лукьянов, А.О. Матарович, В.И. Махаров,  
М.С. Марков, А.С. Перфильев, Ю.М. Пуцаровский, А.В. Рихтер,  
О.М. Розен, С.В. Руженцев, Г.Н. Савельева, С.Г. Самыгин,  
С.Д. Соколов, В.Г. Трифонова, И.Г. Щерба, Г.И. Баранов, Л.Ф. Добрышинский,  
С.И. Дотдугев, В.Л. Забыви, С.А. Куренков, В.С. Рацков*

УДК 551.24

Тектоническая расслоенность литосферы и региональные геологические исследования / А.А. Белов, В.С. Буртман, В.П. Зинкевич и др. — М.: Наука, 1990. — 293 с. — ISBN 5-02-002124-5

В книге содержится теоретическое обоснование тектонической расслоенности литосферы, разнообразные методы ее изучения (картирование покровно-складчатых комплексов разного возраста и состава, аэрокосмические, неотектонические и структурные методы), региональные примеры тектонически расслоенных горно-складчатых сооружений различных геодинамических провинций СССР (Урал, Казахстан, Тянь-Шань, Памир, Кавказ, Корякья, Камчатка, Сахалин, Приморье, Анабарский и Балтийский щиты).

Табл. 5. Ил. 118. Библиогр.: 259 назв.

Рецензенты: *М.Г. Леонов, Н.А. Богданов*

Редактор *Т.А. Никитина*

The monograph provides theoretical grounds for the lithosphere tectonic layering and describes a variety of methods for its study (mapping of nappe-folded complexes of different age and composition; aerospace, neotectonic and structural methods), regional examples of tectonically layered mountain-folded structures in various geodynamical provinces of the USSR (the Urals, Kazakhstan, Tien-Shan, the Pamirs, the Caucasus, Kamchatka, Sakhalin and Primorie as well as the Anabar and Baltic Shields).

Т 1804630000-066 389—90 I полугодие  
042(02)-90

© Коллектив авторов, 1990

ISBN 5-02-002124-5

## ВВЕДЕНИЕ

Региональные геологические исследования раскрывают геологическое строение того или иного участка земной коры и выявляют его перспективы в отношении полезных ископаемых. На основе таких исследований выясняется геологическая история региона, строятся геодинамические модели.

При проведении геологических исследований к главнейшим относятся такие общегеологические дисциплины, как стратиграфия, литология, петрография и тектоника. В частности, они являются базисными при выполнении геологосъемочных работ, без которых региональная геология обойтись не может. Данные геологической съемки суммируются на геологических картах, представляющих собой важнейшее первичное эмпирическое обобщение результатов полевых геологических исследований. Фактически вехи развития геокартирования той или иной части земной поверхности (имеется в виду суша) и вехи развития регионально-геологических исследований совпадают.

На протяжении двух третей XX столетия совершенствование геокартирования платформенных и складчатых областей в мировой геологии происходило на фоне ощущения абсолютного примата нормальных соотношений в залегании горных пород. Только Альпы резко выбивались из этого "стандарта". В этот период шло поступательное развитие геосинклинальной теории, превратившейся в конце концов в исключительно разностороннее и глубоко разработанное научное течение. Очень много в данном направлении было сделано отечественными геологами. На этой основе было написано и издано множество регионально-геологических описаний и синтезов, среди которых те, где речь идет о регионах не слишком сложного строения, не потеряли своего значения и в настоящее время. Геокартирование того периода не позволяло сделать ничего больше.

Но во второй половине века в поле зрения геологов попал ряд ранее не замечавшихся геологических явлений или известных прежде, но остававшихся в тени, так как они рассматривались как частности. В их число прежде всего попали сдвиги, которые, как оказалось, широко распространены в поясах деформаций, достигая при этом больших амплитуд и наглядно иллюстрируя реальность существенных горизонтальных смещений структур земной коры.

Вскоре было обращено специальное внимание на офиолиты, о которых ныне имеется огромное количество публикаций, так что нет необходимости дополнительно комментировать эту тему. Подчеркнем лишь одно, что установление офиолитовых аллохтонов в подвижных поясах оказало чрезвычайно большое влияние на ход регионально-геологических исследований.

Примерно одновременно в целом ряде районов были выявлены образования, получившие название меланжей. Как оказалось, это очень важные индикаторы тектонических движений и геодинамических обстановок. Термином "меланж" в настоящее время обозначают хаотические комплексы, возникшие в результате тектонического перемешивания несортированных некомпетентных

и пластичных горных пород. Последние являются связующей массой. Меланжирование пород характерно для процессов становления покровных и чешуйчатых структур.

Привлекли внимание и подверглись специальному изучению также олистостромы. Они представляют собой подводные осадочно-обвальные образования, состоящие из глыб и несортированных обломков различных пород, заключенных в относительно тонкой связующей массе. Их формирование происходит в нестабильной тектонической обстановке. Олистостромы легко подвергаются тектонизации, и тогда они превращаются в олисто-меланжи.

Важное влияние на дальнейшее развитие регионально-геологических исследований оказали новые возможности биостатиграфии, в частности, широкое введение в практику стратиграфических работ определений возраста по конодонтам и радиоляриям. Удалось найти эффективные методы их выделения из кремнистых пород, что во многих случаях позволило обнаружить сложнейшую чешуйчатую структуру.

Регионально-геологические исследования усовершенствовались и продвинулись также благодаря развитию дистанционных методов исследования строения земной коры. Интересные структурные черты выявили, например, космоснимки.

Все это вместе взятое, поднявшее регионально-геологические исследования на несравненно более высокий уровень, чем было раньше, быстро привело геологов к заключению об исключительно важной роли в формировании тектонических структур горизонтальных движений. Количественная сторона в подобном явлении оказалась столь огромной, что потребовался пересмотр основных теоретических тектонических устоев. Такую работу и выполнил коллектив геологов-тектонистов Геологического института АН СССР. Одна за другой были выпущены две книги [148, 149], в которых развивались новые мобилистские представления о строении и развитии земной коры и верхов мантии, обобщенные в виде концепции тектонической расслоенности литосферы.

Можно предложить определение этого понятия. Тектоническая расслоенность — это результат дифференцированного по скорости субгоризонтального смещения глубинных и (или) близповерхностных масс литосферы, сопровождаемого срывом литопластин с образованием тектонических ансамблей скучивания в одних местах и деструктивными процессами в других. Как видно, под литопластинами понимаются внутрилитосферные тектонически смещенные пачки горных пород.

Тектоническое расслоение, естественно, обуславливает особый характер распределения полезных ископаемых, существенно меняя старые представления об их тектоническом контроле. Шарьяжи, надвиги, анти- и синформы требуют иных подходов к выявлению закономерностей размещения месторождений, чем, например, антиклинории и синклинории. Таким образом, учение о тектонической расслоенности литосферы имеет не только большое методологическое значение в геологии, но и важное практическое, поскольку прямо затрагивает прогнозы поисков многих видов минерального сырья.

Все это и побудило написать предлагаемую вниманию читателя книгу. В ней изложены теоретические основы учения о тектонической расслоенности литосферы, методы ее изучения, конкретно разбирается строение тектонически расслоенных областей, даны примеры геологических карт, которые иллюстрируют очень большую структурную сложность покровно-складчатых зон.

Как книга, так и приложенные к ней карты будут весьма полезны геологосъемщикам, которым авторы адресуют книгу в первую очередь. Работа может рассматриваться как методическое пособие при регионально-геологических исследованиях. Авторы книги — геологи-тектонисты Геологического института АН СССР, имеющие большой опыт экспедиционных исследований в областях сложного геологического строения, находящихся не только в пределах СССР, но и за рубежом.

## ИЗУЧЕНИЕ И КАРТИРОВАНИЕ ОЛИСТОСТРОМОВЫХ КОМПЛЕКСОВ

Осадочные отложения хаотического сложения, формирующиеся в результате оползания пород по склону бассейна, по предложению Г. Флореса [201], называют олистостромами. Олистострома состоит из тонкой (часто пелитовой) основной массы, в которую заключены глыбы (олистоолиты) и пластины (олистоплаки) горных пород. Размер олистоолитов колеблется от сантиметров до нескольких километров. Олистоплаки также имеют разные размеры. Иногда при небольшой толщине (десятки метров) они достигают нескольких километров в длину. Мощность олистостромовых комплексов бывает от нескольких метров до нескольких километров. Происхождение олистоолитов и олистоплаков различно. Наряду с обломками коренных пород борта бассейна присутствуют также олистоолиты, образовавшиеся за счет нелитифицированной матрицы олистострома.

Олистостромы накапливаются у подножия склонов как в морской, так и в континентальной обстановке. Наблюдения в современных морях и озерах показали, что для развития процесса оползания достаточен уклон в 2—3°. Эти оползни возникают эпизодически и связаны с тектоническим режимом региона. В результате в геологическом разрезе олистостромовые толщи чередуются с другими осадочными отложениями. Чаще всего они залегают среди флишевых отложений или венчают флишевый разрез. Олистостромовые комплексы известны в палеозойских и альпийских складчатых поясах [50, 130]. Предложены морфологические и генетические классификации олистостром [69].

Олистостромы возникают в результате разных тектонических процессов. В одном случае, в результате вертикальных подвижек увеличивается уклон борта бассейна и у его подножия накапливается материал, принесенный грязекаменными потоками и оползнями. Примером могут служить олигоцен-миоценовые олистостромы северного склона Большого Кавказа. Изучение таких олистостром позволяет восстановить палеогеографию бассейна и его тектоническую историю.

Наиболее мощные и протяженные олистостромовые толщи формируются перед фронтом шарьяжей. Они свидетельствуют о тектонической расслоенности земной коры и являются объектом нашего рассмотрения. Отторженцы тектонических покровов образуют олистоолиты и олистоолплаки в такой олистостроме. Эти отторженцы называют олистоолитами-предвестниками [169]. Экзотический состав обломков отличает олистострому, связанную с шарьяжем, от олистостромы, сформированной у подножия нешарьярованного борта бассейна.

По мере продвижения аллохтона олистостромовая толща нередко оказывается захороненной под аллохтонной пластиной. Если аллохтон состоит из нескольких тектонических пластин, лежащих одна на другой, то, изучая разрезы олистостром, можно определить последовательность перемещения аллохтонных пластин.

Рассмотрим случай, когда аллохтон состоит из двух тектонических пластин разного состава и залегают на олистостромовой толще. Если надвигание верхней пластины произошло или началось раньше, чем нижней, то олистоолиты пород верхней пластины будут находиться в более древней части разреза олистостромы, а олистоолиты пород нижней пластины появятся в более молодой части разреза олистостромы, залегающей в кровле автохтона (рис. 33, а). Кроме того, в этом случае олистостромовая толща в кровле нижней тектонической пластины (Ол-1, см. рис. 33) будет древнее, а ее возрастной интервал уже, чем олистостромы (Ол-2) в кровле автохтона.

На рис. 33, б показан другой случай, когда нижняя пластина начала перемещаться ранее верхней. Результативный геологический разрез (см. рис. 33, б, III) получается подобным предыдущему (см. рис. 33, а, III), лишь возрастные соотношения олистостром оказываются обратными.

Изучение олистостромовых толщ является мощным методом познания процесса

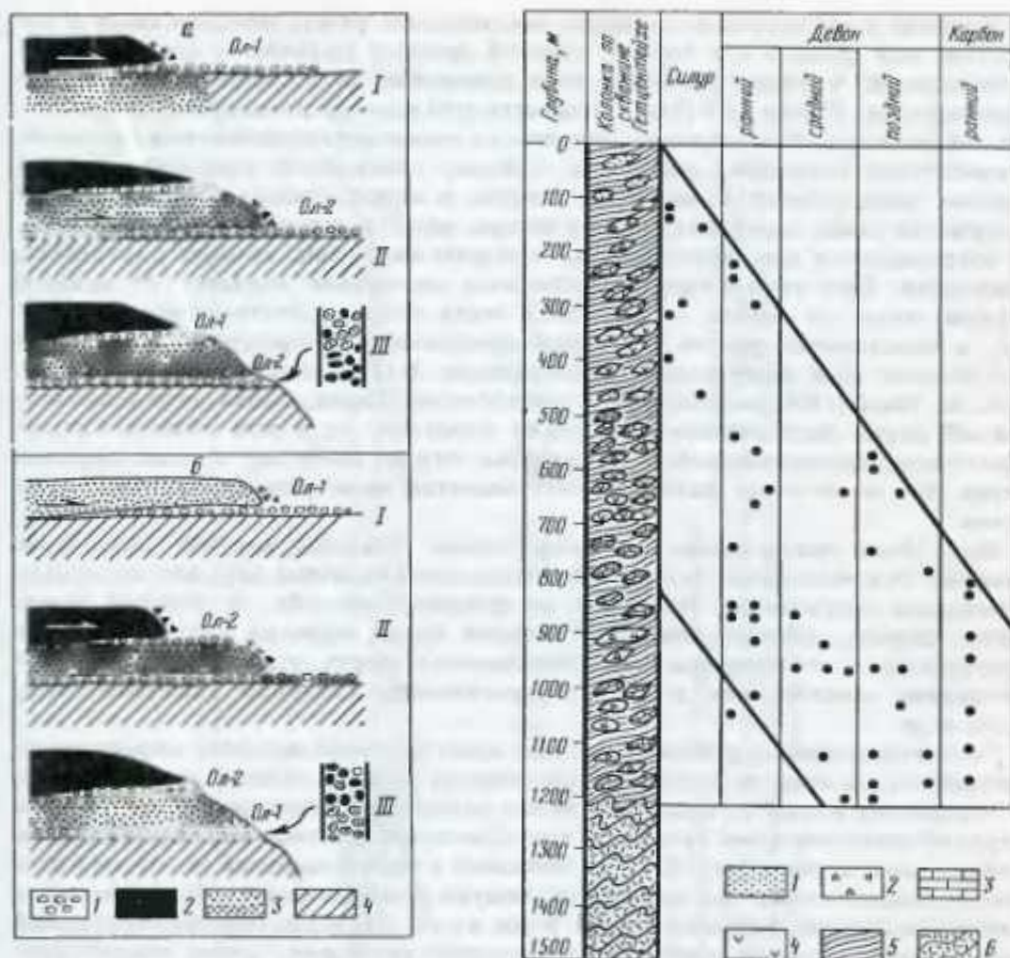


Рис. 33. Стадии (I—III) формирования олистостром при движении шарьяжей  
 а — верхняя пластина шарьирована ранее нижней пластины; б — нижняя пластина шарьирована ранее верхней пластины.  
 I — олистостромы (Ол-1, Ол-2); 2 — верхняя пластина; 3 — нижняя пластина; 4 — автохтон

Рис. 34. Возраст олистолитов Харцгеродской олистостромы в Гарце, определенный по ископаемой фауне в разрезе саважны [166]

1—4 — олистолиты в олистостроме нижнего карбона: 1 — кварциты, 2 — граувакки, 3 — известняки, 4 — диориты; 5 — пелитовая матрица олистостромы; б — граувакки верхнего девона — раннего карбона

шарьирования. Например, в Южном Тянь-Шане на породах автохтона залегают друг на друге три аллохтонные единицы. Под подошвой каждой из этих тектонических единиц известны олистостромы с олистолитами из вышележащего шарьяжа. Олистострома под подошвой верхнего шарьяжа имеет башкирский, а в более низких тектонических единицах — раннемосковский и позднемосковский возраст. Такие соотношения позволяют сделать вывод о том, что продвижение шарьяжей происходило в интервале башкирский ярус — позднемосковский подъярус, и верхние шарьяжи начали двигаться ранее нижних. Шарьированная структура Южного Тянь-Шаня описана в главе 3.

Изучение олистостромы позволяет восстановить разрез денудированного аллохтона или области его корней, скрытой другими шарьяжами или молодыми отложениями. Хороший пример в этом отношении дает Харцгеродская олистострома в горах Гарц в ГДР [166]. Мощность этой олистостромы составляет 1200 м. На ней лежат останцы шарьяжа, сложенного средне-верхнедевонскими породами, кремнистыми сланцами, диабазами, туфами, глинистыми сланцами. Все эти породы присутствуют в виде олистолитов в олистостромовой толще. В ней содержатся также олистолиты пород силура, раннего девона и нижнего карбона, не сохранившиеся или отсутствующие в разрезе аллохтона: кварциты, граувакки, известняки. При этом возраст олистолитов постепенно меняется: от нижнего карбона внизу до силура — в верхней части разреза олистостромы (рис. 34), т.е., в олистолитах разрез аллохтона представлен в перевернутом виде, так как верхние слои разрушались ранее нижних. И этот разрез можно восстановить. М. Шваб [166], исследовавший олистостромы Гарца, считает, что восстановленный разрез характеризует не только аллохтон, но и всю область Среднегерманского среднепалеозойского поднятия, откуда были перемещены шарьяжи Гарца. На месте этого палеозойского поднятия ныне развиты молодые отложения.

Выше были рассмотрены идеальные случаи. Реальная картина часто более сложная. Эти осложнения могут быть обусловлены наличием двух или нескольких источников олистолитов. Например, во флишевый бассейн, на который надвигается шарьяж, одновременно с обломками пород шарьяжа поступают также олистолиты — отторженцы нешарьированного борта этого бассейна. Такие смешанные олистостромы широко распространены в Южном Тянь-Шане, Карпатах и др.

Рассмотрим пример реконструкции по олистостромам процесса шарьирования тектонического покрова, который к настоящему времени полностью денудирован. В Украинских Карпатах вслед за началом накопления нижнекросненского флиша (верхний олигоцен) вдоль западного края Силезского прогиба была сформирована мощная олистострома (рис. 35). Она обнажена в полосе шириной 10—15 км в ряде тектонических чешуй. Во внутренних чешуях, расположенных близ границы с Буркутско-Дуклянской зоной (на пер. Ужок и по р. Латерице) глинисто-мергельная часть разреза верхнего олигоцена переполнена крупными телами олистостром, содержащих блоки меловых, эоценовых и нижнеолигоценых пород. Эта толща имеет мощность 700—800 м. В ней чередуются пакеты тонкоритмичного кросненского флиша (5—15 м) и мощные (15—70 м) тела олистостром, в которые последовательно поступали сначала отторженцы мел-палеогеновых пород Дуклянской зоны, а затем — блоки неконсолидированных осадков кросненского бассейна. В одном из разрезов в основании олистостромовой толщи залегает олистоплак (мощностью 40 м) песчаного флиша альба-сеномана, находящийся в перевернутом залегании, который в виде прерывистого горизонта прослеживается на протяжении около 10 км.

В направлении от западного края Силезского бассейна к его центральной части размеры и состав оползневых тел меняются. В чешуях Белосовице и Сможе в мощной толще кросненского флиша наблюдаются тела олистостромов мощностью 1—200 м. В них участвуют хаотически перемешанные обрывки лишь вмещающих пород: песчаников, мергелей, черных сланцев, образующих неправильной формы окатыши, изогнутые серповидные блоки, размером 1—5 м. Эти оползания представляют собой лишь отголосок тех событий, которые происходили на западном склоне Силезского прогиба.

На основании анализа состава и распределения олистостромов в отложениях верхов олигоцена западной окраины Силезского прогиба характер движения этого времени можно представить следующим образом. В позднем олигоцене произошли покровно-складчатые деформации вдоль восточного края Буркутско-



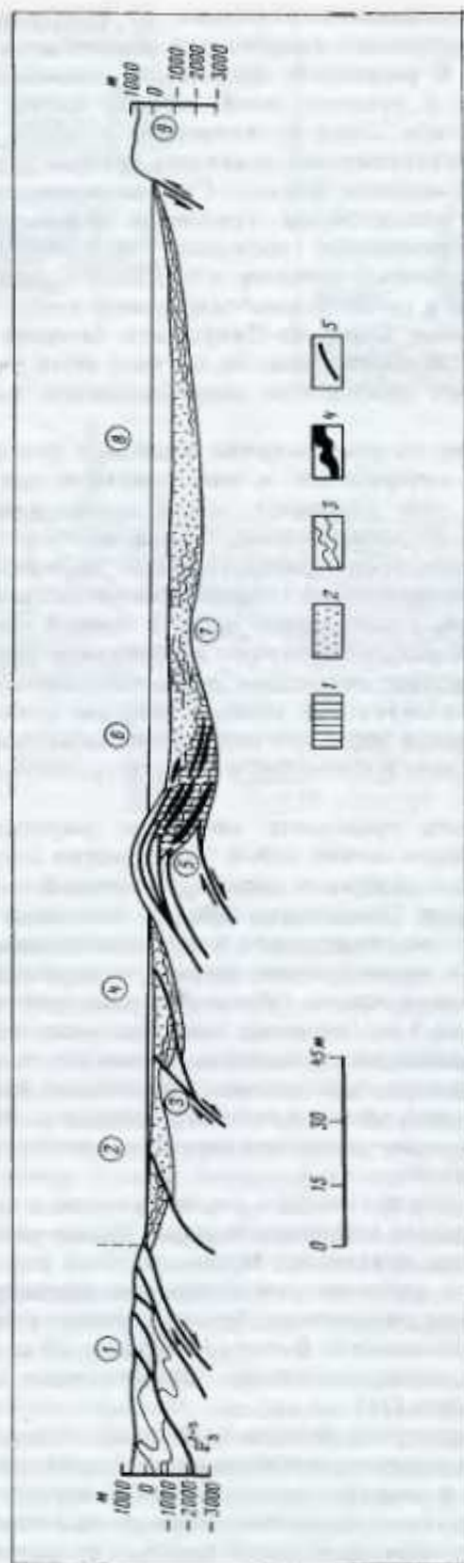


Рис. 35. Палеотектонический профиль через Украинские Карпаты для позднего олигоцена.  
 1 — глинисто-карбонатный флиш; 2 — песчаный флиш; 3 — олигоцены из оползших осадков бассейна; 4 — олигоцены с отложениями покровов из Буркутско-Дулянской зоны; 5 — разломы; 1 — Пьенинский прогиб; 2 — Мугурский прогиб; 3 — Мармарошская кордильера; 4 — Буркутско-Дулянский прогиб; 5 — Силезская кордильера; 6 — Силезский прогиб; 7 — Субсилезское поднятие; 8 — Сивбавий и Покутский прогибы; 9 — Сашомомирский край.

Дуклянской зоны. Они выразились в отслоении от кристаллического фундамента мел-палеогенового флишевого комплекса и перемещении его из прогибов на Силезскую кордильеру. В результате шарьяжных перемещений кордильера была полностью перекрыта, и покровы своей лобовой частью достигли западного борта Силезского прогиба. Здесь в отложениях позднего олигоцена в результате гравитационного соскальзывания появились крупные пластины — отторженцы покровов, сложенные меловым флишем. Судя по перевёрнутому залеганию ряда этих олистоплаков, в аллохтонном комплексе формировались лежащие складки. Тектоническое перемещение покровов, происходившее в течение 5—6 млн лет, носило пульсационный характер, с чем было связано формирование серии оползневых горизонтов в мощной олистостромовой толще.

В то время, когда на западе Силезско-Покутского бассейна формировались олистостромы, связанные с шарьярованием, на востоке этого бассейна накапливались олистостромы за счет разрушения поднимавшегося нешарьярованного восточного борта бассейна.

При перемещении шарьяжа по олистостроме последняя нередко подвергается интенсивной тектонической переработке, и исследователи вынуждены изучать тектонит по олистостроме, что усложняет задачу исследования. Рассмотрим строение такого тектонита по олистостроме, обнаженного в горах Мурунтау в пустыне Кызылкум. В этих горах распространены шарьяжи, надвинутые в среднем карбоне на автохтон, сложенный мощной толщей мелководных известняков девона, нижнего карбона, башкирского яруса и нижней части московского подъяруса (рис. 36). Венчает разрез автохтона карбонатная флишеидная толща московского яруса. Флишеидные отложения вверх по разрезу постепенно переходят в олистострому. На автохтоне залегает шарьяж Букак, нижняя часть которого сложена терригенными породами силура. Геологический разрез кровли автохтона, обнаженный в долине Кошкумбай в горах Мурунтау, имеет следующее строение (сверху вниз).

1. Шарьяж Букак: пудинги, гравелиты, кварцевые песчаники и глинистые сланцы, ритмично чередующиеся между собой. В глинистых сланцах содержатся граптолиты венлока. Галька в пудингах состоит из кремней, кварца и сланцев.

2. Тектонит по олистостроме. Олистолиты сложены породами шарьяжа Букак: кремнево-кварцевыми пудингами, гравелитами и кварцевыми песчаниками венлока (аналогичными описанным в верхней пачке разреза) и криноидными известняками верхнего силура — нижнего девона. Обычный размер олистолитов 5—50 см, редкие экземпляры достигают 5 м. Округлые глыбы сложены главным образом кварцевыми песчаниками, гравелитами, пудингами. Кроме округлых глыб, в толще содержатся раздавленные будины олистоплака известняков. Наиболее крупная будина имеет в длину 20 м при максимальной толщине 6 м. Матрица олистостромы образована перетертыми песчаниками, алевролитами и аргиллитами московского яруса. Мощность 40 м.

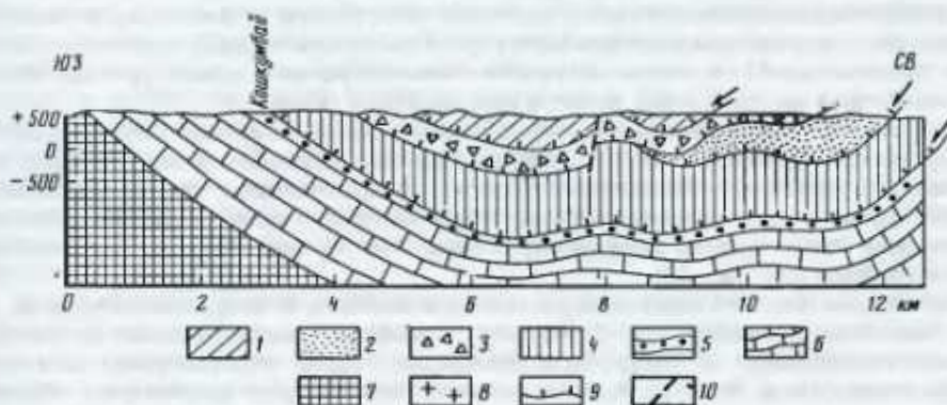
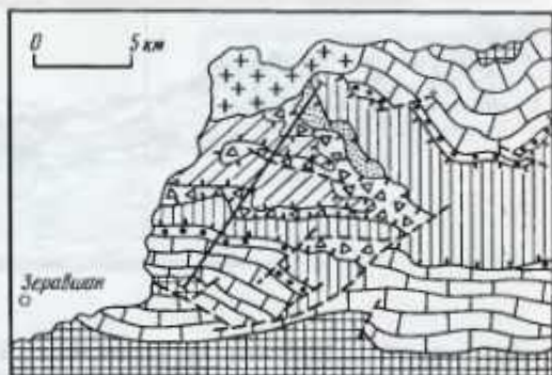
3. Тектонит по флишу. В этом тектоните и основная масса, и глыбы (окашш), и будины представлены породами московского яруса. Толща раздавлена, будины песчаников повернуты, обжаты, прокатаны. Мощность 60 м.

4. Толща, в которой более мощные слои песчаников будинированы, а пачки тонкопереслаивающихся пород раздавлены. Будины обычно растащены, многие из них обжаты и имеют линзовидную форму. Мощность 50 м. Напряженность тектонической переработки пород постепенно убывает далее вниз по разрезу на интервале 100 м по мощности [15].

В описанном разрезе олистострома связана постепенным переходом с флишем автохтона. Между тем нередки случаи, когда олистостромовая толща ограничена тектоническими контактами и сверху и снизу. Пластина олистостромы способна проскальзывать между шарьяжами и перемещаться самостоятельно. При этом тектоническая пластина олистостромы может отделиться от шарьяжа, на котором

Рис. 36. Схематическая карта и профиль северо-западной части гор Мурунтау в пустыне Кызылкум

1 — шарьяж Тамды; 2 — шарьяж Кудкудук; 3, 4 — шарьяж Букан; 3 — тектонит по олистостроме, 4 — силурийские отложения; 5—7 — автохтон; 5 — флиш и олистострома московского яруса, 6 — карбон и девон, 7 — нижний палеозой; 8 — граниты, 9 — поверхность шарьирования; 10 — прочие разломы



она была сформирована, и продвинулась далее него. Геологические разрезы, в которых тот или иной шарьяж представлен лишь пластиной олистостромы, известны в варисцидах Тянь-Шаня и Кызылкума.

Рассмотрим строение тектонической пластины, сложенной олистостромовой толщей в горах Мурунтау (Кызылкум). На описанном ранее жарьяже Букан, сложенном осадочными породами среднего палеозоя, залегает шарьяж Кудкудук, образованный ультрабазитами, габброидами, плагиигранитами и основными вулканитами среднепалеозойского возраста. На шарьяжах Букан и Кудкудук лежит пластина тектонизированной олистостромы, которая подстилает шарьяж Тамды, сложенный вулканогенными породами раннего палеозоя (см. рис. 36). Большая часть пород шарьяжа Тамды метаморфизована в зеленые сланцы. Эта олистостромовая толща сильно тектонизирована и превращена в тектоническое месиво. Там, где она налегает на силурийские песчано-сланцевые отложения шарьяжа Букан, виден резкий контакт между тектонизированной олистостромой и толщей силура, лишенной следов интенсивной тектонической переработки. Следовательно, олистостромовая толща была сначала превращена в тектоническое месиво, а затем надвинута на породы силура.

Обратимся к составу этого тектонического месива. Оно содержит глыбы основных вулканитов, кремней, песчаников, известняков с онколитами нижнего кембрия. Кроме глыб, среди месива залегают тонкие олистоплаки или тектонические листы этих пород, которые можно проследить на расстоянии 1—2 км. В одном из таких листов в рифогенных известняках среди эффузивов содержатся трилобиты нижнего кембрия. По-видимому, большинство олистолитов и олистоплаков поступило в месиво из верхней части шарьяжа Тамды. Зеленые сланцы, ко-



торые слагают нижнюю часть шарьяжа Тамды и непосредственно налегают на тектоническое массиво, в составе обломков не обнаружены. Вместе с тем в этой тектонизированной олистостроме залегают олистолиты и олистоплаки плагногранитов — отторженцы шарьяжа Кудкудук. Размер олистоплаков достигает 150 м, при толщине 6—12 м; один отторженец плагногранитов имеет протяженность 800 м. Встречены среди глыб также серпентиниты и габбро.

Состав обломков в тектонизированной олистостроме позволяет сделать вывод о том, что она формировалась на нижнем шарьяже (Букан) и в нее попадали отторженцы шарьяжей Кудкудук и Тамды. В дальнейшем тектонизированная олистострома в виде самостоятельной тектонической пластины была перемещена и местами надвинута на шарьяж Кудкудук, как это можно видеть в северной части профиля (см. рис. 36).

Все рассмотренные выше олистостромы возникали в эпохи шарьирования и, как правило, ассоциируются с флишем. Подобные гравитационные отложения формируются также в эпоху горообразования. Такие олистостромы залегают среди молассовых толщ. Среди молассовых олистостром встречаются образования, связанные с процессом тектонического расслоения орогенных поднятий. Обломочный материал таких олистостром поступает в бассейн в результате выдавливания пластов горных пород из нижних частей таких поднятий. Эти олистостромы обычно распространены по краям молассовых бассейнов, но появляются также и по краям переуглубленных морских впадин: например, вдоль Адриатического и Крымского побережий. Рассмотрим особенности строения таких олистостромов на примере восточного борта Афгано-Таджикской впадины, заполненной неогеновыми молассами.

Олистостромы представляют собой пластообразные и линзовидные тела, лежащие среди молассы. Эти тела прослежены на 4—6 км по падению и 5—10 км по простиранию. В месте прислонения к породам фундамента они сливаются в единую мощную олистостромовую толщу, а в сторону депрессии выклиниваются, продолжаясь в виде языков, имеющих мощность от 1 до 50 м. В местах выклинивания олистостром их мощность сокращается очень резко, и столь же резко они сменяются конгломератами молассы, слои которых прислонены к поверхности олистостромы.

Олистостромы сложены неслоистыми или грубослоистыми несортированными брекчиями и конгломерато-брекчиями. Обломки в брекчиях, как правило, на 90% состоят из пород фундамента, выступающих в непосредственной близости. Обычно это палеозойские или меловые известняки. Величина обломков разнообразна: от сантиметров до десятков метров в поперечнике. Среди них встречаются крупные пластообразные тела брекчированных известняков, некоторые из которых непрерывно продолжают в тектонические пластины фундамента. Эти гигантские олистоплаки при мощности от 2 до 30 м прослеживаются на 2—4 км, занимая площадь до 12 км<sup>2</sup> (рис. 37).

Тектонические пластины, слагающие орогенное поднятие, залегают так же

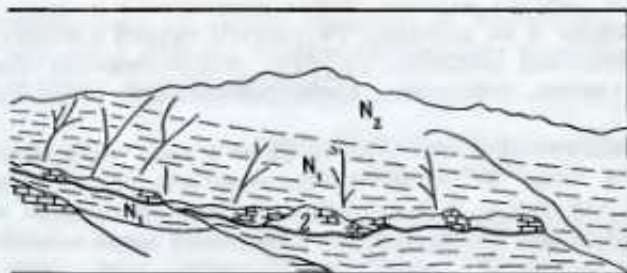


Рис. 37. Олистоплаки пермских известняков среди неогеновой молассы в предгорьях Дарвазского хребта

1 — известняки в коренном залегании; 2—6 — тектонические пластины и олистоплаки

полого, как и породы неогена, и падают в сторону депрессии. Наклон пластин происходит также разрыва их сплошности. При этом первыми в обломочную толщу попадали тектонические пластины, находившиеся на более низком гипсометрическом уровне, чем последующие. Отчасти такими же выдавленными оказываются и брекчии, среди которых захоронены пластины, хотя большая их часть образуется за счет разрушения уступа известнякового массива. В верховьях р. Возгина удастся наблюдать непосредственные переходы брекчий, залегающих между тектоническими пластинами, в осадочные слоистые породы. Слоистые брекчии образуют линзы в тектонических брекчиях между пластинами в палеозойском массиве и непосредственно продолжают в поле развития осадочных брекчий олистоstromа.

Таким образом, основная масса предгорных олистоstromов восточного борта Афгано-Таджикской впадины зарождается внутри тектонических чешуй в результате разделения их на мелкие пластины и внутреннего брекчирования этих пластин. Движение (выдавливание) этих пластин и брекчий в сторону прогиба приводит к их отрыву от материнских пород и захоронению в виде осадочных образований, синхронных времени движения.

При картировании олистоstromовых отложений изучают соотношения олистоstromы с подстилающими и перекрывающими толщами. Эти соотношения могут быть стратиграфическими и тектоническими, согласными и несогласными. Нижняя граница олистоstromы при стратиграфическом согласном залегании обычно более резкая, чем верхняя граница. Важно также проследить, какие отложения вмещают олистоstromу по латерали.

При изучении внутреннего строения олистоstromы необходимо обращать внимание на соотношения матрицы и обломков, а также на степень окатанности (точнее, неокатанности) этих обломков. В олистоstromе можно увидеть прислонение осадков вмещающей толщи к боковым стенкам олистолита или закручивание слоев матрицы вокруг него. В олистоплаке слоистость иногда ориентирована под углом к его границам, встречаются олистоплаки, сложенные плутоническими породами. Однако чаще олистоплак образован сползшим пластом горной породы и слоистость параллельна границам олистоплака. В этом случае он имеет вид прослоя. Такой олистоплак можно опознать по более древней ископаемой фауне и в результате внимательного изучения его границ. У подошвы олистоплака видны следы скольжения. Верхняя граница — обычно нормальная стратиграфическая. Края олистоплака раздробленные, часто он сопровождается шлейфом брекчии.

В олистоstromовой толще видны не только следы скольжения олистолитов относительно матрицы, но и текстуры течения внутри матрицы, которые возникли в процессе ее перемещения по склону совместно с олистолитами и олистоплаками. Это — вихревые текстуры, хаотическое ("спутанное") залегание слоев; иногда в процессе движения в матрице возникает вторичная слоистость.

При полевых и камеральных работах изучают состав олистолитов и олистоплаков, их распределение в разрезе и на площади. Результаты такого изучения, как было показано выше, позволяют выяснить строение денудированных или необнаженных тектонических единиц, определить последовательность движения тектонических покровов.

Возраст олистостромы устанавливают по ископаемой фауне в подстилающих и перекрывающих отложениях, а также по органическим остаткам из матрицы олистостромы. При этом следует иметь в виду, что органические остатки в матрице могут быть пересотложенными. Более надежный результат дают остатки фауны из отложений, которые латерально замещают олистостромовую толщу.

## ПАЛИНСПАСТИЧЕСКИЕ И ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ ПЕКРОВНО-СКЛАДЧАТЫХ СООРУЖЕНИЙ

Одной из основных задач изучения складчатых сооружений является восстановление палеогеографической и палеотектонической обстановки, которая существовала здесь в тот или иной период. Решение этого вопроса затруднено значительными горизонтальными перемещениями масс горных пород, искажающими их первичное расположение. Поэтому для восстановления первоначальной картины необходимо снять эффект наложенных горизонтальных перемещений. В принципе при решении указанной проблемы используются две группы методов. Первая касается более локальных задач и сводится к восстановлению относительного дошарьяжного расположения автохтонных и аллохтонных комплексов (локальная палинспастика). Обычно эти реконструкции позволяют количественно оценить только нижний предел размеров смещения того или иного комплекса (видимая амплитуда шарьирования).

Вторая группа (палеомагнитный, кинематический, палеобиогеографический и другие методы) дает возможность определить в известных пределах географическое положение изучаемых комплексов в период их формирования. В конечном счете это позволяет более достоверно оценить не только амплитуду и направление горизонтального перемещения, но и размеры основных зон до изменения их ширины в процессе складчатости. Идеальным, конечно, является случай, когда обе группы методов используются комплексно. Такие работы сейчас широко проводятся как за рубежом, так и в СССР. Вместе с тем существует определенная специфика их применения. Локальная палинспастика, имея более узкие рамки, используется для восстановления латеральных и вертикальных формационных рядов зон, парагенетически тесно связанных. В основе ее лежит обычное стратиграфическое, литолого-фациальное и структурное изучение объекта. Иными словами, локальные палинспастические реконструкции выполнимы на основании обычных геолого-съёмочных работ, проведенных в районе с покровным строением. В то же время определенно доказано, что во многих покровно-складчатых сооружениях совмещены первоначально разобщенные на сотни и тысячи километров элементы. Их исходное, доскладчатое положение, а также структурно-формационные связи в общем могут быть восстановлены только с помощью второй группы методов. Характерным примером является совмещение в пределах единой покровной системы комплексов противоположных окраин палеоокеанов, установленное практически во всех линейных покровно-складчатых сооружениях мира, в строении которых участвуют офиолиты. Дело значительно усложняется в случае более хаотической блоковой структуры, обусловленной очень сложной комбинацией надвиговых и сдвиговых деформаций. В этом случае палеотектонические и палеогеографические связи некоторых элементов остаются не выясненными. Указанные элементы, *террейны* (Suspect terraines), характеризуются палеотектонической неопределенностью по отношению к вмещающим их комплексам, являясь инородными в генетическом отношении телами, иногда возможно пере-

мещенными на тысячи километров. Естественно, что восстановление их первоначальной позиции требует специальных региональных исследований, выходящих за рамки съемочных работ.

### *Палинспастические реконструкции в зонах с покровным строением*

Настоящий раздел посвящен некоторым приемам палеогеографических и палеотектонических реконструкций в покровно-складчатых сооружениях. Сразу же после открытия М. Бертраном в Альпах тектонических покровов делались попытки реконструировать дошарьяжную структуру. Г. Шард в 1893 г. впервые доказал, что мезозойские покровы Предальп имеют более южное происхождение, нежели подстилающие их одновозрастные толщи Гельветской зоны. Он отметил также, что каждая из выделяемых пластин обладает специфической литолого-фациальной характеристикой. Последующие работы полностью подтвердили это положение, а принцип фациальной определенности покровов получил широкое распространение среди геологов. Следует учитывать, однако, что терминологически фациальная характеристика покровов понимается не очень строго. Она включает и фациальное своеобразие каждого стратиграфического горизонта в составе аллохтонного комплекса и его мощность. Она учитывает также присутствие или выклинивание тех или иных слоев, наличие угловых несогласий, степень метаморфизма и первичные (донадвиговые) дислокации слоев. Другими словами, понятие "фациальности" включает весь комплекс признаков, позволяющих выделить покров из серии подобных ему элементов.

Сейчас опубликовано множество работ, посвященных проблеме палинспастических реконструкций. В наиболее общем виде она разработана на примере Аппалач М. Кзем [214], который первым ввел понятия о палинспастических картах и профилях, основанных на последовательном развороте (растягивании) пакета покровов. При этом допускается: 1) неизменность в последовательности структурно-фациальных зон на этапе седиментации, 2) линейность этих зон при более или менее постоянной их ширине, 3) постоянство площади и объема пластов. Дальнейшие построения не сложны; все аллохтонные комплексы возвращаются в первоначальное положение с учетом направления шарьирования и видимой амплитуды перемещения. Корни определяются либо по сетке региональных разрывов, которые, как считается, развиваются из конседиментационных разломов<sup>1</sup>. Нет принципиальной разницы в реконструкциях по покровным пластинам или покровным складкам. Первые такого рода исследования в Советском Союзе были выполнены Ч.Б. Борукаевым в Новороссийском синклинии. Рассмотренный им случай сравнительно прост, так как каждый из пяти выделяемых аллохтонов смещался как единое целое в одном направлении. Чаще области с покровным строением отличаются большей сложностью. Шарьирование проявляется неоднократно, бывает различно направлено; покровы в генетическом и морфологическом отношении разнотипны. Все это запутывает структуру, а палинспастические реконструкции резко усложняются. В этом случае отмеченная методика требует введения ряда дополнений.

Обычно, снимая искажающий эффект, геолог сталкивается с тремя задачами.

1. Восстановление палеоструктуры или палеогеографии района. Примеры реконструкции здесь сходны. Различие заключается в том, что, воссоздавая картину тектонической зональности на площади, необходимо учитывать искажение мощности слоев при послойном перераспределении вещества горных пород.

2. Определение амплитуды сжатия складчатого пояса или отдельных его частей.

<sup>1</sup> В результате последующих деформаций такие разломы не сохраняются, поэтому нахождение корней покровов становится задачей неопределенной. В этом случае в качестве корневых структур выделяются те зоны, в которых аллохтонные массы уходят на глубину.

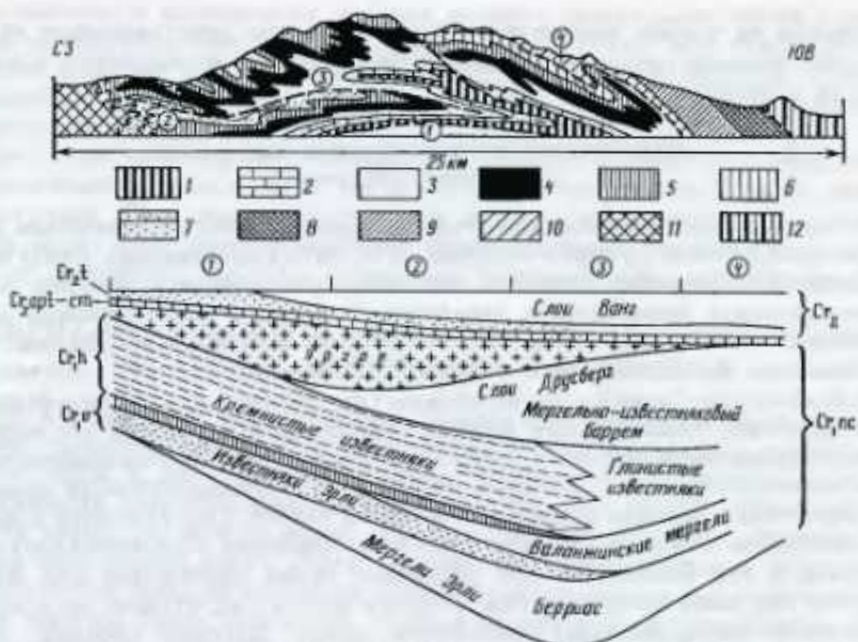


Рис. 38. Геологический профиль через массив Вильдхорн [221] и реконструкция последовательности фаций меловых отложений [37]

1—7 — Гельветские покровы: 1 — доггер, 2 — мальм, 3 — валанжин, 4 — готерия, 5 — баррем, нижний алт, 6 — алт, альб и верхний мел, 7 — эоценовый флиш; 8—11 — ультрагельветские покровы: 8 — триас, лейас, 9 — доггер, 10 — мальм—мел, 11 — ультрагельветский флиш; 12 — пеннинские покровы. Покровы: 1 — Меркль, 2 — Динслере, 3 — Вильдхорн, 4 — Ультрагельветский

3. Определение амплитуды шарьирования. При всем кажущемся сходстве второй и третьей задач между ними существуют отличия, так как только в очень редких случаях амплитуда сжатия равна амплитуде шарьирования.

Любые реконструкции, основанные на снятии наложенного эффекта покровных перемещений, начинаются с установления принципиальной схемы последовательности пластин (складок) в разрезе, так как база для палинспастических реконструкций закладывается еще в поле. Тщательно изучаются фациальная характеристика отложений каждого покрова и особенно направление пространственного изменения фаций, слагающих его горизонтов, что необходимо для воссоздания схемы относительного расположения разнофациальных покровов в разрезе. Непревзойденными такого рода исследованиями являются работы по меловым отложениям покровов Гельветской и Ультрагельветской зон Альп в Центральной Швейцарии. Здесь было установлено (рис. 38), что меловые отложения нижних покровов относительно маломощны, мелководны и в фациальном отношении близки к таковым автохтона. Для верхних покровов характерны мощные, более глубоководные осадки. Было показано также, что в пределах каждого покрова наблюдается увеличение мощности с севера на юг, а фронтальные части каждого верхнего покрова в фациальном отношении близки тыловым соседнего нижнего. В соответствии со сказанным верхние покровы первоначально располагались на юге, нижние — на севере. Подобная закономерность в дальнейшем многократно подтверждена для большинства систем Альпийско-Гималайского и Аппалачско-Каледонского поясов, Тянь-Шаня, Урала, некоторых регионов Тихоокеанского кольца. В общем виде ее можно сформулировать следующим



образом: при однонаправленном надвижении наиболее верхние аллохтоны обычно являются наиболее удаленными от автохтонов.

Таким образом, на основе изучения изменчивости фаций и мощностей отложений в пределах каждого тектонического покрова устанавливается общий характер изменчивости разреза. Это легче сделать в случае линейной зональности и выдержанного поперечного изменения фаций. Однако часто эти условия нарушаются. Границей между различными фациальными зонами могут служить разломы. В этом случае наблюдаются очень резкие изменения фаций и мощностей одних и тех же горизонтов. Дело осложняется тем, что обычно такие разломы в эпоху складчатости превращаются в надвиги. Совмещенные в различных покровах отложения могут настолько отличаться, что возникает предположение об их значительно разобленном первоначальном положении, в то время как на самом деле они накапливались в смежных зонах. В этом случае необходимо не только выяснить общую тенденцию изменения особенностей разреза отложений от одного покрова к другому, но и тщательно изучить фронтальную часть покрова, в пределах которой происходит скачок в изменении фаций и мощностей отложений. В некоторых случаях здесь удается установить приразломный характер отложений (обвалыне брекчии). Однако вследствие эрозии фронта пластин приразломные брекчии обычно редко сохраняются. В этих условиях можно попытаться проследить покровы по простираанию. Иногда покровы-пластины по простираанию переходят в покровные лежащие складки, где легче увидеть все фациальные переходы вследствие большей непрерывности изучаемого горизонта.

Необходимо учитывать также и такую ситуацию, что в покровном пакете совмещены действительно резко отличные по своему изначальному положению комплексы. Реконструкция их дошарьяжной позиции в этом случае основана на использовании второй группы методов (см. раздел "Региональные и глобальные реконструкции").

Схема относительного расположения "разнофациальных покровов" дает, таким образом, возможность создать схему относительного расположения фациальных комплексов на площади. Однако на первом этапе исследований мы не можем дать еще твердой пространственной привязки этих комплексов. Другими словами, мы не можем дать схему абсолютного (палеогеографического) их расположения. Условность получаемых палеотектонических схем заключается также и в том, что, развертывая пакеты пластин, мы вынуждены принимать их видимую ширину за истинную. У нас нет возможности учесть размеры эрозионного размыва фронта покрова, так что ширина реконструированных структурно-фациальных зон будет заведомо меньше истинной. В этих случаях необходимо тщательно изучать региональную сетку разломов, иногда сохраняющуюся в автохтоне, подстилающем шарьированную оболочку. Относительно часто к таким разломам бывают приурочены тектонические клинья отложений, в возрастном и фациальном отношении аналогичных породам определенных покровов. Отмеченные разломы можно рассматривать как реперы, маркирующие первичное положение определенных фациальных комплексов, т.е. намечающих их корневые зоны. Дело упрощается, когда покровы непосредственно связаны с такими разломами. В покровно-складчатой структуре они представляют собой крупные надвиги или взбросы. Однако считается, что первоначально это были конседиментационные разломы. Необходимо помнить, что современная ширина корневых зон не соответствует их первоначальной ширине. Вследствие сжатия, которое они испытывают, первая всегда меньше второй.

Восстановление палеогеографии или палеоструктуры района сводится затем к последовательному возвращению каждой аллохтонной массы в корневую зону. Делается это следующим образом. Выбирается условный считающийся неподвижным репер. Обычно это автохтон (преимущественно внешние автохтонные мас-

сивы). Нижняя пластина снимается с него и возвращается в корневую зону. В принципе может быть, что: 1) ширина аллохтонной пластины (даже без учета внутренней деформации слоев) больше ширины корневой зоны и 2) меньше ее. Это значит, что в первом случае размеры размыва пластины меньше величины сжатия основания в корневой зоне, во втором — наоборот. В обоих случаях за "истинную" принимается наибольшая величина. Иными словами, в случае, когда ширина аллохтона больше ширины его корневой зоны, считается, что "истинная ширина" данной зоны на реконструируемой палеогеографической или палеотектонической схемах равна ширине аллохтона. Поэтому разломы, ограничивающие корневую зону, должны быть раздвинуты на расстояние, равное разнице между шириной аллохтона и корневой зоны. Возвращение следующей кверху пластины необходимо вести уже от этого нового положения разлома, ограничивающего корневую зону нижнего покрова. В случае, если корневая зона шире современного аллохтона, ее ширина принимается за "истинную", а положение ограничивающих разломов считается "первичным".

Все сказанное относится к покровам, имеющим монолитное строение, образовавшимся либо одноактно, либо вследствие нескольких поддвижек, когда сохранилось общее направление движения. В действительности часто наблюдается еще более сложная картина. Например, иногда аллохтонная масса расслаивается на серии обособленных пластин, скользящих в направлении общего надвигания с различной скоростью или длительностью. Если она состоит из мощных компетентных пластов, разделенных пластинчатыми прослоями, в процессе деформации она может распадаться на серию сорванных пластин. Последние будут смещаться независимо, что затруднит создание схем реконструкции. Реконструкция палеогеографии и палеоструктуры района сводится в этом случае к следующим задачам, в основе которых лежит проблема снятия эффекта дифференцированного смещения различных толщ аллохтона, нарушающих первичные связи стратиграфических горизонтов в разрезе. Вначале реконструкция проводится по отдельности для пластин, соответствующих разным структурным уровням. Для каждой из выделенных пластин создается отдельная схема. Это необходимо в связи с тем, что сорванная пластина редко остается недеформированной. В процессе смещения возникают сложночешуйчатые зоны, иногда частные покровы или дисгармоничные покровные складки. Необходимо снять эффект дислокаций. В целом методика реконструкций здесь аналогична рассмотренной ранее.

Вторая, пожалуй, наиболее сложная задача заключается в совмещении всех этих схем. В основе отработки такой сложной схемы лежит проблема установления первичных соотношений структурно-фациальных комплексов в разрезе и по площади. Следует выяснить, какой фациальной зоне нижней пластины соответствует та или иная зона сорванной с нее верхней. Задача неразрешима, если срыв произошел повсеместно на строго определенном уровне. В этом случае трудно учесть размеры смещения, а сопоставление серии схем становится неопределенным. Однако в реальных условиях проблема не выглядит столь безнадежной главным образом потому, что срыв обычно переходит с одного уровня на другой. Так, например, в одном месте срыв отсекает перекрывающую толщу от подстилающей, нарушая их первичные взаимоотношения. Вкрест или по простиранию, однако, он может перейти на более низкий стратиграфический горизонт (структурный уровень) (рис. 39). Соотношения между двумя рассматриваемыми толщами здесь будут стратиграфическими. В последнем случае мы получаем объект, изучение которого позволяет выявить первичные соотношения фациальной зональности этих толщ. Простая экстраполяция таких соотношений в район, где изучаемые горизонты отделены разрывом, позволяет снять эффект срыва. Однако такое решение вопроса всегда несет элемент условности, так как надо быть уверенным в строгом совпадении зональности толщ на всей

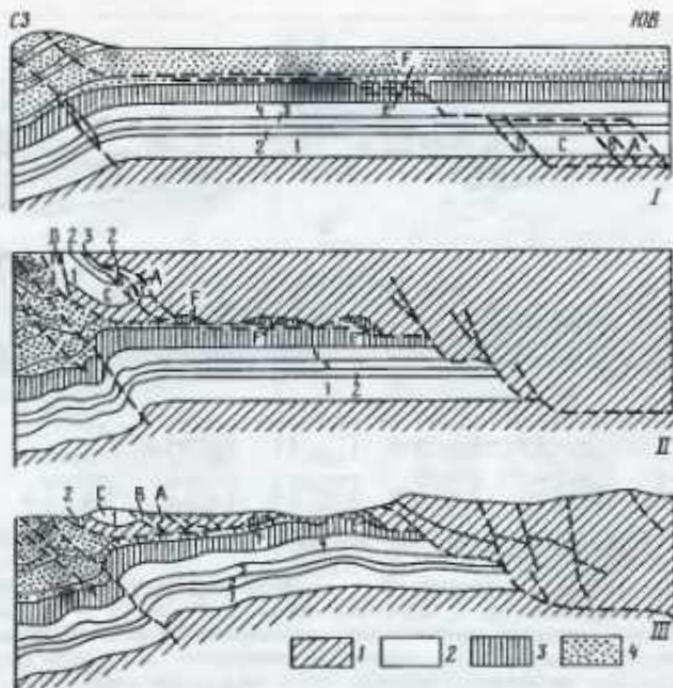


Рис. 39. Геологические разрезы, иллюстрирующие развитие структуры района Больших Дымных гор, Теннесси — Северная Каролина [216]

I — заложение системы срыв-сколов и обособление пластин на разных уровнях; II — надвиг покрова Грейт-Смоуки; III — современная структура.

I — докембрий; 2 — кембрий; 1 — группа Чолхови ( $E_1$ ), 2 — формация Шейди ( $E_1$ ), 3 — формация Ром ( $E_1$ ), 4 — группа Конасуга ( $E_2$ ); 3 — формация Нокс ( $E-O$ ); 4 — ордовик. A, B, C, D, E, F — чешуи, возникшие при обособлении покрова Грейт-Смоуки

территории изучаемого района. Эта проблема требует тщательных полевых исследований. Желательно, чтобы первичное соотношение зональности разных горизонтов было подтверждено в нескольких разобитенных местах. Задача упрощается при четкой линейности сравниваемых зон. Наоборот, однообразие отложений или резкие изменения простираний фациальных зон создают элемент неопределенности при совмещении.

Как уже отмечалось, восстановление дошарьяжной структуры в сложных покровно-складчатых сооружениях сводится к последовательному снятию эффекта наложенных деформаций, начиная с наиболее молодых. Задача упрощается в случае, если разновозрастные покровные пакеты "запечатываются" соответствующими неоавтохтонами. Выделение элементарного пакета, т.е. наиболее древней по времени образования серии пластин, в этом случае не составляет особого труда. Если же неоавтохтонные чешлы отсутствуют, почти полностью исчезает критерий для выделения элементарных пакетов при вторичном перемешивании покровов. Единственной возможностью для такого выделения является закономерно повторяющееся чередование определенных в фациальном отношении пластин в разрезе. В качестве примера рассмотрим Сакмарскую зону Урала. Здесь выделяются три пакета пластин: I, II и III [126]. Как типовой принят пакет III. Он проще построен, характеризуется закономерным чередованием фациальных пластин в разрезе и, что самое главное, в пределах некоторых из них намечается определенная тенденция изменения фаций с запада на восток.

Последовательность пластин в пакете снизу вверх следующая: 1) аргиллиты,

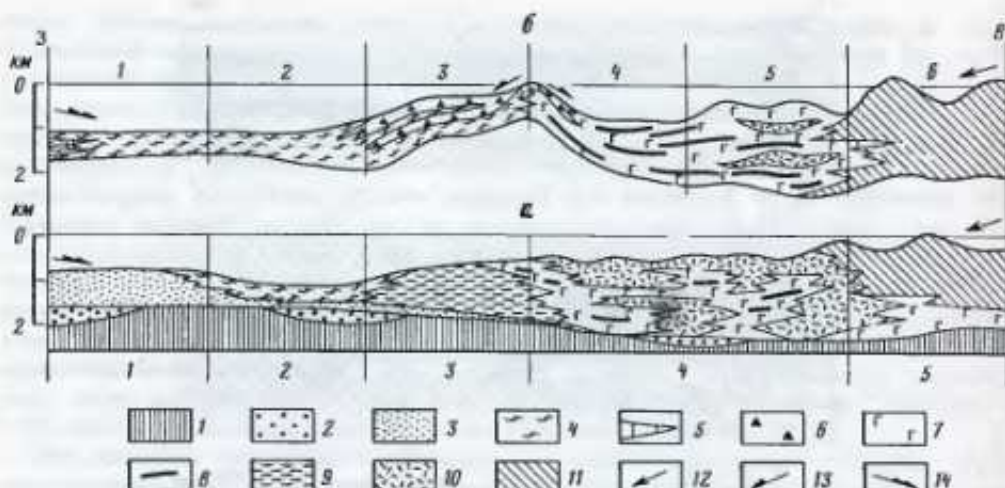


Рис. 40. Реконструированные фациальные профили Сакмарской зоны Урала для стратиграфических интервалов  $O_2-S_1ln$  (а) и  $S_1ln-S_2$  (б)

1 — гипербазит-габбровый фундамент; 2 — грубозернистые, преимущественно аркозовые и кварцевые песчаники (кидрисовская и каугачская свиты —  $S_1-O_1$ ); 3 — аргиллиты, кварцевые алевролиты, кварц-полвошпатовые мелкозернистые песчаники; 4 — фтаниты, яшмы, туфосилиты; 5 — известняки; 6 — олигостромы; 7 — спилиты, диабазы; 8 — горизонты кремней в основных лавах; 9 — туфогенные аргиллиты, туффиты; 10 — туфогенные аргиллиты, туфы, тефронды, вулканомиктовые песчаники, покровы и экструзивные купола кислых лав (альбитофиры); 11 — то же, но в очень большом количестве присутствуют обломочные породы (в том числе грубые, вплоть до валунистых), характерны пемзовые потоки; 12 — направление разноса вулканомиктового материала; 13 — то же, кремневого обломочного материала; 14 — то же, терригенного (салического) материала. Фациальные типы для а (1 — курганский, 2 — новокурский, 3 — медногорский, 4 — колымбайский, 5 — косистекский) и б (1 — алимбетский, 2 — сакмарский, 3 — херсонковский, 4 — байтерекский, 5 — сугралинский, 6 — косистекский). Ширина фациальных зон дана не в масштабе

песчаники ( $O_1ag-S_1ln_1$ ), фтаниты ( $S_1ln_1-S_2$ ); 2) аргиллиты, песчаники ( $O_1ag-O_2$ ), туффиты, туфоаргиллиты, туфы дацитов ( $O_2-S_1ln$ ), фтаниты ( $S_1ln-S_2$ ); по направлению к востоку кремни силура замещаются толщей кремневых и полимиктовых конглобрекций, конгломератов, туфов; еще восточнее появляются покровы базальтов; 3) вулканогенно-кремнистая толща ( $O_2-S_2$ ). Если учесть, что относительное смещение пластин (в современных координатах) происходило с востока на запад, то верхняя пластина в рассматриваемом пакете была наиболее восточной массой, нижняя — западной. Разворачивая пакет с учетом сказанного, мы получаем структурно-фациальные профили для стратиграфических интервалов  $O_1-S_1ln_1$  и  $S_1ln_1-S_2$  (рис. 40). Сходным образом построены фациальные ряды пакетов I и II. Это подтверждает положение, что каждый фациальный ряд более или менее полно отражает латеральную последовательность фаций до шарьяжеобразования.

Обособление аллохтонных масс в различных районах зоны происходило по границе различных фациальных комплексов. Поэтому на одних участках мы видим переход от кремнистых фаций к эффузивно-осадочным, на других — от эффузивно-осадочных к туфогенным. Это имеет важное значение, так как по отдельным, часто обрывочным данным удастся восстановить весь структурно-фациальный профиль.

Одной из главных задач палеогеографических и палеотектонических реконструкций является установление места, от которого необходимо вести разворачивание системы пластин, т.е. выяснение направления шарьяживания. Эта проблема теснейшим образом связана с вопросом генетической типизации

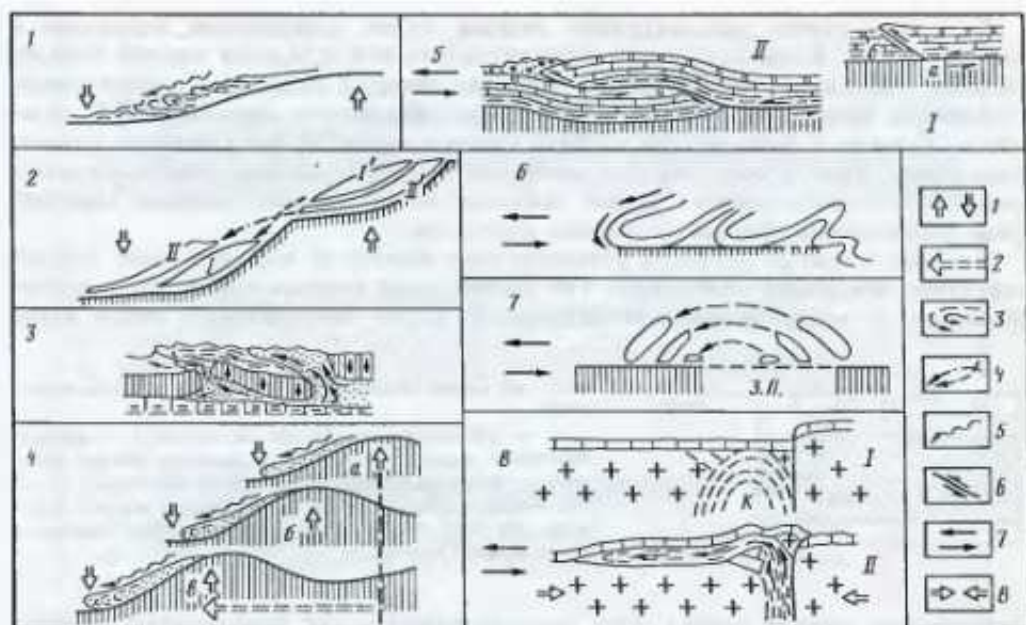


Рис. 41. Некоторые механизмы, действие которых установлено или предполагается при объяснении покровообразования по: [10]

1 — вертикальные движения земной коры; 2 — латеральное смещение поднятия; 3 — направление перемещения материала при различных механизмах; 4 — перемещение тектонических пластин при дивертикулляции; 5 — гравитационное скольжение; 6 — скол и срыв; 7 — общая обстановка действия пары сил вкостр простираения структур; 8 — сжатие земной коры. Механизмы покровообразования: I — гравитационное скольжение, 2 — дивертикулляция (I — нижняя и II — верхняя пластины; соответственно I и II — места их отрыва), 3 — перераспределение материала в результате плотностной неуровновешенности, 4 — латеральная миграция поднятий и прогибов, сопровождающаяся гравитационным скольжением (а — в — стадии развития процесса), 5 — сочетание срыва по слоистости (а) и косоного скола (б) на стадии зарождения покровной структуры (I) и при ее дальнейшем развитии (II); 6 — накатывание легких складок; 7 — цилиндрическое перебрасывание (з.п. — зона поглощения); 8 — выжимание и горизонтальное приповерхностное "растекание" относительно маловязкого материала (I — стадия, предшествующая сжатию; К — камера, заполненная маловязким материалом; II — сжатие и вызванное им перемещение материала)

покровов. Авторы считают, что необходимо выделить следующие типы покровов: 1) гравитационные, 2) покровы сжатия, 3) смешанные (комбинация первых двух).

Гравитационные покровы являются поверхностными. Основная их черта — абсолютное смещение аллохтона при относительной стабильности автохтона (рис. 41). Главным морфологическим типом являются ныряющие складки продольного изгиба, формирующиеся вдоль фронта покрова. В корневых частях образуются зоны растяжения, т.е. сжатия и растяжения компенсируются внутри складчатой системы.

Покровы сжатия — главный тип шарьяжных структур. В основе их образования лежит процесс расслоения коры на обособленные структурные горизонты, деформирующиеся дисгармонично. Анализ структуры автохтона и корней показывает, что на глубинных уровнях происходит интенсивное сокращение первоначальной ширины складчатых поясов, сопровождающееся сдавливанием автохтона и выжиманием поверхностных масс. Основным морфологическим типом являются дислоцированные пластины. Сжатие охватывает весь складчатый пояс, оно компенсируется растяжением вне его пределов.

Покровы смешанного типа возникают при наложении гравитационного эффекта на сформировавшиеся выжатые пластины.

В первом случае реконструкция ведется путем возвращения аллохтона в корневую зону. В идеальном виде развернутый каскад складок и пластин покрывает область "тектонической денудации" (корневая область). Последняя в структурном отношении представляет собой раздвиг, где обнажаются древние толщи автохтона. Однако в большинстве случаев ширина корневой зоны меньше ширины аллохтона. Дело в том, что сам автохтон часто испытывает боковое сжатие, размеры которого учесть трудно. Поэтому за "истинную" ширину корневой зоны растяжения принимается ширина аллохтона.

В случае выжатых покровов реконструкция ведется от корневой зоны. Анализ структуры последней показывает, что именно здесь боковое сжатие было максимальным. В морфологическом отношении корни представляют собой узкие

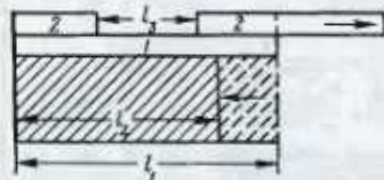


Рис. 42. Схема подсчета амплитуды сжатия и шарьирования

$l_1$  — первоначальная ширина автохтона;  $l_2$  — ширина автохтона после сжатия;  $l_1 - l_2$  — величина сжатия автохтона — величина шарьирования нижней пластины (1);  $l_1$  — амплитуда гравитационного шарьирования верхней пластины (2);  $l_1 + (l_1 - l_2)$  — суммарная амплитуда шарьирования верхней пластины

раздавленные крутые клинья. Они рассматриваются как неподвижные реперы, а восстановление дошарьяжной картины проводится путем последовательного выдвигания каждого нижнего покрова из-под соседнего верхнего в сторону от корневой зоны и по направлению к фронту. Естественно, что при реконструкции последний окажется наиболее смещенным от своего современного положения.

Реконструкция в районах, характеризующихся развитием покровов смешанного типа, проводится в два приема. Сначала снимается эффект гравитационного смещения. Затем восстановление дошарьяжной структуры проводится отмеченным выше способом. Именно на этом основаны палеогеографические и палеотектонические реконструкции Альп.

Кратко остановимся теперь на подсчете амплитуд шарьирования и регионального сжатия складчатых областей. В принципе будет правильно сказать, что амплитуда регионального сжатия равна размерам шарьирования. Однако в реальных условиях такое тождество практически никогда не наблюдается. При этом необходимо различать два случая. Первый относительно прост. Аллохтон смещается либо в виде единой пластины, либо расчленяется серией секущих надвигов, смыкающихся внизу с базальной плоскостью основного сместителя, на серию однотипно построенных чешуй. Если пластина не дислоцирована, то амплитуда шарьирования, принимаемая как максимально видимая, равна амплитуде сжатия. Если же аллохтон смят (дошарьяжные дислокации здесь не учитываются), то размеры сжатия равны амплитуде шарьирования плюс величина сокращения первоначальной ширины аллохтона, т.е. размеры сжатия всегда несколько выше амплитуды шарьирования.

Второй случай более сложен. Аллохтон расслаивается на серию независимо смещающихся, сорванных пластин (рис. 42). Поэтому встает вопрос, по какой из них необходимо подсчитать амплитуду шарьирования. В первую очередь нужно выделить автохтон. За последний принимается наиболее глубокий, доступный изучению структурный элемент. Считается, что величина его сжатия отражает истинную величину сжатия некоторого района. При определении амплитуды шарьирования в этом случае необходимо различать две задачи: 1) определение амплитуды шарьирования, отражающей сжатие в автохтоне, и 2) определение суммарной амплитуды шарьирования, включающей амплитуду сжатия плюс шарьирование, связанное с наложенными явлениями (например,

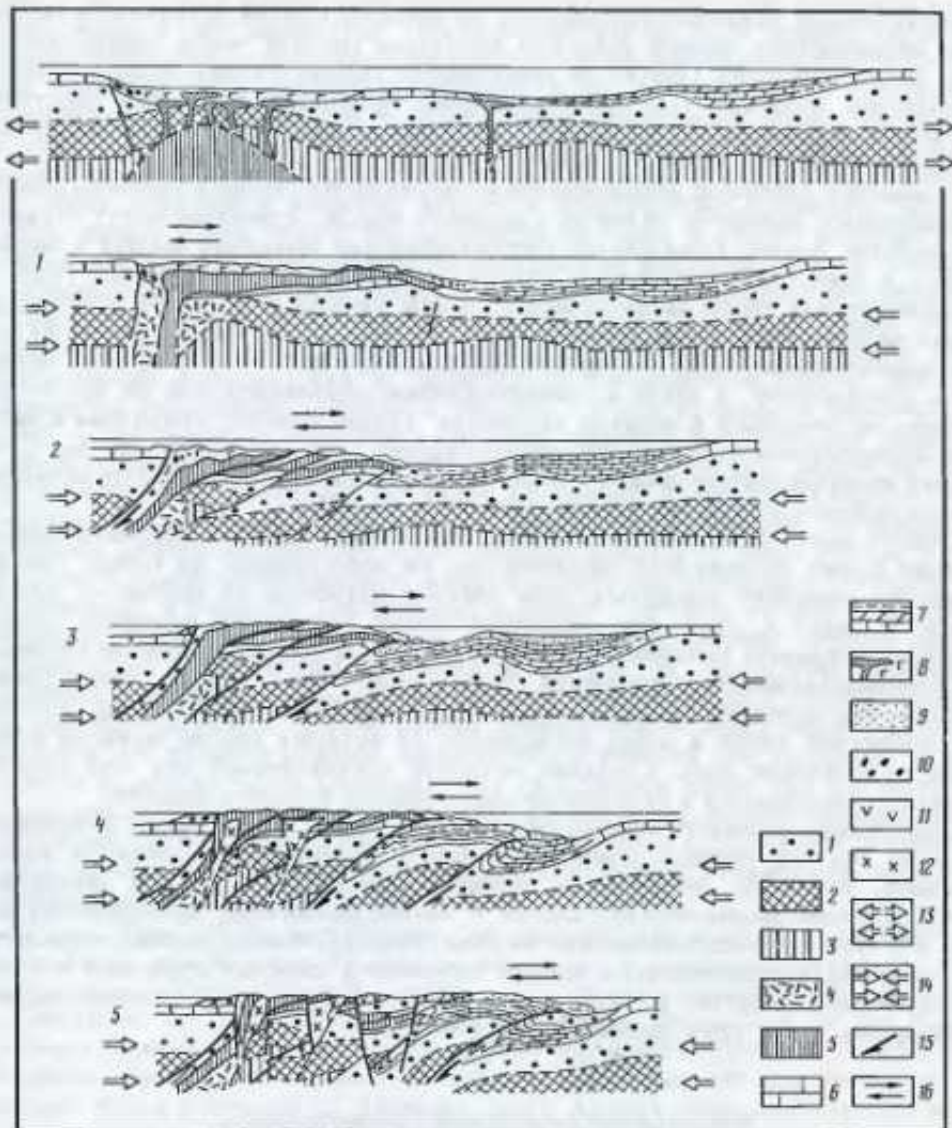


Рис. 43. Последовательные стадии развития покровного сооружения по: [10]

1 — гранитный, 2 — базальтовый слой земной коры; 3 — верхняя мантия; 4 — коромантная смесь; 5 — материал мантийного диапира и альпийских гипербазитов; 6 — шельфовые отложения платформы и срединного массива; 7 — различные геосинклинальные отложения; 8 — инициальные базальтовые вулканисты; 9 — флиш; 10 — молассы; 11 — субсеквентные вулканисты; 12 — гранитоиды (преимущественно гранодиориты); 13 — растяжение; 14 — сжатие литосферы; 15 — глубинный надвиг; 16 — зона активного покровообразования (действие пары сил). Верхний профиль — прогибание геосинклинали, начальный магматизм, поднятия мантийного диапира. Профили 1—5 — последовательные фазы сжатия и замыкания геосинклинали с развитием покровных структур: 1 — сжатие мантийного диапира, протошарьяж офиолитов ("облуккинг"); 2—5 — подвижные области покровообразования от внутренних к внешним частям геосинклинали; после фазы 2 — воздымание пакета шарьяжей близ тыловой рубцовой зоны при продолжающемся опускании внешних частей геосинклинали, начало накопления флиша; после фазы 3 — разломообразование и внедрение гранитоидов близ тылового рубца, начало воздымания средней части геосинклинали; после фазы 4 — расширение области разломообразования и воздымания на внешнюю часть геосинклинали, дифференциальные блоковые движения, значительная эрозия, формирование внутренних молассовых впадин и краевого прогиба, субсеквентный вулканизм.

гравитационным покровообразованием). За величину сжатия принимается амплитуда шарьирования нижней пластины аллохтона (мелкие чешуи параавтохтона здесь не учитываются). Однако по простиранию амплитуда шарьирования может существенно меняться. Поэтому необходимо проследить изменение пространственного положения определенных фациальных зон автохтона и аллохтона, а также внимательно изучить изменение морфологии их структуры.

Суммарная амплитуда шарьирования может включать кроме амплитуды сжатия изолированное смещение какой-то сорванной массы. Примером могут служить Австрийские Альпы. Образование австроальпийских шарьяжей связано с надвиганием к северу докембрийского цоколя, палеозойских граувакковых толщ и триасово-юрских серий на мезозойские сланцы Тауэрна и Энгадина. Амплитуда такого надвигания, в целом отражающего сжатие в автохтоне, равна 80—90 км. Впоследствии мезозойские отложения Северных Известняковых Альп были надвинуты, по-видимому, в связи с гравитационным оползанием еще на 40—50 км к северу на третичные флишевые отложения. Таким образом, суммарная амплитуда шарьирования верхних восточноальпийских масс равна 120—140 км. Суммарная величина шарьирования в этом случае всегда несколько больше размеров горизонтального сжатия, имевшего место в автохтоне.

Следует иметь в виду также, что при образовании крупных покровов шарьирование может происходить неравномерно по простиранию: на одном участке может максимально смещаться одна система покровов, на другом — другая и т.д. В связи с этим для выяснения общей амплитуды смещения нельзя просто суммировать максимальные амплитуды, полученные для каждой системы.

Современная ширина подвижных поясов может быть гораздо менее значительной, чем первоначальная, благодаря почти полному пережиманию участков с океанической корой в зонах поглощения, от которых иногда остаются лишь узкие офиолитовые швы. Создание методики реконструкций для этих случаев должно осуществляться в будущем по мере уяснения сущности явления.

Образование складчато-покровной структуры горного сооружения в наиболее сложных случаях процесс длительный, сопровождаемый образованием новых прогибов, поднятий, перекрытием прежних прогибов и областей денудации, возникновением магматических очагов и метаморфическими преобразованиями (рис. 43). Поэтому вышеизложенные методы реконструкции первичных седиментационных структур дополняются обычно изучением в широком плане всей истории геологического развития региона и в особенности динамики процессов осадкообразования, структурообразования и вулканизма.

### *Региональные и глобальные реконструкции*

При палеотектонических реконструкциях с позиций мобилизма более обширных территорий, т.е. мелкого масштаба, как региональных, так и глобальных используется иной комплекс методов. Среди них главными являются следующие: кинематический (только для послетриасовой истории), палеомагнитный, геологический, палеоклиматический и палеобиогеографический. Все эти методы могут использоваться самостоятельно, но наибольший эффект они дают при их комплексном применении.

**Кинематический метод.** Поскольку данный метод связан с анализом геофизических и геологических данных строения дна современных океанов, то он может быть использован лишь для мезо-кайнозойских реконструкций. Метод основан на совмещении одновозрастных магнитных аномалий океанического дна, расположенных по разные стороны от срединно-океанического хребта. С его помощью восстанавливается последовательное положение литосферных плит, начиная со времени начала образования современных океанов. Соответствие



между полосовыми магнитными аномалиями и геологическими эпохами и веками установлено в ряде работ [253]. Такие реконструкции были недавно выполнены коллективом автором по совместному советско-французскому проекту "Тетис" [253] для западной части Средиземноморского пояса. Последний, по современным представлениям, образовался в результате преобразования океана Тетис и его континентальных окраин. Если восстановить позднепалеозойскую Пангею, закрыв Атлантический океан и придвинув Африку и Евразию к Северной Америке, то между Евразией и Африкой откроется пространство, отвечающее мезозойскому океану Тетис. Океан выклинивается на запад и сильно расширяется на восток, достигая в районе Кавказа ширины 2500 км, а в районе Памира — 4500 км.

Реконструкции прошлого расположения плит, первоначально разделявшихся Тетисом, выводились из относительного движения Африки и Евразии относительно Северной Америки, Иберии относительно Евразии и Аравии и Индии относительно Африки [253]. В таблицах из цитированной работы приведены параметры расхождения Африки и Евразии, с одной стороны, и Северной Америки — с другой и параметры вращения Африки относительно Евразии в разные отрезки мезозоя и кайнозоя. Параметры рассчитаны, исходя из совмещения полосовых магнитных аномалий в Северной Атлантике. Точность реконструкции бывшего положения Африки относительно Евразии составила для кайнозоя десятки километров, а для позднего мезозоя не более 100 км. В соответствии с параметрами движения Африки относительно Евразии были рассчитаны направления и скорости перемещения Африки в четырех точках Евразийской окраины. Перемещение Африки и Евразии в определенные отрезки времени относительно Северной Америки показано на рис. 44, а изменение направления движения и величины перемещений Африки по отношению к Евразии показано на рис. 45. Тем самым реконструкция взаимного положения Африки и Евразии является для каждого отрезка геологического времени тем каркасом, который берется за основу при анализе развития складчатого пояса. Все его внутренние структурные элементы должны уместиться и закономерно расположиться в каждый временной интервал в пределах межконтинентального пространства, а изменения этого пространства должны находить соответствующие отражения в структурно-формационных комплексах пояса.

Серия карт [253], построенных на основе рассчитанных кинематических параметров, выявила ряд трудных проблем, но и позволила установить много интересных закономерностей развития Средиземноморского пояса. Так было установлено, что раскрытие Северной Атлантики разделяется на два главных периода, граница между которыми проходит примерно на уровне 80 млн лет назад. В начале первого периода, ранняя—средняя юра (около 190 млн лет назад), произошел отрыв Гондваны от Лавразии. Затем Африка стала смещаться на восток относительно всей Лавразии, в том числе и относительно Евразии. Это движение привело к хорошо документированному левостороннему смещению Африки относительно Евразии на 2200 км. Второй период начался около 80 млн лет назад, когда произошел откол Евразии от Северной Америки и северный край Африки в результате изменения полюса вращения Африканской плиты на всем своем протяжении стал сближаться с Евразией, что в конечном счете привело к столкновению этих континентов.

Важно еще отметить существенную роль, которую играет выбор географической (геодезической) проекции. Она должна удовлетворять требованию минимального искажения рассматриваемого региона. Так, для реконструкций западного Тетиса была выбрана косая меркаторская проекция с полюсом 50°N, 155°W [253].

На континентах рекомендуется показывать современную координационную сетку (или кресты пересечений параллелей и меридианов), что помогает читать их повороты. Также, где возможно, указывается современная береговая линия и

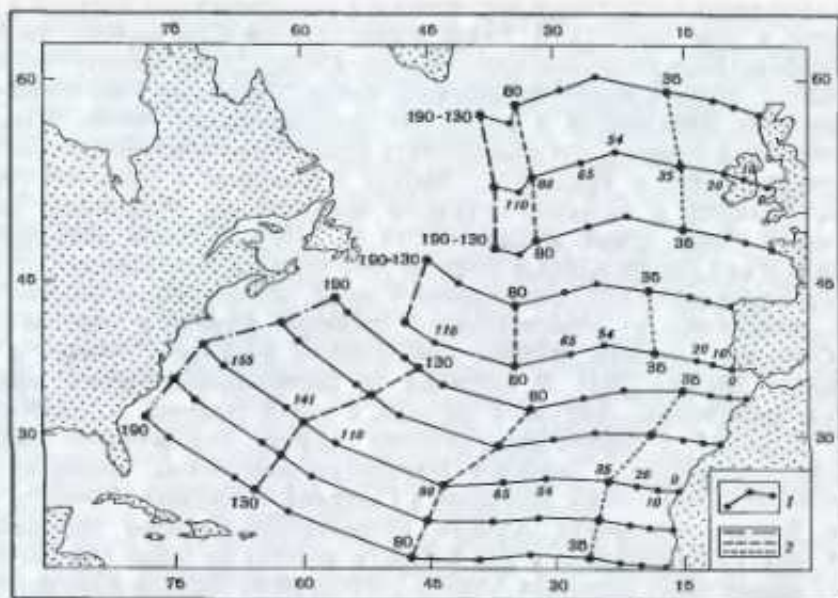


Рис. 44. История относительных движений Евразии, Иберии и Африки относительно Северной Америки с ранней юры до современного периода, млн лет (проекция Меркатора)  
 1 — интерполированные линии движения; 2 — изохроны

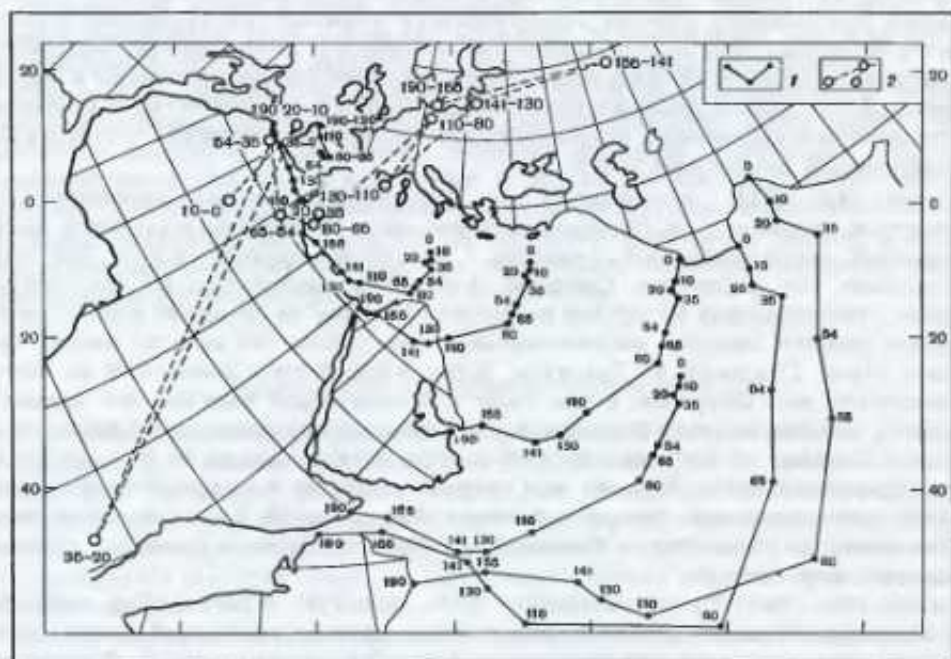


Рис. 45. История относительных движений Африки, Иберии, Аравии и Индии относительно Евразии от ранней юры до современности

Косая меркаторская проекция с северным полюсом  $50^{\circ}\text{C}$ ,  $155^{\circ}\text{E}$ . Положение континентов на первой стадии — 190 млн лет. Современные широты и долготы на континентах через  $10^{\circ}$ .

1 — интерполированные линии движения; 2 — позиции полюса, описывающие движение Африки относительно Евразии от стадии к стадии

некоторые современные контуры внутри материков, для того чтобы лучше ориентироваться в перемещениях целых континентов или их частей.

**Палеомагнитный метод.** Сущность этого метода реконструкций состоит в расположении литосферных плит или их частей (платформ, микроконтинентов, отдельных тектонических блоков и т.д.) в соответствии с направлением вектора естественной остаточной намагниченности. Последний определяется при помощи достаточно сложной методики [100]. Измерение направления вектора остаточной намагниченности (склонения и наклона) позволяет определить положение, в современных координатах, палеомагнитного полюса для данной точки. В идеальном случае такое определение позволяет установить палеошироту и величину угла, на которую был повернут данный блок с момента образования изученных пород. На практике в связи с погрешностями измерений, позднейшими различными искажающими влияниями на палеомагнитные свойства горной породы и внутренними деформациями плит (несоответствие идеальной жесткости) проводят измерения во многих точках и берут средние показания.

В палеомагнитологии принята гипотеза о том, что положения магнитных полюсов Земли в течение геологического времени совпадали с географическими, а точнее, никогда не отклонялись от них на значительную величину ( $>7-10^\circ$ ). Поэтому, если мы для какого-нибудь района или одной и той же плиты для двух или нескольких интервалов геологического времени получаем по палеомагнитным данным положение палеомагнитного полюса, на много градусов отличного от современного, это значит, что этот район или плита были передвинуты на соответствующую величину в результате локальных, региональных или глобальных тектонических движений.

Соединяя палеомагнитные полюса для последовательных временных интервалов, можно получить эталонные кривые движения полюса для той или иной плиты. Эти кривые названы траекториями кажущейся миграции полюса, поскольку они отражают движения плит, а не самих полюсов. Кроме того, эти кривые отражают лишь движения с изменением широты, повороты, но никак не учитывают долготную компоненту.

Совмещая палеомагнитные полюсы для разных плит литосферы с полюсом вращения Земли, можно найти их положение относительно полюса в любой интервал времени, а проследивая изменение этих положений от эпохи к эпохе, можно реконструировать и взаимное размещение этих плит.

Применение палеомагнитных методов к решению региональных и локальных тектонических задач, т.е. к изучению деформаций внутри складчатых поясов, имеет свою специфику [4]. Здесь прежде всего следует отметить, что необходимо пристальное внимание к геологическим и тектоническим особенностям горных пород, свидетельствующим об искажении получаемого палеомагнитного вектора. В принципе любые деформации геологических тел, произошедшие после фиксации в них вектора остаточной намагниченности, вызовут такую же деформацию палеомагнитных направлений. Решение задачи сводится к возвращению деформированных и смещенных тел в такое положение, при котором одновозрастные палеомагнитные направления окажутся параллельными и направленными на современный полюс Земли, а палеомагнитная широта будет соответствовать сетке широт. Следует учитывать, что точность определения палеомагнитной широты имеющимися в настоящее время методами составляет  $\geq 7-10^\circ$ , что в среднем позволяет считать ее равной  $\pm 500$  км.

Описанную методику использовали авторы проекта "Тетис" [253], которые вначале установили эталонные кривые движения полюса для стабильной Европы и для стабильной Африки (начиная с триаса). Затем они провели коррекцию кривых одного материка относительно другого и относительно Северной и Южной Америк, используя соответствующие методы тектоники плит.

По уточненным кривым кажущегося перемещения полюсов для соответ-

ствующих интервалов времени от триаса до неогена были расположены на выбранной топоснове материка Евразии и Африки. Дальнейшая задача заключалась в расположении более мелких блоков внутри Средиземноморского пояса и по его краям, таких, как Апулия, Закавказский массив, Восточный Иран и т.д. Важным разделом работы по установлению палеотектонической картины развития пояса явилось обсуждение причин противоречий, которые получились между палеомагнитными данными по структурам внутренней части пояса, геологическими данными и той сеткой широт, которая была установлена по расположению крупных плит.

Иной пример использования палеомагнитного метода при палеотектонической реконструкции в покровно-складчатой области представляет реконструкция меловой покровно-складчатой системы Карпато-Балканского региона [18].

Тектонические комплексы, расположенные ныне на территории Карпат, Динарид и Эллинид, в меловое время входили в состав складчатой системы, образованной обширными тектоническими покровами. Эти шарьяжи сложены породами океанической коры мезозойского Тетиса и породами, сформированными на окраинах Евразийской и Африканской литосферных плит. Перемещение шарьяжей происходило в ранне- и среднемеловое время. В позднем мелу шарьяжи были смяты в складки совместно с неавтохтоном.

Простираание позднемеловой покровно-складчатой системы можно определить по результатам палеомагнитного исследования пород верхнего мела, которые слагают неавтохтон. На рис. 46 стрелки указывают направление на позднемеловой северный магнитный полюс. В северной дуге Карпат эти стрелки имеют форму расходящегося веера, а в дуге, образованной Южными Карпатами и Балканидами, — форму сходящегося веера. Между тем в позднем мелу все эти палеомагнитные направления "смотрели" в одну сторону — в сторону магнитного полюса. Современная картина позднемеловых палеомагнитных направлений (рис. 46) возникла вследствие вращения тектонических структур при деформациях, происходивших в позднемеловое время. Зная направление на позднемеловой полюс (СВ 13—15° в современной системе координат), можно определить по палеомагнитным данным углы, на которые были повернуты тектонические структуры, и восстановить их простираание в позднем мелу.

Главной чертой внутренней структуры Альпийского складчатого пояса в рассматриваемом регионе является дисгармония между его Карпато-Понтической и Динаро-Таврской ветвями, особенно резкая в обрамлении Паннонского бассейна. Огибая этот бассейн, Западные, Восточные и Южные Карпаты образуют гигантскую петлю. Палеомагнитные данные свидетельствуют о вторичном происхождении Карпатской петли в результате деформаций, происходивших в послемеловое время. На основании этих данных можно сделать вывод о том, что тектонические зоны Западных, Восточных и Южных Карпат в позднем мелу имели северо-западное простираание (относительно современного меридиана) и были близки к простираанию современных Динарид.

Форму меловой складчатой системы и главные черты ее внутреннего строения удастся восстановить, анализируя распределение на площади региона больших шарьяжей ранне- и среднемелового возраста. Внутренняя область Западных Карпат — классический регион развития среднемеловых шарьяжей. Ансамбль покровов фундамента и чехла был создан здесь в предсенонское время. Направление перемещения покровов — на север, амплитуда достигает многих десятков километров. Западнее, в Южных и Восточных Альпах роль среднемеловых шарьяжей незначительна, а в Центральных Альпах тектонические покровы такого возраста не известны.

В Восточных Карпатах среднемеловой возраст имеет комплекс шарьяжей основания, которыми сложен Мармарошский массив, а также Каменнопотокский офиолитовый покров, залегающий под этим массивом. Тектонические покровы

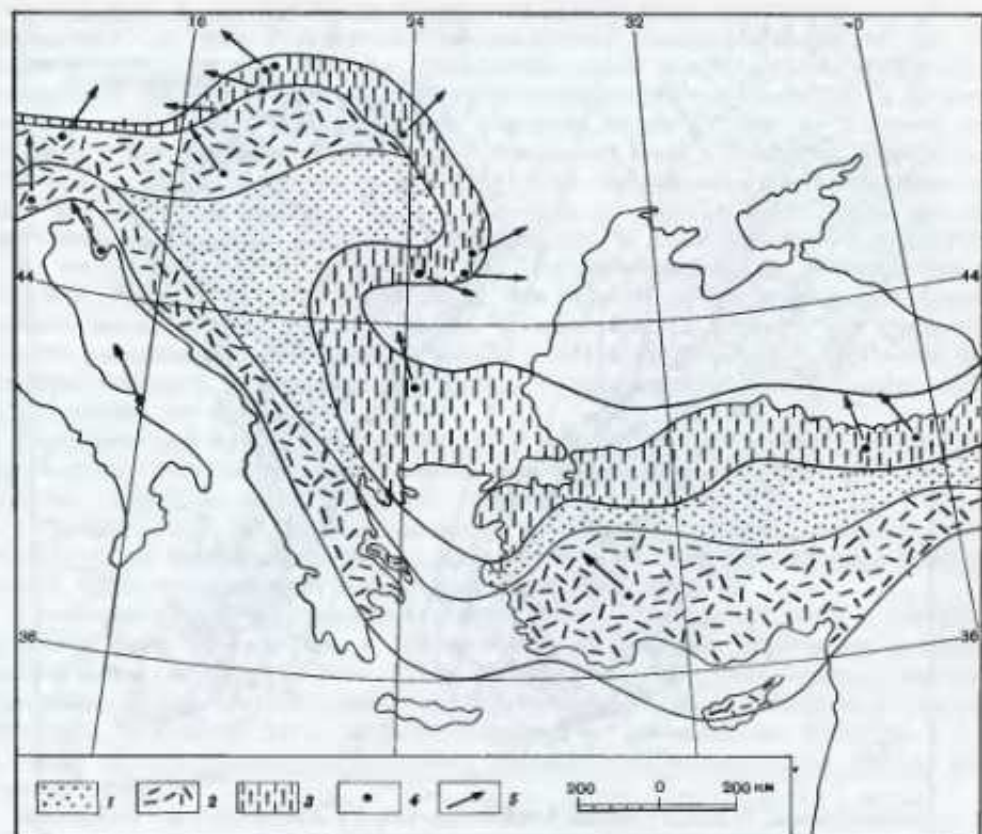


Рис. 46. Результаты палеомагнитных исследований пород позднего мела [17]

1—3 — породы мезозойского Тетиса в складчатой области: 1 — зона развития офиолитов, 2, 3 — породы континентальных склонов и прибрежных морей (2 — окраины Африки, 3 — окраины Евразии); 4 — участки палеомагнитных исследований; 5 — палеомагнитные склонения в породах верхнего мела

внутри Мармарошского массива были сформированы до накопления сеноманских отложений, которые трансгрессивно их перекрывают. Ансамбль мармарошских шарьяжей и Каменнопотокский покров лежат на олистостромовой толще. Время надвигания — между поздним альбом и тураном, направление перемещений — на восток, амплитуда — десятки километров.

В Южных Карпатах в середине мела был сформирован обширный Гетский покров основания, который надвинут в южном направлении на нижнемеловой флиш. Этот покров прослежен до меридионального участка Южных Карпат. Его видимая амплитуда — 80 км. В горах Апуссени в рассматриваемое время возникли покровы основания (Кодру-Арьешани и Бихария-Мунчел), а также покровы чехла. Направление их перемещений — на север, видимая амплитуда — 80 км.

Таким образом, во внутренней области Западных, Восточных и Южных Карпат развиты обширные шарьяжи большой амплитуды, имеющие средне меловой возраст. Эти шарьяжи определяют внутреннюю структуру указанной области. К югу от Карпат такие шарьяжи распространены в зоне Крайштин. Направление их движения на северо-восток, амплитуда 30—40 км. Вполне вероятно, что в этой системе шарьяжей участвуют и породы Сербо-Македонского массива.

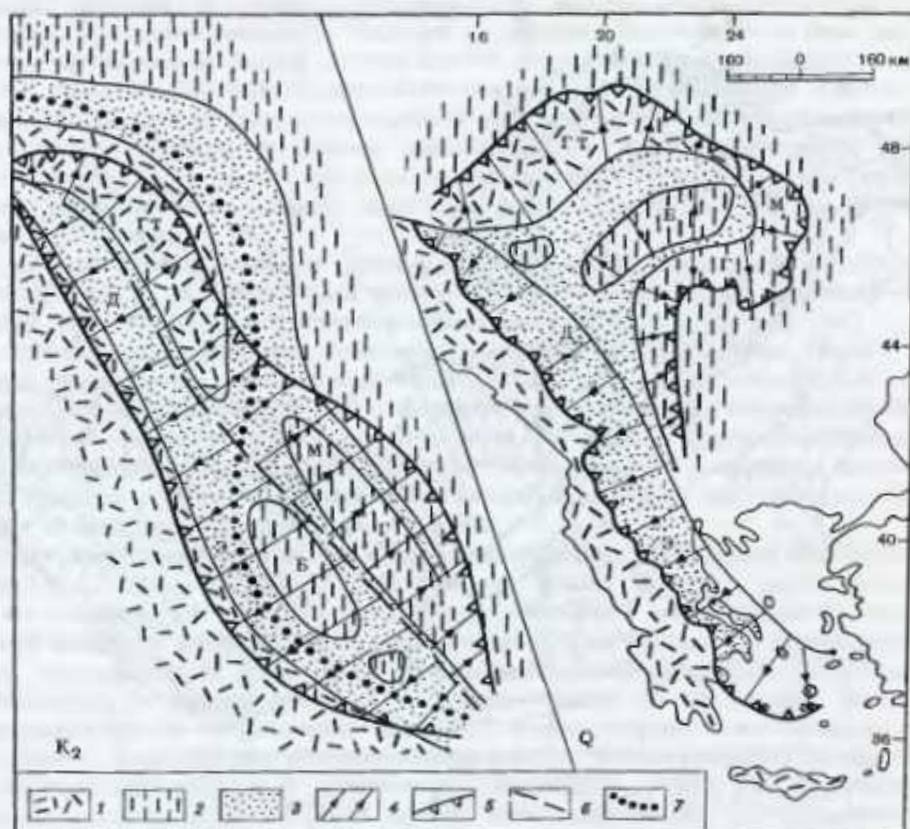


Рис. 47. Ареал развития ранне-среднемеловых шaryяжей и реконструкция поздне-меловой складчатой системы [16]

$K_2$  — конструкция для позднего мела; Q — современное положение.

1 — породы африканской окраины мезозойского Тетиса; 2 — породы саразинской окраины; 3 — зона развития океанических пород; 4 — ареал развития больших шaryяжей раннего—среднего мела (стрелки показывают вергентность); 5 — фронт шaryяжей; 6 — ось складчатой системы позднего мела; 7 — сутура юрской глубоководной зоны Тетиса. Б — Бихорский массив; Г — Гетский массив; ГТ — Гемериды, Вепориды, Татриды; Д — Динариды; М — Мармарошский массив; Э — Эллиниды

Зона развития больших шaryяжей мелового возраста в пределах Карпато-Понтической ветви пояса имеет протяженность 1500 км (рис. 47).

В Динаро-Таврской ветви Альпийского пояса шaryяжи ранне-среднемелового возраста образуют широкую зону, которая протягивается вдоль Динарид и Эллинид. Направление перемещения тектонических покровов — юго-западное, амплитуда составляет десятки километров. На севере зона среднемеловых шaryяжей заканчивается на границе с Южными Альпами, где такие шaryяжи отсутствуют. На юге она скрывается под водами Эгейского и Критского морей. Массив Киклид часто рассматривается как аналог Пелагонийских массивов. В этом случае зона меловых шaryяжей продолжается до середины Эгейского моря. Далее на восток — в Западном Тавре — роль меловых шaryяжей незначительна. Вероятно, в это время формировались лишь чешуи внутри-океанической коры. Протяженность пояса шaryяжей Динарид и Эллинид — также около 1500 км.

Приведенные данные позволяют реконструировать меловую покровно-склад-

чатую систему, в строении которой участвовали тектонические комплексы Карпато-Балканского региона. Результаты палеомагнитных исследований (см. рис. 46, 47) свидетельствуют о том, что при составлении такой реконструкции необходимо распрямить Карпатскую дугу, а тектонические структуры Балканид и Понтид повернуть на  $30-40^\circ$  в направлении движения часовой стрелки. В результате зоны развития меловых шарьяжей, расположенные ныне в Карпатах, Динаридах, Эллинидах и горах Апусени, на реконструкции оказываются совмещенными (см. рис. 47, К<sub>2</sub>). Они слагали единую систему с двусторонней вергентностью шарьяжей, надвинутых на края Евразийского и Африканского континентов.

В заключение следует отметить, что удовлетворительные палеомагнитные результаты могут быть получены лишь при строгом соблюдении определенных правил: использования образцов, точно привязанных к местности и к структуре, хорошо датированных палеонтологически и по возможности в более узком временном интервале, при достаточном количестве образцов по разрезу и по площади и прошедших все виды чистки.

Геологический метод. Кинематический и палеомагнитный методы дают в главных чертах удовлетворительную картину истории развития складчатого пояса в ее как бы скелетном виде, и только применение геологического метода делает эту картину яркой, объемной, насыщенной многими деталями. Больше того, часто геологические данные заставляют пересматривать чисто палеомагнитное решение, искать более удовлетворительную кинематическую схему.

Геологический метод состоит в установлении латеральных рядов структурно-формационных комплексов и совмещении их с кинематическими и палеомагнитными реконструкциями, т.е. изображении на последних соответствующих геодинамических (палеотектонических) обстановок, таких, как шельфы, окраинные бассейны, островные дуги, интрадуговые рифты, океанические бассейны и т.д., а также других геологических данных (рифты, отдельные вулканы, сдвиги, зоны смятия и т.д.).

Методика латерального структурно-фациального анализа использовалась во многих исследованиях, есть и специально посвященные ей работы [22]. Используя эту методику применительно к Средиземноморскому складчатому поясу, удалось обосновать тезис о тесной сопряженности развития краевых частей континентов, микроконтинентов и разделяющих их бассейнов с корой океанического типа. Открытие таких бассейнов вызывалось рифтогенными процессами и раздвижением, часто при участии сдвиговой компоненты, блоков континентальной коры, и сопровождалось одновременным закрытием более древних бассейнов в процессах аккреции и скупивания континентальных блоков. Примерами взаимосвязанных геодинамических систем служит открытие бассейна Неотетис в перми—триасе и синхронное ему закрытие расположенного севернее бассейна Палеотетис [8], открытие Атлантического и Индийского океанов начиная с нижней юры, и одновременное закрытие бассейна Неотетис, которое продолжается доньше в районе Средиземного моря [25].

Излагаемая методика основана на принципе актуализма. Это значит, что как и в настоящее время, на Земле в прошлом можно установить закономерные связи по латерали главнейших структурных элементов и приуроченных к ним осадочных, вулканических и магматических формаций, заключающих все виды полезных ископаемых. Иными словами, если мы в настоящее время видим на Земле океаны, континенты и переходные зоны между ними, разделенные на ряд типов, то и в прошлом, по крайней мере в последние 1,0—0,5 млрд лет, можно восстановить те же главнейшие структуры или их гомологи. Это подтверждается анализом магматизма современных активных зон Земли, таких, как срединно-океанические хребты, континентальные рифтовые зоны, активные континентальные окраины и др., существенно различающиеся петролого-геохимически, и сопоставлением его с соответствующим магматизмом прошлых геологических эпох [65].

Латеральный анализ геологических формаций и основных тектонических элементов, выполненный для узкого временного интервала, позволяет устанавливать расположение прежних границ литосферных плит и микроплит, определять природу этих границ, намечать положение ископаемых зон субдукции. При этом определение латеральных соотношений структурно-фациальных комплексов в древних покровно-складчатых сооружениях требует предварительной реконструкции первичных взаимоотношений отдельных пластин и блоков, снятия наложенных эффектов метаморфизма и структурных преобразований. Применяя актуалистическую методику, можно установить палеоаналоги всех современных структур Земли. Вместе с тем часть структур прошлого, видимо, не найдет удовлетворительного аналога в настоящее время и это надо иметь в виду при палеотектонических реконструкциях.

**Палеоклиматический метод.** Этот метод реконструкций основан также на актуалистических принципах, предполагающих, что климатическая зональность в прошлом была той же, что и сейчас, т.е. что всегда существовали пояса полярного, умеренного, тропического и экваториального климатов. При этом имеются в виду и возможные отклонения, т.е. несовпадения климатических зон с современными. Кроме известных и в настоящее время смещений границ между климатическими поясами к северу и югу косо по отношению к широте в зависимости от многих местных условий (теплые и холодные течения, направления ветров, горные системы и т.д.), в прошлом на Земле происходили общепланетарные потепления и похолодания, во время которых климатические пояса смещались к экватору, либо полюсам, а иногда происходило общее потепление и выравнивание климата по всей планете (например, средний—поздний девон). Но это лишь отклонения, а в целом предполагается, что климатическая зональность за последние 500 млн — 1 млрд лет сохранялась. Иными словами, основные закономерности распределения и развития современных климатов Земли можно, хотя и с некоторыми ограничениями, распространять на древние эпохи и использовать для реконструкции палеоклиматов.

Наиболее информативными являются литологические и геохимические особенности осадочных пород. Палеонтологические данные также учитываются при восстановлении палеоклиматической зональности, но они имеют свою специфику и поэтому выделены в самостоятельный палеобиогеографический метод.

В каждой климатической зоне благодаря особенностям экзогенных процессов формируются определенные формации осадочных пород, типоморфные для данного пояса. По палеоаналогам этих формаций мы можем определить с той или иной степенью приближенности принадлежность данной территории к определенному климатическому поясу.

Так, индикатором холодного климата являются отложения и иногда формы рельефа, связанные с материковым оледенением и представленные моренами, штрихованными валунами, тиллитами. Внутри поясов умеренного и тропического климатов выделяются области гумидные, с обильной растительностью, и аридные, с типичными для них пустынями. В геологическом прошлом жаркие аридные зоны определяются по распространению эвапоритовой формации, содержащей такие породы, как гипсы, соли, ангидриты, осадочные доломиты. Для аридного климата характерна также кора выветривания неполного профиля с преобладанием сульфатно-карбонатных и карбонатных продуктов. Континентальные красноцветные отложения в качестве показателей аридного климата, например нижнедевонские или пермские красноцветы Европы, используются лишь в том случае, если они карбонатны. Бескарбонатные красноцветы относятся к отложениям гумидного климата. Для последнего характерны также горючие сланцы и уголь. Во влажном тропическом климате максимальное развитие получают латеритные коры выветривания, часто с бокситами. Особенно характерны бокситы для жаркого и влажного экваториального климата, что позволяет по ископаемым



бокситовым залежам реконструировать приэкваториальные пояса. Присутствие глауконита в осадках также указывает на существование теплого климата. Достаточно важными климатическими индикаторами являются известняки. Как органогенные, так и хемогенные, они образовывались преимущественно в теплых морях тропического и экваториального поясов. Наиболее примечательными образованиями низких широт являются ископаемые известняковые рифы. Наибольшая концентрация магния в карбонатных породах, в частности в органогенных известняках, наблюдается в приэкваториальных и тропических широтах и уменьшается к полюсам. Более полно методика палеоклиматического анализа и литологические индикаторы палеоклиматов рассмотрены в соответствующих руководствах [138, 142]. Отметим еще одно важное обстоятельство, на которое указывал Н.М. Страхов. Это обязательность при палеоклиматических реконструкциях восстановления всех палеоклиматических поясов в их совокупности, а не отдельных палеоклиматических зон, что может привести к серьезным ошибкам.

Если нанести индикаторы палеоклиматов прошлого для разных периодов развития Земли на современную географическую ситуацию, то мы увидим довольно незакономерную картину. Гораздо более упорядоченно будут выглядеть палеоклиматические зоны на мобилистических реконструкциях [156].

Новой и очень интересной областью применения палеоклиматического и палеобиогеографического методов реконструкций являются современные океаны. Здесь эти методы помогают восстановить движение океанического дна в течение мезозоя—кайнозоя. Суть методики сводится к выявлению по колонкам буровых скважин поясов высокой и низкой биологической продуктивности разного возраста, приуроченных соответственно к экваториальной и аридной зонам, и по ним выяснение направления, времени и скорости прохождения плит через соответствующие климатические зоны [70].

Взятый отдельно палеоклиматический метод может дать лишь в грубых чертах расположение основных масс земной коры в прошлом. В совокупности же с другими методами этот независимый источник данных значительно повышает надежность получаемых результатов при их непротиворечивости.

**Палеобиогеографический метод.** Метод основан на тех же принципах, что и палеоклиматический. Предполагается в прошлом зависимость распределения на поверхности Земли различных растительных и животных сообществ, зафиксированных в ископаемом виде, от климатической зональности. Подобно тому, как, например, современные растения по отношению к температурному режиму разделяются на сообщества тропические, субтропические, умеренные, умеренно холодные и космополитические, а по отношению к влажности на водные, гидрофильные, мезофильные и ксерофильные, древние (последевонские) растения, может быть, в несколько огрубленной форме, могут быть подразделены на те же группы.

Метод состоит в анализе современного распределения комплексов ископаемой фауны и флоры и соотношения их с вероятными палинспастическими реконструкциями, получаемыми другими методами. Метод носит вспомогательный характер, разработан на ископаемом материале еще недостаточно и содержит много внутренних проблем. Использовать его можно далеко не для каждого временного интервала — как из-за недостатка данных, так и из-за того, что некоторые периоды или эпохи в развитии Земли не обладали достаточной контрастностью условий обитания древних организмов. Наилучшие результаты могут быть получены данным методом в совокупности с палеоклиматическим (литологическим) методом.

Ниже приводятся примеры применения палеобиогеографического метода.

Э.Я. Левен и С.Ф. Щербович [68], анализируя распределение ассельских фузулинид на Памиро-Гималайском пересечении Средиземноморского пояса, обнаружили, что они относятся к двум резко отличным провинциям: Северотетической тропической и Южнотетической внетропической. Находящиеся в современ-

ной структуре вблизи одна от другой с двух сторон от Главного Гиндукушского и Танымасского разломов, они при палинспастических реконструкциях закономерно попадают на противоположные берега древнего океана Палеотетис в разные климатические пояса, разделявшиеся (4000—5000 км) океаническим пространством. Аналогичная, но еще более показательная картина для территории Афганистана показана французскими геологами [228], которые установили резкие различия в каменноугольной и раннепермской фауне (брахиоподы, мшанки) по разные стороны от Гиндукуша: теплолюбивые тропические формы к северу и холоднолюбивые гондванские — к югу от него. В западном направлении климатическая контрастность между провинциями в пределах Средиземноморского пояса должна уменьшаться в силу сближения противоположных берегов Палеотетиса и приближения северного края Гондваны к экватору [12, фиг. 1]. Действительно, в этом направлении от Памира к Кавказу исчезают различия между фузулинидовыми сообществами. На Кавказском пересечении, где Палеотетис был уже значительно более узким, некоторые представители Северотетической провинции, включая швагеринид, появляются на его южном краю в Эльбурсе и Сванетии.

Превосходный пример применения палеофитогеографического метода к анализу палеотектонической обстановки в карбоне и перми Евразии дан в работе С.В. Мейена [88]. Четыре палеофлористических провинции, Ангарская и Гондванская внетропические и Евразийская и Катазиатская тропические, были расположены в соответствии с палеоширотами, полученными палеомагнитным методом, и подтвердили мобилистическую реконструкцию расположения континентов того времени. Те же данные, нанесенные на современную географическую ситуацию, дают резко искаженную картину климатической зональности, которую невозможно объяснить ничем, кроме крупных перемещений континентов с каменноугольного времени.

Мы уже отмечали полезность применения при реконструкциях комплекса методов. В заключение следует сказать, что при таком подходе можно построить и одну карту на какой-то промежуток времени, охватывающий век, эпоху или даже две-три эпохи. Но гораздо лучшие результаты можно получить, судя по уже имеющемуся опыту [254], если строить серию последовательных по времени карт. В этом случае каждая карта как бы контролируется предыдущей и последующей, что позволяет во многих случаях принять наиболее вероятный вариант палеогеографического и палеотектонического решения для получения согласованной картины последовательного развития.

### ОСОБЕННОСТИ ИЗУЧЕНИЯ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ РАССЛОЕННОСТИ В ДОКЕМБРИЙСКИХ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСАХ

Исследования глубоко метаморфизованных комплексов, отличающихся от неметаморфических образований большой спецификой и разнообразием структурных форм, базируются на специальных методических приемах, которые неоднократно публиковались в монографиях, руководствах, пособиях и статьях [34, 47, 93, 167, 254]. Почти все исследователи, изучавшие эти толщи, приводят данные об их интенсивных деформациях, которым они неоднократно подвергались в течение длительного времени. Об этом свидетельствует развитие остаточных деформаций, проявленных в метаморфических породах в широком диапазоне масштабов — от дислокационных дефектов и субзеренных структур минералов, следов миграции границ зерен, структур изгиба и вращения кристаллической решетки минералов до предпочтительных ориентировок по их кристаллографическому строению, линейности, по форме зерен и их агрегатных скоплений, кристаллизационной сланцеватости, будинажа, структур сдвигового растяжения, складок мелкого, среднего и крупного масштаба, формирующих складчатые пояса,

зоны пологозалегающих глубинных покровов и крутоориентированных сдвиговых поясов.

Между этими разномасштабными структурными формами существуют определенные геометрические и временные соотношения, которые позволяют объединять их в единые структурно-метаморфические парагенезисы, отражающие крупномасштабное тектоническое течение метаморфических пород в глубинных горизонтах земной коры в различных геодинамических обстановках. Исследование структуры метаморфических комплексов обычно базируется на изучении отдельных эпизодов структурных событий, запечатленных в разном масштабе в пределах обнажений, которое сопровождается детальным картированием небольших по размеру площадей. В результате корреляции отдельных структурных или структурно-метаморфических парагенезисов, установленных в пределах обнажения, отдельного участка или целой тектонической зоны, осуществляется идентификация разновозрастных событий и выяснение места того или иного события в общей цепи геологических процессов и явлений. Главным условием такой корреляции является понимание и соблюдение соотношения масштабов сопоставимых явлений, в основе которого лежит проблема соподчиненности структурных форм с более крупными тектоническими единицами, а также проблема механизмов деформаций, перемещения и распределения пластичного вещества, которые и определяли тектоническую расслоенность глубинных горизонтов докембрийской литосферы. Многочисленные данные свидетельствуют о высокой подвижности древней докембрийской коры, основная информация о тектогенезе которой содержится в высокометаморфизованных гранито-гнейсовых и гнейсовых образованиях, в настоящее время рассматриваемых в качестве первой в истории Земли сиалической коры с возрастом древнее 3,8 млрд лет. Изучая эти образования, выведенные сейчас на дневную поверхность, мы получаем представление об особенностях тектонической расслоенности глубинных горизонтов протоконтинентальной коры, формирование которой контролировалось процессами твердопластического течения сиалического материала в условиях высокого разогрева. Понимание механизмов тектонической расслоенности глубинных коровых горизонтов невозможно без изучения структурных форм первой стадии деформационного цикла, которые, как правило, отражают ранний этап глубинного тектогенеза. В общем виде представления о развитии первичных элементов тектонической расслоенности метаморфических комплексов сводятся к следующему.

В основе традиционного подхода к пониманию структуры метаморфических комплексов лежит принцип подобия мелких и крупных структурных форм, механизмы деформации которых объясняются продольным изгибом и расплющиванием, приводящим к широкому развитию систем прямых складок, параллельно осевым плоскостям которых формируется первая кристаллизационная сланцеватость [167, 168]. Согласно представлениям В.В. Эза, на ранней стадии структурообразования в изначально горизонтально залегающих супракрустальных комплексах в ходе метаморфизма в условиях прогрессивного тангенциального сжатия формируется вертикальная тектоническая расслоенность, приводящая, как правило, к полному уничтожению стратиграфической последовательности.

В основе этой концепции лежит представление о том, что изначально горизонтально залегающие породы не могут деформироваться в лежачие изоклинальные складки и, следовательно, приводить к горизонтальной тектонической расслоенности путем послойного течения. Формирование лежачих изоклинальных складок сторонниками этой концепции рассматривается как результат последующего поворота осевых плоскостей прямых складок ранней генерации на  $90^\circ$ . На первый взгляд, казалось бы, эта гипотеза с подкупающей простотой объясняет многие элементы тектоники сложнодислоцированных метаморфических комплексов, но геологические следствия, исходящие из этой модели, не так уж и безобидны.

Во-первых, эта модель полностью отрицает возможности горизонтального по-

слоистого твердопластического течения коровых масс, формирующих глубинные покровы. Эти покровы, детально закартированные во многих областях развития древнейших метаморфических образований — в Гренландии, Южной Африке, Северной Америке, Кольском полуострове, Карелии и других регионах мира, указывают, что именно горизонтальные тектонические движения были ведущими на ранних стадиях архейского тектогенеза. Неясно, правда, каковы масштабы горизонтальных перемещений глубинных коровых пластин и каков эффект вклада скучивания сиалического вещества в наращивание мощности ранней протоконтинентальной коры.

Во-вторых, в качестве главных механизмов структурообразования рассматриваются лишь механизмы продольного изгиба и расплющивания, которые совершенно искусственно перенесены из терминологии структурной геологии неметаморфизованных образований в область высокотемпературных твердопластических деформаций метаморфических горных пород, где процессы пластического течения контролируются дислокационной и диффузионной ползучестью. В силу этого игнорируется эффект разноградиентного сдвигового течения в метаморфических горных породах, который может приводить к резкой гетерогенности развития структурных форм даже в пределах однородных по характеру расчлененности и составу, а следовательно, и по реологическим свойствам образований.

В-третьих, представление о том, что структурообразование высокометаморфизованных комплексов начинается с формирования систем прямых складок, приводящих к площадному развитию первой крутоориентированной сланцеватости, не находит подтверждения в природе. Если наблюдения за положением сланцеватости в структуре изоклинальных складок проводятся в супракрустальных комплексах, то обычно невозможно прийти к какому-то единственному решению. Часто в складках одной и той же генерации можно видеть двойное положение сланцеватости — изогнутой в области замка и развивающейся параллельно осевой плоскости, а также развитой либо только параллельно изгибу замков, либо только параллельно осевым плоскостям этих складок. Обычно это зависит от состава горизонтов, деформированных в складки, и от того, как широко в породах развиты слюды и другие минералы, которые наиболее контрастно выявляют положение кристаллизационной сланцеватости. Изучение структуры древних магматических пород, вовлеченных в архейский тектогенез, которые по отношению к слоистым супракрустальным комплексам являются относительно структурно-изотропными телами, показывает, что первая сланцеватость в них формируется под углом  $45^\circ$  к границам крупных зон пластического сдвига, будь это зоны вертикально ориентированных сдвиговых структур или плоскости полого ориентированных надвигов. Более того, складчатые структуры при этом могут не формироваться.

И наконец, в-четвертых, обратимся к принципу подобия мелких и крупных структурных форм, которому в модели В.В. Эза и его последователей отводится универсальное значение. Согласно этому представлению, каждой мелкой складке или системам мелких складок второстепенного порядка должны соответствовать крупные складки, которые обычно невозможно закартировать из-за развития вторичной метаморфической полосчатости, которая представлена чередованием новообразованных субпараллельных тел разного состава, напоминающих первичную слоистость [168]. Мы не отрицаем существование таких явлений в метаморфических комплексах, а лишь хотим подчеркнуть, что в различных регионах докембрия такие процессы развиты в различных масштабах. Там, где отсутствует активная площадная гранитизация, метаморфизм лишь усиливает контрастность первичной расчлененности, будь она первично-магматическая или первично-осадочная. Что касается невозможности формирования мелких спорадически развитых складок без возникновения крупных складок этой же генерации, то наиболее удобными для понимания этого явления оказываются магматические тела, участ-

вующие в архейском тектогенезе совместно с вмещающими их супракрустальными комплексами. В них часто можно наблюдать именно "внутрислоевую" локально развитую мелкую складчатость, не имеющую соседних сопряженных пар, которая деформирует плоскости первой (для этих тел) кристаллизационной сланцеватости, развитие которой внутри массивных слабо деформированных зонностей ограничено зонами пластического сдвига [33]. Никаких крупных складчатых форм, которые приводили бы к "сдвиганию" внутренней кумулятивной полосчатости магматического тела, при этом не существует. Это означает, что принцип подобия мелких и крупных складок не универсален, а следовательно, должен быть применен к каждой конкретной ситуации с известной долей условности. По-видимому, именно представления об универсальности принципа подобия мелких и крупных форм привели к тому, что сторонники этой точки зрения, характеризуя главные черты структурного развития докембрийских регионов, никогда не упоминали о латеральной структурной зональности, которая является одной из характерных особенностей тектоники областей глубокого докембрия.

Вторая точка зрения рассматривает сланцеватость метаморфических горных пород как унаследованную дометаморфическую структуру, которая генетически связана с закономерной ориентировкой частиц исходного осадка. Такая кристаллизационная сланцеватость формируется, по-видимому, в условиях метаморфизма погружения и обнаруживает строгую параллельность со слоистостью. В условиях повышения температур ориентированные в процессе седиментации глинистые частицы замещаются слоистыми более высокотемпературными образованиями, которые наследуют структуру глинистых частиц. Обзор этой концепции был детально сделан О.М. Розеном, который считал, что разработка принципов диагностики генезиса сланцеватости должна стать одной из кардинальных задач структурной геологии докембрия. Соглашаясь с этим выводом, стоит отметить, что существование дометаморфических плоскопараллельных текстур особенно в глинистых осадках, которые могут выступать как унаследованные признаки при формировании кристаллизационной сланцеватости, само по себе не вызывает сомнений. Однако постоянное присутствие кристаллизационной сланцеватости в деформированных метаморфизованных породах заведомо неосадочной природы, скажем, в метабазах с реликтами "подушечных текстур", в деформированных гранитах, метагабброидах и т.д. присутствие предпочтительных ориентировок минералов, формирующих кристаллизационную сланцеватость, и множество других признаков указывают бесспорно на ее деформационную природу.

Третья точка зрения, основанная на экспериментальном моделировании процессов складкообразования в применении к условиям метаморфогенной дилатации, предполагает, что в ограниченном сверху и по бокам объеме горных пород увеличение объема за счет флюидов  $H_2O$  и  $CO_2$  приводит к формированию вертикальной структурной зональности, которая выражена в развитии пологой сланцеватости и лежащих изоклинальных складок в нижних объемах и крутоориентированного кливажа в верхних горизонтах [29]. В условиях прогрессивного развития процесс дилатации сменяется сначала режимом линейной, а затем купольной адвекции.

Четвертая точка зрения, базирующаяся как на экспериментальном моделировании, так и на изучении природных объектов, предполагает существование разноградиентных сдвиговых потоков, формирующих вертикальную и горизонтальную тектоническую расслоенность больших объемов метаморфических толщ [93]. По сути дела, представления В.М. Миллера во многом перекликаются с проведенными Е.И. Паталахой [102] фундаментальными исследованиями особенностей структурообразования с позиций ламинарного течения, которое рассматривалось как течение, ориентированное под большим углом к слоистой структуре. В условиях эксперимента на многослойной модели из канифоли Ю.В. Миллеру удалось воспроизвести послойное сдвиговое разноградиентное

течение, в результате которого была сформирована *a*-линейность, ориентированная параллельно направлению растяжения материала, и серия асимметричных складок с шарнирами, расположенными перпендикулярно направлению течения [93]. Было отмечено также, что на ранней стадии течения кливаж располагался параллельно слоистости, в то время как на поздних стадиях он оказался ориентированным параллельно осевым плоскостям асимметричных складок, которые были сформированы в условиях продольного растяжения слоистой пачки при вращательном разноградиентном сдвиговом течении. Главные структурные парагенезисы, описанные Ю.В. Миллером на примере экспериментально воспроизведенного субслоистого течения, оказываются, широко развиты в природе — в областях высокометаморфизованных архейских образований, вовлеченных в глубинное покровообразование. Особенности структурообразования в областях развития древних тектонических покровов будут рассмотрены нами ниже.

Анализируя основные позиции всех перечисленных выше представлений о структуре и характере тектонической расслоенности метаморфических комплексов, мы хотели бы подчеркнуть, что ни в одну из этих концепций не вошло рассмотрение латеральной структурной зональности, хотя в общем виде элементы такого подхода можно обнаружить в недавних работах Ю.В. Миллера [92].

В последние годы полевые исследования докембрийских регионов принесли многочисленные доказательства того, что наиболее типичные структурные ансамбли глубоко метаморфизованных образований были сформированы горизонтальными движениями [181, 229, 252].

Как известно, в пределах распространения докембрийских комплексов выделяется два основных типа областей: высокометаморфизованные (или гранулитогнейсовые зоны) и гранит-зеленокаменные области. Эти два типа областей, по существу, и определяют крупные латеральные неоднородности архейской литосферы. В свою очередь, в пределах этих областей существует латеральная структурная зональность, которая является отражением сложных и многостадийных процессов тектогенеза, протекавшего в глубинных горизонтах протоконтинентальной коры и верхней мантии на ранних стадиях развития Земли.

Исследование этих сложных структур докембрийских метаморфических толщ обычно осуществляется комплексными методами. Эти методы включают тектоническое районирование областей докембрия, выявление структурных доменов с помощью детального геолого-структурного картирования, изучение последовательности деформаций и метаморфических явлений, структурный и микроструктурный анализ. Более глубокое понимание генетических аспектов структурообразования в метаморфических комплексах стало возможным с приходом в геологию методов электронной микроскопии, которая помогает рассматривать дислокационную структуру деформированных минералов с позиций материаловедения и физической металлургии. Все эти методы описаны в многочисленных публикациях, а частично их можно найти в приведенном списке литературы. Необходимо подчеркнуть, что изучение генетических аспектов структурообразования наиболее целесообразно проводить с помощью исследования деформаций в магматических телах, которые благодаря своей относительно первично изотропной структуре выступают как более надежные маркеры деформаций, чем супракристалльные высокоанизотропные породы.

#### *Структура высокометаморфизованных (гранулитогнейсовых) областей*

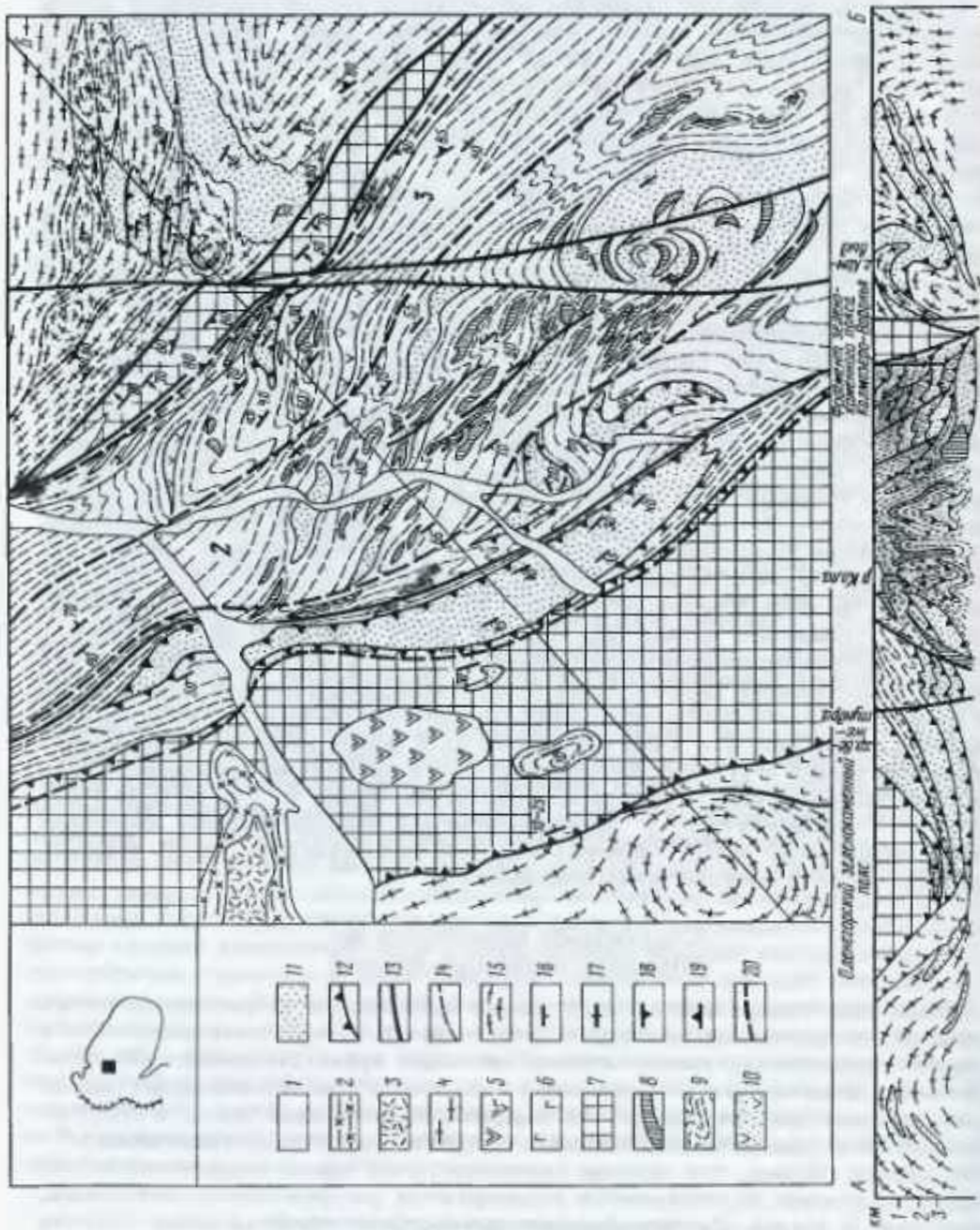
В качестве модели формирования латеральной структурной зональности в пределах высокометаморфизованных областей докембрия мы рассмотрим Центранокольскую зону и ограничивающие ее зеленокаменные пояса восточной части Балтийского щита (рис. 48).

Центральнокольская зона сложена породами чарнокитовой серии с возрастом древнее 2,9 млрд лет [31] и супракрустальными образованиями кольской серии с возрастом древнее 2,7—2,6 млрд лет [114].

Породы чарнокитового комплекса представлены единой расслоенной серией первично-магматических пород: пироксенит-габбро-норит, кварцевый диорит-тоналит-плагногранит, которые, как мы предполагаем, могли возникнуть путем частичного плавления древнейшей базитовой оболочки Земли [83, 84]. Породы кольской серии представлены типичными для архея супракрустальными образованиями, среди которых выделяются гранат-биотитовые, гиперстен-гранат-кордиеритовые, силлиманит-гранат-кордиеритовые, силлиманит-гранат-биотитовые гнейсы, метаморфизованные в условиях гранулитовой фации. Породы чарнокитовой серии также метаморфизованы и гранитизированы в условиях гранулитовой фации, образуя широкую гамму петрографических разновидностей — мезократовые кристаллосланцы, метапироксениты, собственно эндербиты, чарнокиты, отдельные тела плагноклазитов и плагногранитов. На рис. 48 приведена схема латеральной структурной зональности, обнаруженной в породах чарнокитовой серии и глиноземистых гнейсах кольской серии, распространение которых ограничено позднеархейскими зеленокаменными поясами: на юго-западе Оленегорским и северо-востоке Колмозеро-Вороньинским. Породы раннеархейского основания характеризуются симметричной структурной зональностью относительно зеленокаменных поясов. Зоны 1 и 3 представляют собой область развития покровно-чешуйчатых структур, полого погружающихся в направлении осевых зон зеленокаменных поясов. В зоне 1 покровно-чешуйчатые структуры наименее изменены более поздними процессами, в то время как в зоне 3 установлены лишь только реликты чешуйчато-надвиговых структур. Это объясняется тем, что здесь проходит зона более позднего Мурманского сдвига, по которому проводят обычно южную границу Мурманского блока. Зона влияния сдвига на породы зеленокаменного пояса Колмозеро-Воронья и Центральнокольской зоны довольно обширна. С ней связано формирование крутоориентированной кристаллизационной сланцеватости и зон бластомилонитов, сопровождающихся перекристаллизацией материала в условиях амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фации, которые затушевывают ранние покровные структуры, формировавшиеся в условиях метаморфизма гранулитовой фации. "Снимая" эти поздние деформации, видно, что структурный стиль зон 1 и 3 свидетельствует о твердопластическом течении корового материала путем перемещений его от корневых областей зеленокаменных поясов к осевой зоне Центральнокольского "микроконтинента".

#### *Структурные парагенезисы зон глубинного покровообразования*

Рассмотрим теперь главные структурные парагенезисы покровно-чешуйчатых областей, которые свидетельствуют о горизонтальной тектонической расслоенности корового вещества на ранних стадиях эволюции протоконтинентальной коры. Наиболее детально в этом отношении в зоне 1 нами была изучена Вежтундровская пластина (рис. 49), сложенная породами чарнокитовой серии, в строении которой преимущественным развитием пользуются эндербиты, составляющие 60—70% общего объема. Эти породы характеризуются неясно выраженной полосчатостью, которая подчеркивается неоднородным распределением плагноклаза, гиперстена и кварца. Двупироксеновые плагносланцы, представленные тонкими полосами или довольно мощными пластами, чередующимися с эндербитами, составляют 30—35% общего объема чарнокитовой серии. Метапироксениты развиты в резкоподчиненных количествах (5%), образуя серию будинообразных тел, смещенных относительно друг друга по простиранию метаморфической полосчатости и кристаллизационной сланцеватости. Наиболее типичной особенностью





строения пластины является ее структурная гетерогенность. В пределах Вежетундровской пластины чарнокитовой серии мы выделяем три структурных домена, которые приурочены к фронтальной, центральной и тыловой зоне пластины.

Наиболее ранние этапы деформации были установлены в тыловой зоне пластины. Они представлены мелкими лежащими изоклинальными складками  $F_1$ , мощность замковых частей которых во много раз превосходит такую же на их крыльях. Шарниры складок  $F_1$  ориентированы под углом 10—15° к линии транспорта Вежетундровской пластины, в то время как их осевые плоскости параллельны плоскости ее подошвы. Наиболее яркой особенностью внутреннего строения тыловой зоны Вежетундровской пластины является присутствие здесь  $a$ -линейности ( $L_1$ ), выраженной в предпочтительной ориентировке удлиненных зерен кварца, которая в метаморфических комплексах встречается довольно редко.

Более широким развитием пользуются складки  $F_2$ , которые отмечаются во всех трех структурных доменах, выделенных внутри пластины. Складки  $F_2$  представлены асимметричными мелкими формами с правосторонним узором, размеры которых не превышают первых десятков метров. Параллельно шарнирам  $F_2$  развита минеральная линейность  $L_2$ , выраженная в ориентировке кварца, коричневой роговой обманки, агрегатных скоплений пироксена. Шарниры складок и минеральная линейность ориентированы субгоризонтально в направлении, перпендикулярном к линии транспорта пластины. По своему структурному положению линейность  $L_2$  принадлежит к  $a$ -линейности.

Длинные крылья складок  $F_2$  субпараллельны плоскости подошвы пластины, а короткие крылья обнаруживают более крутые падения по отношению к положению плоскости подошвы пластины. Вдоль осевых плоскостей  $F_2$  отмечаются зоны локальных надвигов, которые смещают антиформные части замков в область фронтальной части Вежетундровской пластины. Синформные зоны складок  $F_2$  при этом располагаются ниже подошвы локальных надвигов. Обычно такие зоны насыщены гиперстен-кварц-плагноклазовым материалом, причудливо затекающим в замковые части складок  $F_2$ .

Распределение складок  $F_2$  в пределах Вежетундровской пластины неоднородно, так же как и неоднородно развитие линейности даже в породах одного и того же состава. Складки  $F_2$  сосредоточены главным образом во фронтальной зоне Вежетундровской пластины, менее интенсивно они проявлены в центральной части пластины, а в тыловой части — их количество минимально. Во фронтальной зоне пластины наблюдается буквально нагромождение структур  $F_2$  мелкого и среднего масштаба, которые формируют здесь своеобразные зоны сгущения энтербитового материала. В этой зоне закартирована крупная лежащая антиформная складка  $F_2$ , ядро которой представляет собой зону нагромождения мелких складок  $F_2$ , образующих типичные структуры "замок в замке". Среди этого обилия мелких складок, находящихся в сложных структурных соотношениях,

Рис. 48. Структурная схема Центральновольской зоны

1 — четвертичные отложения; 2, 3 — раннепротерозойская гранит-зеленокаменная область; 2 — двуслоевые граниты и гранитоидеисы, 3 — метабазалты; 4—7 — позднеархейские гранит-зеленокаменные системы; 4 — плагно и плагномикроклиновые граниты и гранитоидеисы, 5 — габбро-перидотитовый массив Гремяха-Вырмес, 6 — габбро-анортозиты, 7 — осадочно-вулканогенные образования Оленегорского и Колмозеро-Воронинского зеленокаменных поясов; 8—11 — высокометаморфизованная раннеархейская гранулитогнейсовая область; 8 — плагно и плагномикроклиновые граниты, 9 — глиноземистые гнейсы кольцевой серии, 10 — амфиболиты, 11 — породы чарнокитовой серии; 12—20 — структурные элементы: 12 — границы надвиговых зон и тектонических покровов, 13 — зоны крутоориентированных сдвигов, 14 — зоны вторичного расщепления в условиях дивергенции амфиболитовой фации, 15—17 — ориентировка метаморфической полосчатости (15) — сланцеватости (16 — наклонная, 17 — вертикальная), 18, 19 — ориентировка зон вторичного расщепления (18 — наклонная, 19 — вертикальная), 20 — границы структурных зон. 1—3 — номера зон. На врезке черным квадратом обозначено местоположение района работ

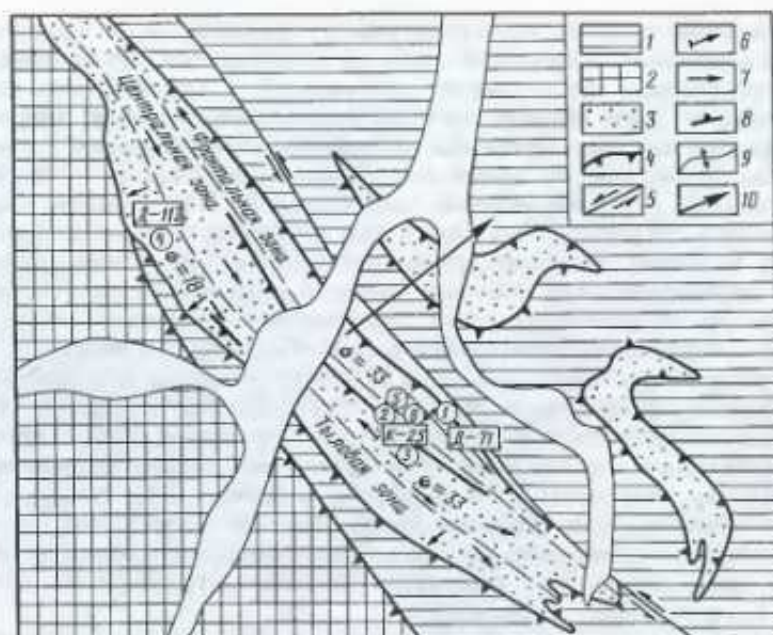


Рис. 49. Структурная схема Вежетундровской тектонической пластины

1—3 — архейские образования: 1 — глиноземистые гнейсы кольцевой серии, 2 — осадочно-вулканогенные образования Оленегорского зеленокаменного пояса, 3 — породы чарнокитовой серии; 4—10 — структурные элементы: 4 — границы тектонических пластин, 5 — зоны сдвигов, 6 — ориентировка шарниров складок  $F_2$  (углы падения 5—20°), 7 — ориентировка  $\alpha$ - и  $\epsilon$ -линейности кварца (углы падения  $\alpha$ -линейности 20—40°,  $\epsilon$ -линейности 5—10°), 8 — направление падения пластины (угол падения 40°), 9 — оси антиформы  $F_1$ , 10 — направление перемещения Вежетундровской пластины. Номера образцов, отобранных для микроструктурного анализа, расположены внутри прямоугольников. Цифры в кружочках соответствуют номерам образцов, по которым производился микроструктурный анализ, представленный на рис. 50

почти невозможно оценить, присутствуют ли здесь складки  $F_1$  и складки  $F_2$  или только складки  $F_2$ , создающие ложную картину наложения двух складчатых систем за счет постоянного нагнетения твердопластичного материала во фронтальные области пластины. Кроме того, во фронтальной зоне пластины отмечается высокая концентрация продуктов частичного плавления энтербитов, которые представлены телами плагноклазитов и многочисленными жилами гиперстен-кварц-плагноклазового и кварц-плагноклазового материала.

В подошве пластины развита зона высокотемпературных бластомилонитов, которые охватывают как нижние горизонты Вежетундровской пластины, так и верхние части нижележащей пластины, сложенной породами кольцевой серии. Присутствие в структуре мезостаза бластомилонитов высокопиропитых гранатов в ассоциации с высокотитанистым коричневым биотитом, буро-коричневой роговой обманкой, плагноклазом и кварцем свидетельствует о развитии этих тектонитов в условиях метаморфизма гранулитовой фации. В зоне бластомилонитов отмечается весьма совершенная предпочтительная ориентировка лентиккулярного кварца в субгоризонтальном направлении почти перпендикулярно к линии транспорта Вежетундровской пластины или под углом 10—20° к ней.

Согласно теоретическим моделям надвиговых зон в породах, вовлеченных в надвигообразование, можно ожидать широкое развитие линейных текстур, ориентированных параллельно направлению тектонического транспорта. В пределах Вежетундровской пластины наблюдается очень сложная картина в распределении

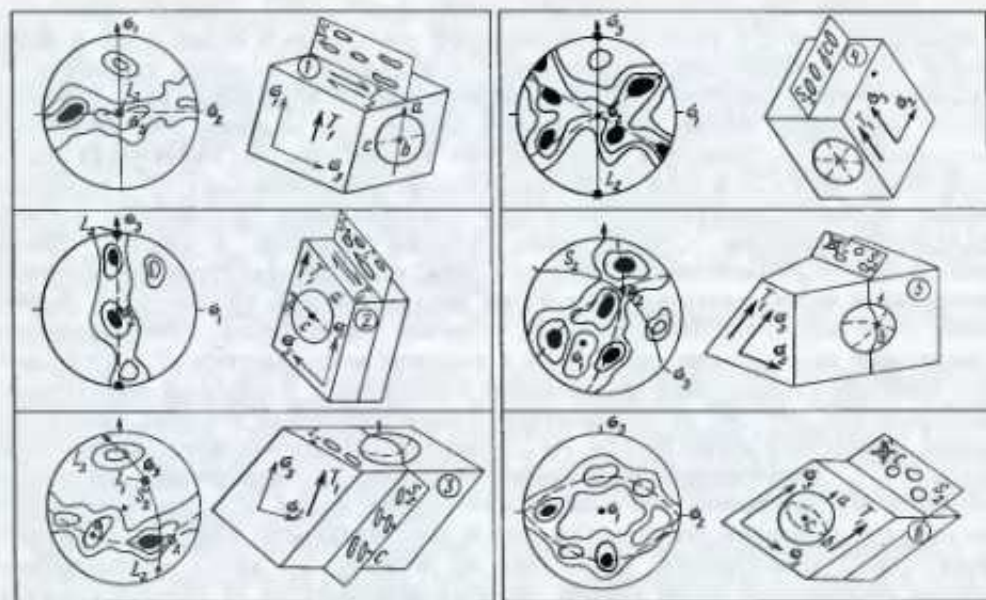


Рис. 50. Микроструктурный анализ  $c$ -осей кварца из эндрбитов Везгундровской пластины для образцов, расположенных во фронтальной (1, 5, 6), центральной (2, 3) и тыловой (4) зонах пластины

линейных ориентировок. В тыловой зоне проявлена  $a$ -линейность, ориентировка которой близко параллельна линии транспорта пластины, в то время как в подошве пластины развиты сильнодеформированные породы, превращенные в бластомилониты, с типичной  $a$ -линейностью, расположенной перпендикулярно к направлению перемещения пластины. Во фронтальной и центральной зонах, где широко проявлена складчатость  $F_2$ , линейность по кварцу представлена  $e$ -типом, но распределение ее по площади крайне неоднородно. Существуют участки эндрбитов, в которых зерна кварца имеют изометричную форму и на первый взгляд кажутся совсем недеформированными, хотя в этих же породах отмечается интенсивное развитие складок  $F_2$ . Для выяснения природы этой неоднородности в развитии линейных ориентировок кварца нами был предпринят микроструктурный анализ кварца.

Вкrest простираия Везгундровской пластины была отобрана серия ориентированных шлифов таким образом, чтобы охарактеризовать предпочтительные ориентировки кварца в зонах структурной неоднородности — фронтальной, центральной и тыловой. Результаты микроструктурного анализа сведены на рис. 50. Здесь мы даем наиболее характерные узоры  $c$ -осей кварца из эндрбитов, которые образуют два типа петроструктурных узоров — большедуговые и перекрестные пояса. Большедуговые пояса относятся к "призматическому" типу ориентировок, которые, согласно экспериментальным данным [205], формируются путем внутрикристаллического скольжения по грани призмы в направлениях  $c$  или  $a$  в условиях высоких температур и медленных скоростей деформации. Узоры "призматического типа" были получены в образцах, отобранных из подошвы надвиговой пластины и из ее центральной части, где широко развиты зоны локального надвигообразования (рис. 50, 1—3). На рис. 50, 1, 2 показан характер предпочтительных ориентировок  $c$ -осей кварца в подошве надвиговой пластины. Здесь удлиненные зерна кварца создают типичную  $e$ -линейность, ориентированную параллельно простираию надвиговой пластины, т.е. перпендикулярно к линии ее

транспорта. На диаграмме указаны рассчитанные нами положения осей  $\sigma_1$ ,  $\sigma_2$ ,  $\sigma_3$  (при  $\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$ ), где ось максимального растяжения в образце ( $\sigma_3$ ) ориентирована близко параллельно линейности и нормально к линии транспорта  $T_1$ . Анализ петроструктурных узоров и использование моделирования изменения формы кристалла кварца при заданных системах скольжения [64] позволяют предположить, что здесь мы имеем случай призматического скольжения по системе  $\{10\bar{1}0\} \langle a + c \rangle$ . В этом случае направление трансляции  $\langle a + c \rangle$  и удлинение кварца отражают растяжение материала в направлении, нормальном к линии транспорта пластины. Совсем иная ситуация выявлена в другом образце (рис. 50, 3) с "призматическим" узором  $c$ -осей, который характеризует структуру центральной части пластины. Здесь путем призматического скольжения в направлении  $\langle a \rangle$  или  $\langle c \rangle$  была создана типичная  $a$ -линейность, ориентированная параллельно направлению транспорта в тыловой зоне пластины. В центральной зоне пластины гораздо чаще наблюдалась  $\theta$ -линейность. Единичный максимум на диаграмме (см. рис. 50, 3) соответствует положению  $c$ -осей крупных кристаллов кварца, создающих  $\theta$ -линейность. На диаграмме они расположены под большим углом к  $\sigma_3$ , отражающей растяжение материала в направлении транспорта пластины. На диаграммах большедуговых поясов, таким образом, запечатлены два типа ориентировок, соответствующие  $a$ - и  $\theta$ -линейности. Узоры, отражающие ориентировку  $\theta$ -линейности, здесь явно не полные, так как в исследованных шлифах преобладали зерна кварца, несущие информацию об ориентировках  $a$ -линейности.

Узоры перекрестных поясов получены в шлифах, отобранных из тыловой и центральной зоны пластины, там, где энтербиты не затронуты интенсивным чешуеобразованием. Согласно экспериментальным данным, эти узоры формируются в условиях реализации призматического и ромбоэдрического скольжения в условиях высоких температур и медленных скоростей деформации. В образце (рис. 50, 4) удлинение кварца совпадает с ориентировкой, рассчитанной  $\sigma_3$ , в то время как в других образцах (рис. 50, 5, 6) кварц не обладал удлинением. Это объясняется тем, что в первом случае вклад призматического скольжения был более значительным, чем скольжение по плоскостям ромбоэдра. Во втором случае можно предполагать более активное скольжение по плоскостям ромбоэдра, которое не приводит к значительному удлинению зерен. Во всех трех образцах, характеризующихся узором "перекрестных поясов", ориентировка  $\sigma_3$  оказывается параллельной направлению транспорта пластины  $T_1$ .

Анализируя микроструктурные данные, можно сделать некоторые выводы. В пределах Вежетундровской пластины запечатлены два этапа, свидетельствующие о течении материала в субгоризонтальном направлении, причем один из них, наиболее ранний, представлен структурами растяжения —  $a$ -линейностью — в направлении перемещения пластины. Наиболее позднее растяжение материала, запечатленное в ориентировках кварца, характеризующихся  $\theta$ -линейностью, происходило в направлениях, перпендикулярных к линии транспорта пластины. Все это выявляет картину неоднородного пластического течения материала в ходе глубинного покровообразования, в результате которого на первых стадиях происходит течение в направлении перемещения пластины  $T_1$ , а затем его повторное перераспределение в латеральных направлениях, вдоль простираания пластины  $T_2$ . Как показывают полевые наблюдения,  $\theta$ -линейность, отражающая вторичное латеральное растекание пластины, концентрируется главным образом во фронтальной зоне пластины, там, где происходит максимальное скупивание материала, в то время как для тыловой зоны пластины, где растяжение материала в направлении транспорта пластины максимально, широко развита  $a$ -линейность.

Все эти выводы имеют определенные методические следствия. Главным из них является то, что процесс глубинного надвигообразования контролируется неоднородным и разнонаправленным течением вещества, характеризующим разные

стадии перемещения пластины, и что ни предпочтительные ориентировки *s*-осей кварца, ни его форма не могут быть прямо скоррелированы с направлением течения материала. Наиболее объективно с линией растяжения или течения вещества в ходе надвигообразования может быть отождествлено лишь направление скольжения, а плоскость скольжения при этом будет занимать положение, параллельное плоскостям, по которым происходит перемещение пластины.

Тектонические покровы внутри гранулитогнейсовых областей, сходные по особенностям своего строения со структурами Центральнокольской зоны, описаны в настоящее время во многих районах развития раннего докембрия. Они достаточно детально изучены в пределах Западной Гренландии, где проводилось геологическое картирование масштаба 1:100000 [185].

Как известно, древнейшие толщи Западной Гренландии состоят из различных комплексов.

Комплекс Исуа сложен супракрустальными образованиями, представленными метаморфизованными основными и ультраосновными лавами, туфами, алевролитами, пелитами, известковистыми породами, железистыми кварцитами и конгломератами с гальками кислых вулканитов. Возраст этих пород по различным методам оценивается около 3750 млн лет. В целом набор пород напоминает породные ассоциации зеленокаменных поясов.

Комплекс гнейсов Амйтсок сложен кварцево-полевошпатово-биотитовыми породами, отвечающими по составу тоналитам и трондjemитам. Именно эти образования были выделены под названием "серых гнейсов". В них содержатся многочисленные включения пород, сходных с комплексом Исуа и выделяющихся в формацию Акилиа. Это обстоятельство заставляет предполагать, что породы комплекса Исуа древнее гнейсов Амйтсок, хотя радиологический возраст последних также около 3750 млн лет. Возможно, что эти два комплекса свидетельствуют о существовании латеральных неоднородностей раннеархейской коры.

Оба комплекса прорываются дайками Амералик, по составу отвечающим толеитам, часто метаморфизованным и превращенным в амфиболиты. Они подвержены двум этапам деформаций. Первый ( $D_1$ ) из них отчетливо проявлен в породах комплекса Исуа и в гнейсах Амйтсок и его структуры сечется дайками Амералик. Второй ( $D_2$ ) охватывает все три комплекса пород, включая и дайки Амералик. Эти древние деформации сравнительно плохо изучены, так как они сохранились в виде реликтов среди более поздних. Однако изучавшие структуру гнейсов Амйтсок в районе Буксефьорда геологи [185] отмечают, что здесь развиты изоклинные складки и покровы. Эти структуры выявляются также по мелким складкам, деформациям галек в конгломератах Исуа и др.

Более молодой комплекс Малене представлен амфиболитами с прослоями метаосадочных пород (кварц-гранат-силлиманитовых, кварц-гранат-кордиеритовых сланцев). Амфиболиты образовались при метаморфизме толеитовых базальтов. С ними часто ассоциируют небольшие тела флогопитсодержащих ультраосновных пород. В основании комплекса Малене местами встречаются маломощные прослои фукситовых сланцев, которые рассматриваются как метаморфизованные коры выветривания. Возраст пород формации Малене от 3050 до 2800 млн лет [203].

Наиболее молодыми образованиями являются расслоенные анортозиты и габброиды, образующие пластовые и пластинообразные тела, особенно многочисленные в районе между Буксефьордом и фьордом Амералик. Гнейсы Амйтсок и породы комплекса Малене совместно смяты в крупные лежачие изоклинные складки, переходящие в покровы. Амплитуда этих покровов оценивается в несколько десятков километров. Здесь выделяется два этапа деформации —  $D_3$  и  $D_4$  [181, 182, 186].

Одновременно с образованием этих структур происходит внедрение известково-щелочной гранитоидной магмы (гнейсы Нук), образующей согласные со струк-

турами пластовые тела. Как установлено исследованиями изотопии свинца, подавляющая масса гнейсов Нук образована в результате плавления более древней континентальной коры [185, 229]. Возраст гнейсов Нук датирован от 3000 до 2800 млн лет. Лежачие изоклиналильные складки и покровы были деформированы в относительно пологие анти- и синформные складки. Все это и создает очень сложную покровно-складчатую картину высокометаморфизованного древнего блока Западной Гренландии.

Формирование структур этого района происходило в обстановке неоднократного сжатия и надвигообразования относительно тонких пластин коры. В покровах нигде не выявлены блоки типично мантийных пород. Надвиги и лежачие изоклиналильные складки формировались в условиях пластичного течения вещества горных пород. Амплитуды отдельных покровов, когда это удастся выявить, не велики и не превышают несколько десятков километров [181, 186].

#### *Механизмы пластического течения и оценка параметров деформации в зонах глубинного покровообразования*

В условиях высокотемпературных деформаций связанное пластическое течение горных пород может быть охарактеризовано с позиций пластичности составляющих его минеральных фаз. Поскольку не все минералы обладают одинаковой степенью пластичности в разных диапазонах температур, давлений и скоростей деформации, с известной степенью условности оценить механизмы пластического течения можно путем изучения тех минеральных фаз, которые преобладают в породе и пластические свойства которых вносят вклад в общее течение. В энтербитах, на примере которых мы рассматривали главные структурные парагенезисы, формирующиеся в ходе глубинного покровообразования, присутствуют, %: плагиоклаз 45—70, кварц 20—40, ортопироксен 1—18, клинопироксен 0—10, биотит 1—5 и амфибол 0—3. С точки зрения количественного преобладания пластические свойства плагиоклаза и кварца наиболее полно будут характеризовать стиль пластического течения древних коровых горизонтов. В качестве своеобразного маркера процессов пластического течения мы использовали кварц, пластические свойства которого сейчас наиболее широко изучены экспериментально.

Изучение микроструктуры кварца в оптическом микроскопе показало, что в энтербитах присутствуют две морфоструктурные генерации кварца. Кварц первой генерации представлен крупными зернами (0,5—1 см), характеризующимися различной степенью удлинения. В нем отмечаются типичные структуры полос излома и зоны хаотического волнистого погасания, свидетельствующие о деформации его кристаллической решетки. Для кварца первой генерации характерны также субзеренные структуры, свидетельствующие о незначительной динамической рекристаллизации. Кварц второй генерации представлен мелкими зернами (0,2—0,5 мм), свободными от деформаций, которые концентрируются по периферии крупных зерен первой генерации. Все эти признаки наряду с предпочтительными ориентировками *c*-осей указывают на деформацию этого минерала путем внутрискристаллической трансляции, которая сопровождалась незначительной динамической рекристаллизацией. Дополнительные данные были получены путем исследования протравленных образцов кварца под электронным микроскопом.

Поскольку в специальной работе [34] изложены детали подготовки образцов для исследования и рассмотрен характер дислокационных структур кварца, здесь мы лишь кратко суммируем основные результаты этих исследований. В крупных кристаллах кварца первой генерации в сечениях, близких к плоскости  $\{10\bar{1}0\}$ , были выявлены четкие ямки травления, характеризующиеся вытянутостью в трех кристаллографических направлениях *a*, *c* и *a* + *c*, что подтверждает выводы о формировании предпочтительных ориентировок кварца путем

призматического скольжения, которые были сделаны на основе микроструктурного анализа. Во всех препаратах были выявлены следы динамической рекристаллизации. Помимо призматических субзерен, ограниченных плоскостями рациональных индексов, в большом количестве встречаются субзерна, границы которых ориентированы в иррациональных кристаллографических направлениях. В местах скопления дислокаций отмечаются зародыши рекристаллизованных необласт, которые резориентированы по отношению к материнским зернам. Часто рекристаллизованные зерна располагаются на пересечении субзерен, которые формируют отдельные дислокационные слои или ленты.

Наиболее яркой особенностью образцов кварца из эндрбитов является широкое развитие в нем структур, свидетельствующих о переползании дислокаций, в ходе которого формируются многочисленные дислокационные петли. Кроме того, высокая плотность свободных дислокаций, наличие субзерен, отделенных друг от друга дислокационными сетками, являются дополнительным доказательством того, что пластическая деформация кварца протекала в условиях высокотемпературной ползучести. Совокупность всех данных по дислокационному строению кварца свидетельствует о том, что образцы эндрбитов испытали твердопластическое течение в условиях установившейся ползучести, когда дислокационные процессы восстановления существенно преобладали над процессами динамической рекристаллизации.

Особый интерес представляют оценки параметров деформации в ходе глубинного покровообразования. В геологии широко бытует представление о том, что остаточные деформации, которые залечены в метаморфических породах, формируются в условиях высоких тектонических напряжений. Однако такие представления, которые довольно широко изобилуют в геологической литературе, находятся в полном противоречии с экспериментальными данными, которые указывают, что напряжения резко растут только до достижения точки "текущей" материала. Резкое воздымание кривой "напряжение—деформация" в этой точке сменяется ее пологим простиранем, которое указывает на то, что в процессе установившегося течения деформация растет, а напряжения при этом почти не увеличиваются.

Оценки величин палеонапряжений, скорости деформации и динамической вязкости были рассчитаны нами по хорошо известным в материаловедении уравнениям, в основу которых были положены характеристики плотностей свободных дислокаций и размеров субзерен, полученные нами с помощью электронной микроскопии:  $\sigma = l\mu b/d^n$ ;  $\sigma = k\mu b\rho^n$  и  $\dot{\epsilon} = \sigma^n A_{\text{exp}}(-Q/RT)$ ;  $\eta = \tau/\dot{\epsilon}$ , где  $\sigma$  — напряжение ( $\sigma_1$  —  $\sigma_3$ );  $d$  — размер субзерен;  $\rho$  — плотность свободных дислокаций;  $b$  — вектор Бюргерса;  $\mu$  — модуль сдвига;  $\dot{\epsilon}$  — скорость деформации;  $Q$  — величина объемной диффузии;  $\eta$  — вязкость;  $l, k, v, u, A$  — константы, зависящие от свойств материала, скорости деформации и механизма деформации;  $R$  — газовая постоянная;  $T$  — температура. Для расчетов были использованы следующие значения констант:  $k = 2$ ,  $\mu = 3$ ,  $\sigma = 3 \cdot 10^5$  бар,  $u = 1/2$ ,  $b = 5,16 \cdot 10^{-8}$  см,  $l = 12$ ,  $v = 3/2$  при  $Q = 60$  или  $90$  ккал/моль. В табл. 3, а, б приведены значения параметров деформации, рассчитанные по трем образцам, отобраным в подошве пластины в ее фронтальной (обр. Д-71), центральной (обр. К-25) и тыловой (обр. Д-113) частях. Максимальные значения напряжений (рассчитанные по величине  $\rho$ ) 330 бар характерны для фронтальной зоны пластины, в то время как в центральной зоне она составляет 233 и 180 бар — в тыловой зоне (табл. 3, а). Такой же порядок характерен для величин  $\sigma$ , рассчитанных по размерам субзерен, бар: 111 — во фронтальной, 95 — в центральной и 87 — в тыловой зонах (табл. 3, б).

Оценки скорости деформации указывает на очень медленное разноградиентное течение горных пород. Так же как и в случае распределения величин  $\sigma$ , скорости деформации неравнозначны в разных структурных доменах. В общем виде величины скоростей деформации соотносятся как 3:2:1 или 2,5:1,5:1 — во фронтальной, центральной и тыловой зонах.

Таблица 3. Параметры деформации архейских эдербитов Кольского полуострова

Образец	$\rho$ , см <sup>-2</sup>	$\sigma$ , бар	При $Q = 60$ ккал/моль		При $Q = 90$ ккал/моль	
			$\epsilon'$ , с <sup>-1</sup>	$\eta$ , П	$\epsilon'$ , с <sup>-1</sup>	$\eta$ , П
Д-71	$10^6$	330	$2 \cdot 10^{-12}$	$1,7 \cdot 10^{17}$	$2 \cdot 10^{-18}$	$1,7 \cdot 10^{23}$
К-25	$5 \cdot 10^7$	233	$5,6 \cdot 10^{-12}$	$4,1 \cdot 10^{18}$	$5,6 \cdot 10^{-19}$	$4,1 \cdot 10^{24}$
Д-113	$3 \cdot 10^7$	180	$2,5 \cdot 10^{-13}$	$7,2 \cdot 10^{18}$	$2,5 \cdot 10^{-19}$	$7,2 \cdot 10^{24}$

б

Образец	$\sigma$ , мкм	$\sigma$ , бар	$\epsilon'$ , с <sup>-1</sup>	$\eta$ , П	$\epsilon'$ , с <sup>-1</sup>	$\eta$ , П
Д-71	18	111	$5,1 \cdot 10^{-14}$	$2,2 \cdot 10^{18}$	$5,1 \cdot 10^{-20}$	$2,2 \cdot 10^{25}$
К-25	21	95	$3 \cdot 10^{-14}$	$3,2 \cdot 10^{19}$	$3 \cdot 10^{-20}$	$3,2 \cdot 10^{25}$
Д-113	23	87	$2,3 \cdot 10^{-14}$	$3,8 \cdot 10^{19}$	$2,3 \cdot 10^{-20}$	$3,8 \cdot 10^{25}$

тальной, центральной и тыловой зонах пластины соответственно. Порядок скоростей деформации  $10^{-12}$ — $10^{-14}$  и  $10^{-18}$ — $10^{-20}$  с<sup>-1</sup> для величины  $Q = 60$  и  $90$  ккал/моль соответственно.

Оценка вязкости также обнаруживает вариации в различных зонах пластины: минимальные значения характерны для фронтальной зоны пластины, максимальные — для центральной и тыловой зон. Порядок величины  $\eta = 10^{17}$ — $10^{19}$  П (при  $Q = 60$  ккал/моль) и  $\eta = 10^{23}$ — $10^{25}$  П (при  $Q = 90$  ккал/моль).

В целом анализ параметров деформации, рассчитанный по дислокационным структурам кварца, показывает, что в зонах глубинного покровообразования, где деформация пород протекает в условиях высокотемпературной ползучести, напряжения не были большими — они не превышали нескольких десятков — первых сотен бар. Но даже при таких небольших напряжениях в породах развивались большие деформации, которые контролировались высокой степенью разогрева протоконтинентальной коры на ранних стадиях ее развития. Перемещение "горячих" коровых пластин происходило в режиме горизонтального разноградиентного медленного сдвигового течения, вследствие которого формировалась крупномасштабная тектоническая расслоенность нижних горизонтов коры. Как результат разноградиентного течения, неоднородной динамической вязкости в ходе глубинного покровообразования возникла широкая гамма латеральных структурно-текстурных неоднородностей, которая отчетливо выявляется даже в пределах одной тектонической пластины. Поскольку движение глубинных коровых пластин не бесконечно, одной из важных проблем в связи с этим выступает размещение и перераспределение корового вещества в местах его максимального сгущения.

#### Структурные парагенезисы зон сгущения

На структурной схеме (см. рис. 48) в центральной части крупного сегмента, представленного высокометаморфизованными образованиями раннего архея, нами выделена зона 2, структура которой резко отличается от таковой в зонах 1 и 3, непосредственно прилегающих к зеленокаменным поясам, которые ограничивают этот свалический сегмент на юго-западе и северо-востоке. Зона 2 сложена теми же породами чарнокитовой и кольской серий, метаморфизованными в условиях гранулитовой фации. В этой зоне дивергентное расположение покровно-чешуйчатых структур, которые в зоне 1 погружаются на юго-запад, а в зоне 3 — на северо-восток, сменяется складчатым поясом, ориентированным в северо-западном направлении. В строении этого пояса принимают участие средне- и мелкомас-



штабные складки нескольких генераций с крутоориентированными осевыми плоскостями. Шарниры ранних складок, которые мы сопоставляем со складками  $F_1$  и  $F_2$ , широко развиты в зоне развития покровов, находятся в повторно деформированном положении. Все элементы структурных парагенезисов этих складок подчинены элементам строения крутоориентированных более поздних складок  $F_3$ , которые выявляются при площадном картировании. Для складок  $F_3$  характерны крутоориентированные шарниры и субвертикальные осевые плоскости, вдоль которых развито большое количество жил и отдельных тел плагио- и плагиомикроклиновых гранитов. В центральной части этого складчатого пояса развита крупная Волшепахская кольцевая структура, которая, по данным И.К. Кацура, является структурой вращения —  $F_4$ , сформированной в условиях метаморфизма гранулитовой фации. На западе и востоке границы кольцевой структуры осложнены двумя магистральными крутоориентированными разломами северо-западного и северо-восточного простирания, которые приводят к хрупкому разрушению метаморфических пород с образованием катаклазитов и тектонических брекчий.

Переходная зона от покровно-чешуйчатых структур к крутоориентированному складчатому поясу характеризуется постепенной сменой углов падения плоскостных элементов — метаморфической полосчатости и кристаллизационной сланцеватости, тектонических границ между комплексом пород чарнокитовой и кольской серий. Там, где это позволяет наблюдать обнаженность, зоны покровно-чешуйчатых структур отделяются от складчатого пояса зоной крутоориентированных пластических сдвигов северо-западного простирания, к которым также приурочено обилие мелких жил и крупных тел плагио- и плагиомикроклиновых гранитов. В более позднюю эпоху структурообразования вдоль этих пластических сдвигов были развиты бластомилониты амфиболитовой фации, которые сформировали узкие линзовидные тела двуслюдяных динамосланцев, наложенных на породы чарнокитовой и кольской серий и на насыщающие их граниты.

Структурная позиция зоны 2 позволяет нам предположить, что этот складчатый пояс является своеобразной тектонической зоной, где происходит внутрикоровое перераспределение материала, двигавшегося во встречных направлениях от областей зеленокаменных поясов в осевую часть высокометаморфизованного блока ("микроконтинента"), сложенного породами раннеархейского основания. Таким образом, структура высокометаморфизованных регионов обнаруживает крупномасштабную латеральную зональность, которая была сформирована в процессе единого тектонометаморфического цикла. Природу этой зональности можно понять, рассмотрев взаимодействие гранит-зеленокаменных областей с высокометаморфизованными областями во времени и пространстве.

### *Структура гранит-зеленокаменных областей*

Структура гранит-зеленокаменных областей в настоящее время хорошо изучена во многих регионах мира. Наиболее классическим в этом отношении является зеленокаменный пояс Барбертон (Южная Африка), структура которого является результатом полифазной архейской тектоники, проходившей в режиме покровообразования [252]. В этом поясе выделено две фазы надвигообразования —  $D_1$  и  $D_2$ , в течение которых произошло субгоризонтальное тектоническое расслоение и "перетасовка" первоначально стратифицированных супракрустальных комплексов. Внутренняя структура тектонических покровов повторно деформирована в течение более поздних деформаций этапа  $D_3$  и  $D_4$ . В общем виде в структуре пояса Барбертон запечатлено два крупных тектонических эпизода, ранний из которых свидетельствует о горизонтальных тектонических движениях ( $D_1$ – $D_2$ ), а поздний выражен в формировании субвертикальной складчатости ( $D_3$ – $D_4$ ).

Другой тип структурного развития зеленокаменных поясов можно проследить на Большезерско-Хедозерской структуре Карельской гранит-зеленокаменной области

[92], где на ранних этапах формируется крутоориентированная сланцеватость, деформированная в резко асимметричные крутошарнирные складки, характерные для областей вертикального течения материала. Второй тектонический эпизод приводит к формированию гранитогнейсовых куполов, заполняющих межтрово́вые пространства, которое приводит к появлению в троговых комплексах краевой структурно-метаморфической зональности [92]. В процессе структурно-метаморфической переработки, связанной с гранитогнейсовыми куполами, зеленокаменные пояса приобретают резко асимметричное строение. Возможно, что аналогичные деформации существовали и в поясе Барбертон, но позднее они оказались затушеваны более поздними структурами.

Согласно концепции В.С. Федоровского [157], структуры гранитогнейсовых куполов и зеленокаменных поясов выступают в качестве единого тектонического парагенезиса, причем формирование гранитогнейсовых куполов, обрамляющих пояса, оказывается возможным при наличии водосодержащих осадков (шельфовый комплекс), перекрывающих породы синэлювийского основания, на котором происходит заложение зеленокаменных прогибов.

Подобные структуры зеленокаменных поясов известны и на Кольском полуострове. Это Оленегорский зеленокаменный пояс, расположенный в юго-западном обрамлении Центральнокольской зоны, и зеленокаменный пояс Колмозеро-Воронья, отделяющий высокометаморфизованные породы Центральнокольской зоны от Мурманского блока. Эти два зеленокаменных пояса рассматриваются нами как позднеархейские троговые структуры, образовавшиеся в результате растяжения раннеархейского тоналитового фундамента, представленного сейчас породами чернокитового комплекса, ассоциирующих с глиноземистыми гнейсами кольской серии.

Оленегорский зеленокаменный пояс представляет собой крупный трог, заполненный главным образом осадочно-вулканогенными образованиями, где преобладают средние и кислые вулканиты, которые насыщены небольшими телами габброидов, габбро-перидотитов и крупным телом габбро-анортозитов Монче-Волчьих-Чуна-тундр. Этот пояс представлял собой широкий прогиб, выполненный терригенно-вулканогенным материалом, что свидетельствует о его неглубоком заложении. Ширина этого пояса 40 км, длина более 150 км. Зеленокаменный пояс Колмозеро-Воронья характеризуется более глубоким заложением: в его разрезе присутствуют коматиты, базальты, дациты и терригенно-сланцевые образования с полимиктовыми базальными конгломератами. Максимальная ширина этого пояса в современном срезе не выше 10—15 км при длине около 150 км.

Структурный стиль развития Оленегорского зеленокаменного пояса во многом напоминает тектоническую историю Барбертонского пояса. Здесь установлена ранняя фаза *D*<sub>1</sub> синметаморфического покровообразования (первый структурно-метаморфический эпизод) в условиях метаморфизма амфиболитовой фации, которая сопровождалась формированием мелких и средних асимметричных лежачих складок, осевые поверхности которых параллельны границам надвигов, а шарниры характеризуются субгоризонтальными ориентировками и расположены параллельно границам надвигов. На карте района оз. Верхнее Волжье хорошо видны субгоризонтальные залегания отдельных надвиговых пластин и более мелких чешуй (рис. 51).

Второй структурно-метаморфический эпизод проявлен в развитии гранитогнейсовых куполов, которые широко развиты лишь в юго-западном борту Оленегорского зеленокаменного пояса.

Третий структурно-метаморфический эпизод выражен в развитии прямых складок среднего масштаба с разной степенью сжатия, осевые поверхности которых характеризуются субвертикальной ориентировкой. Вдоль осевых поверхностей таких складок развиты зоны крутоориентированных сдвигов и локальные зоны крутоориентированной сланцеватости, минеральные парагенезисы которой сви-

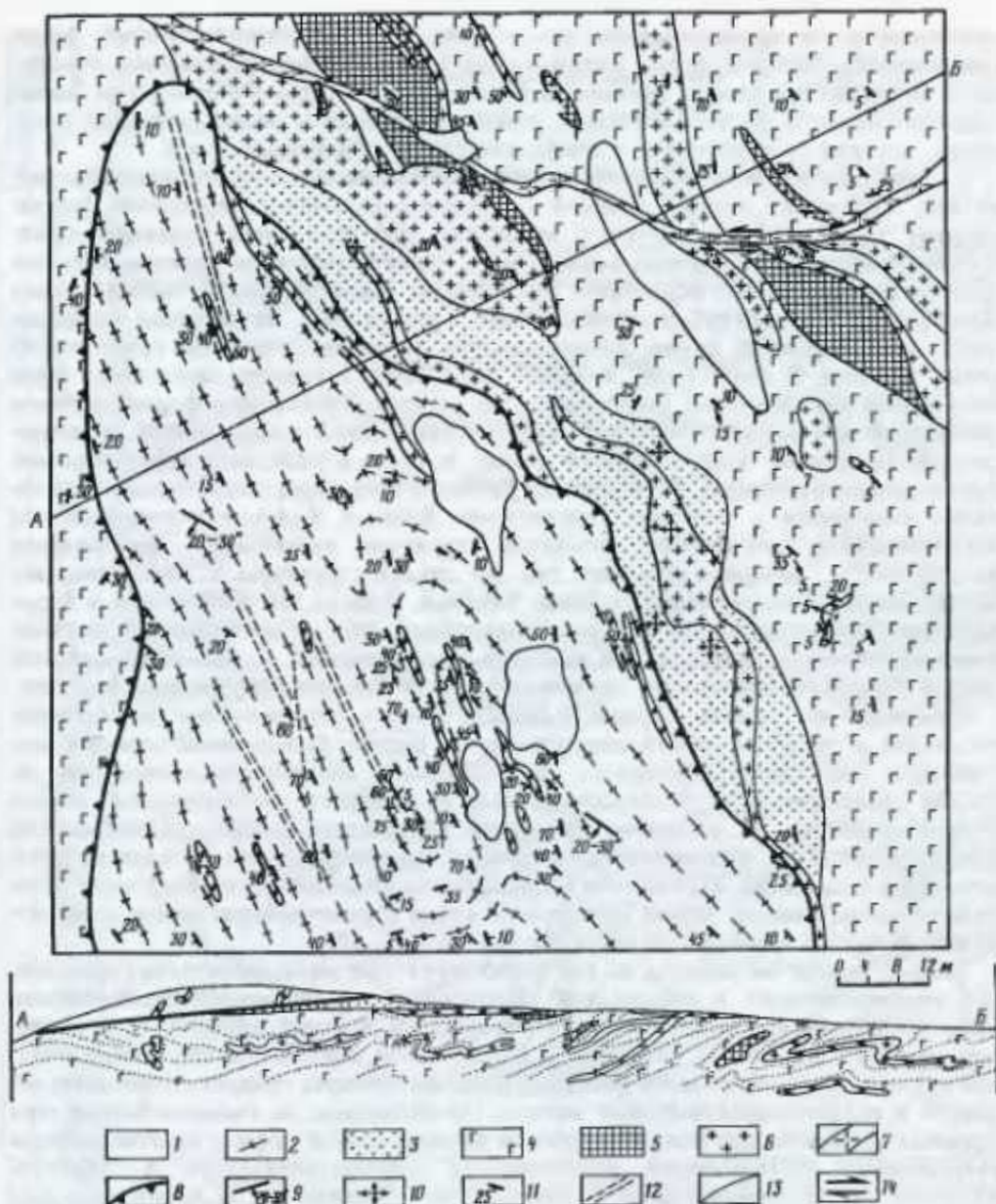


Рис. 51. Детальная структурная карта района оз. Верхнее Волжье (Кольский полуостров)

1 — четвертичные отложения; 2 — гранат-биотитовые гнейсы; 3 — железистые кварциты; 4 — биотит-амфиболовые, гранат-биотит-амфиболовые гнейсы; 5 — меланократовые амфиболиты; 6 — плагиограниты, плагиомикроклиновые граниты; 7 — аллитовидные микроклиновые граниты; 8—14 — структурные линии: 8 — зона надвигов, 9 — ориентировка зон надвигов (угол падения  $20-30^\circ$ ), 10 — субгоризонтально ориентированная сланцеватость, 11 — наклонно ориентированная сланцеватость, 12 — зоны вертикального расщепления (S<sub>v</sub>), 13 — геологические границы, 14 — ориентировка слангов

детельствуют о происхождении их в режиме эпидот-амфиболитовой фации (см. рис. 51). Эти структуры наложены не только на внутрипоясовые породы, но и на гранитогнейсовые купола, развитые в юго-западном обрамлении Оленегорского пояса, и на тектонические пластины комплекса раннеархейского основания, которые сосредоточены в северо-восточном обрамлении пояса.

В структуре Колмозеро-Вороньинского зеленокаменного пояса широким развитием пользуются прямые складки с субгоризонтальными шарнирами, формирующие зону линейных структур, вытянутых субпараллельно границам пояса. Конфигурация пояса искажена воздействием гранитогнейсовых куполов, которые широко развиты по его периферии. На границах куполов и пород, выполняющих Колмозеро-Вороньинский зеленокаменный пояс, развита интенсивная сланцеватость амфиболитовой фации, которая плавню повторяет очертания гранитогнейсовых куполов. В эпоху более позднего тектогенеза структура этого пояса была подвержена интенсивному рассланцеванию, сопровождавшемуся формированием площадной крутоориентированной кристаллизационной сланцеватости, отвечающей метаморфизму амфиболитовой фации, которая в ряде мест деформирована крутоориентированными резко асимметричными складками с крутоориентированными шарнирами и осевыми плоскостями. Здесь в Колмозеро-Вороньинском поясе наиболее контрастным элементом структуры является его вертикальная расслоенность, которая сближает его по стилю структуры с Большезерско-Хедозерским зеленокаменным поясом Карелии. Однако эта особенность в Большезерско-Хедозерском поясе Карелии выступает как элемент раннего тектоно-метаморфического цикла, а в Колмозеро-Вороньинском — знаменует поздний эпизод структурообразования, связанный с зоной Главного Мурманского сдвига.

Суммируя все данные, можно выделить четыре главных типа структурообразования в пределах гранит-зеленокаменных систем: 1) заложение поясов с растяжением протометаморфического слоя; 2) раннее покровообразование или линейная складчатость; 3) куполообразование на границах зеленокаменных поясов с обрамляющими их породами основания; 4) субвертикальное рассланцевание, сопровождающееся крутоориентированными асимметричными складками фрагментарного развития. Приведенная классификация может быть пополнена и детализирована, однако общий полифазный стиль структурообразования в гранит-зеленокаменных областях очевиден уже сейчас (рис. 52).

Рассмотренные материалы по изучению структуры метаморфических комплексов свидетельствуют о полифазной гетерогенной тектонической расслоенности раннедокембрийской коры, главным выражением которой является латеральная структурная зональность, возникшая в результате тектонического взаимодействия крупных неоднородностей высокометаморфизованных гранулитогнейсовых областей и гранит-зеленокаменных систем. По-видимому, во взаимодействии этих крупных тектонических неоднородностей древней земной коры и кроется природа гетерогенной тектонической расслоенности субгоризонтального и субвертикального плана, чередующаяся с элементами ее скучивания и локального вздымания в виде куполов, которая и определяет геодинамику раннего докембрия.

Многочисленные расколы протоконтинентальной коры в условиях режима растяжения приводят к высокой подвижности нижних разогретых горизонтов тоналитового слоя внутри микроконтинентов и в корневых зонах палеорифтов. Вследствие этого тоналитовое вещество вынуждено перемещаться по латерали от рифтовых зон во внутренние области микроконтинентов. Эти перемещения осуществляются в режиме горизонтального тектогенеза, который, как показано сейчас большим числом структурных работ [84, 181, 252, 254], является главенствующим в раннедокембрийское время. В результате этого формируются глубинные покровы, которые определяют основной структурный стиль многих областей глубокого докембрия. Перемещение покровов происходит, как мы показали, в режиме установившейся высокотемпературной ползучести, которая контроли-

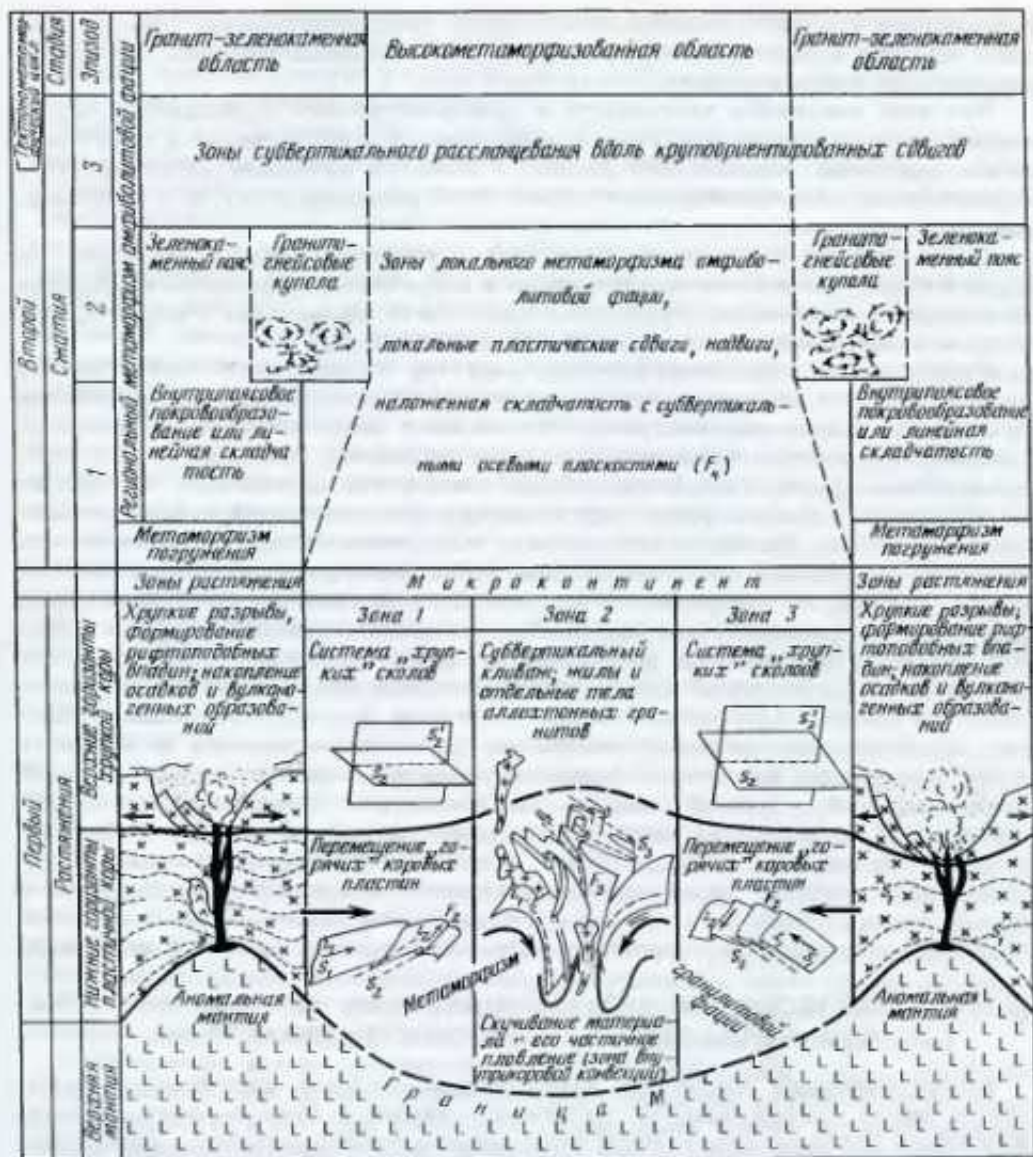


Рис. 52. Схема структурного развития высокометаморфизованных областей и гранит-зеленокаменных систем докембрия

руется разноградиентным сдвиговым течением в угоризонтальных плоскостях. Именно этот процесс и приводит к горизонтальной тектонической расчлененности по ослабленным зонам, характеризующим внутрикоровую субгоризонтальную анизотропию. Одним из важных вопросов является понимание масштабов перемещения глубинных покровов и проблема скучивания этого материала. Так это показано сейчас уже многими работами [57], модель субдукции неприменима для мелкоплитной модели тектоники раннего докембрия. Оценки параметров деформации позволяют предположить небольшие перемещения низковязких тектонических пластин в пределах высокометаморфизованных регионов. Палео-

напряжения, в режиме которых происходило твердопластическое течение корового материала, оцениваются сравнительно небольшими величинами, порядка первых десятков—сотен бар.

При всей кажущейся хаотичности в пространственном расположении мелко-масштабных докембрийских структур, величины палеонапряжений и связанные с ними параметры скорости деформации и вязкости материала укладываются в закономерные парагенезисы, отвечающие зонам растяжения, сжатия и скупивания корового материала.

Таким образом, уже в ходе раннего тектонометаморфического цикла (рис. 52) в режиме субгоризонтального тектогенеза в высокометаморфизованных областях формируется латеральная структурная зональность, приводящая к неоднородной тектонической расслоенности древней тоналитовой коры.

Формирование синметаморфических структур в гранит-зеленокаменные области относится ко второму тектонометаморфическому циклу. Оно несомненно проходит в режиме сжатия трогов, заполненных осадочно-вулканогенными образованиями, которое сопровождается метаморфизмом амфиболитовой и зеленосланцевой фаций. Этот метаморфизм оказывается наложенным на уже деформированные в ходе первого тектонометаморфического цикла породы комплекса основания. Точнее можно сказать, что именно в стадию закрытия этих палеорифтов и происходит формирование собственно гранит-зеленокаменных областей, так как по периферии поясов, там, где присутствовали отложения древнего шельфа, формируются гранитогнейсовые купола, приводящие иногда к полной переработке комплекса основания. Внутренняя структура зеленокаменных поясов при этом подвигается синметаморфическим деформациям, которые протекают в режиме надвигообразования и в режиме крутоориентированных сдвигов. В породах комплекса основания внутри микроконтинентов формируется новый структурный парагенезис, сопровождающийся диафорезом амфиболитовой фации, который с разной степенью интенсивности трансформирует ранний структурный ансамбль. Изучение таких полифазных структурных ансамблей методами структурной геологии требует тщательного анализа разномасштабных деформаций особенно по латерали и выявления их возрастных соотношений и разных зонах и структурных доменах. Только в этом случае мы сможем оценить геодинамическую картину развития сложно построенных ансамблей докембрия.

## АЭРОКОСМИЧЕСКИЕ И НЕОТЕКТОНИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ ИЗУЧЕНИЯ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ РАССЛОЕННОСТИ ЛИТОСФЕРЫ

Неотектонический аспект для изучения расслоенности литосферы представляется весьма выигрышным по сравнению с анализом более древних структур. Во-первых, мы исследуем картину непрерывного пространственного распространения заведомо одновозрастных структур, не затушеванных последующими преобразованиями. Во-вторых, региональные геофизические аномалии также характеризуют чаще всего и прежде всего современные структуры и состояние глубинных слоев литосферы. В-третьих, в комплексе исследований входят структурно-геоморфологические и сейсмические данные, которые являются весьма точными характеристиками исключительно молодых глубинных тектонических процессов.

Используя в исследовании неотектоники методы структурно-геологического и структурно-геоморфологического анализов, необходимо исходить из положения, что доступная непосредственному изучению структура земной поверхности представляет собой результат сложения не только разновозрастных, но и разноглубинных структур. Следовательно, не только геофизические, сейсмические, геохимические и петрологические данные, но и сама земная поверхность содержит информацию о весьма глубинных структурах и процессах.

В практике структурно-тектонических интерпретаций геофизические данные

прежде всего "привязываются" к известным особенностям приповерхностной структуры. Например, это происходит нередко при объяснении и прогнозе землетрясений, причины которых в подавляющем большинстве случаев находятся в глубоких слоях коры и верхней мантии.

Вместе с тем имеется много данных, не соответствующих приповерхностным моделям, все больше мы узнаем о явных вещественно-структурных и динамических несогласиях между приповерхностными и глубинными слоями литосферы. Анализ разнообразных геолого-геофизических, структурно-геоморфологических, геохимических и других данных о формах и закономерностях проявления новейшей тектоники показывает, что практически повсеместно имеется как бы два или более структурных плана. Одному из них подчинена большая часть развитых на земной поверхности и доступных непосредственному наблюдению и картированию (в общем достаточно очевидных) форм, образующих определенный парагенетический комплекс. Назовем этот план приповерхностным.

Другой план (или планы) включает тектонические элементы, которые в общем оказываются как бы аномальными по отношению к первому, проявлены прерывисто и не всегда в достаточно очевидных формах. При наземном картировании, особенно крупномасштабном, такие элементы структуры чаще всего остаются либо вовсе незамеченными, либо отнесенными к приповерхностному плану с соответствующими интерпретациями, которые могут, таким образом, оказаться неверными. Сопоставление таких аномальных элементов с геофизическими (особенно сейсмическими) и геохимическими материалами разных масштабов и уровней осреднения показывает, что они проявляют на земной поверхности активную структуру глубоких слоев земной коры и верхней мантии. Назовем этот план глубинным.

Одной из частых особенностей глубинного плана неотектонической структуры литосферы является несогласие (дискордантность) его в целом или отдельных его элементов по отношению к неотектонической структуре приповерхностных слоев коры. Установление именно такого рода элементов структуры позволило уже достаточно давно выделить так называемые поперечные структуры и говорить об "анти Тянь-шаньских", "антикавказских", "антиуральских" и т.п. секущих направлениях. Однако важно подчеркнуть, что несогласие не следует ограничивать только различием простираний структурных направлений. Может быть, принципиально более важное значение (особенно с точки зрения проблемы, которой посвящена эта книга) имеют несоответствия приповерхностных и глубинных структур по форме и (или) активности развития этих направлений.

Установление фактов одновременного развития в разных слоях литосферы разноглубинных или разнонаправленных деформаций или различной их интенсивности (скорости) в смежных слоях литосферы, иначе говоря, различий тектонических процессов в разных слоях литосферы, заставляет предполагать, что между такими дисгармонично развивающимися слоями должны возникать некоторые зоны повышенных напряжений и компенсационных срывов, т.е. тектоническая расслоенность. Главным методом установления такого явления может быть рекомендован сравнительный анализ неотектонических структур разноглубинных слоев литосферы. Для этого используются довольно разнообразные данные, которые с большей или меньшей точностью и достоверностью характеризуют активные структуры разной глубины заложения: геолого-геоморфологические, геофизические, сейсмические, геохимические, геодезические, космические. Последние в определенной мере отражают все предыдущие (на этом основаны принципы космической геологии [23, 61]), поэтому в данном разделе мы уделяем анализу данных космических съемок Земли особое внимание. Тем более, что мы видим в их применении для решения рассматриваемой проблемы высокую эффективность.

При изучении, интерпретации глубинных структур рекомендуется пользоваться нижеприведенной схемой их классификации (табл. 4).

Таблица 4. Классификация глубинных структур

Первичные	Генезис исходных глубинных форм или процессов	Деформационные	Упругие деформации Пластические деформации Разрывные деформации
		Магматогенные	Местное плавление Внедрение расплава
		Метаморфогенные	
	Глубина нахождения и объем (охват) глубинных форм	Скрытые, локализованные: в некотором одном глубинном слое	Нижнеантиклинальные Подастеносферные Астеносферные Надastenосферные Нижнекоровые Верхнекоровые и т.п.
		в нескольких глубинных слоях	Верхнеантиклинальные Верхнеантиклинно-нижнекоровые и т.п.
		Сквозные, охватывающие непосредственно верхние слои коры и ее поверхность	С корнями: в мантии, в нижней части коры, в верхней части коры и т.п.
Время активного развития глубинных форм или процессов	Современные	Новообразованные или возрожденные	
	Неотектонические		
	Древние		
Вторичные	Формы и степень проявления в приповерхностной зоне земной коры	Прямая	Структурно-геологическая и (или) ландшафтно-геоморфологическая
		Косвенная (опосредованная)	
		Без очевидных признаков	
	Механизм трансляции и генезис формы проявления на земной поверхности	Механические	Упругие Пластические Разрывные
		Вещественно-геохимические	Магматические Гидротермальные, гидрогеотермальные
		Геофизические	Гравитационные Магнитные Тепловые

Обратимся к рассмотрению конкретного материала и методов его использования, которые позволяют изучать тектоническую расслоенность литосферы, связанную с неотектоническим этапом ее эволюции.

### ТЯНЬ-ШАНЬ

Активные неотектонические движения, которые отчетливо проявились на территории Средней Азии начиная с олигоцена и привели к созданию здесь грандиозных горных сооружений, охватили ранее сформированный и выровненный континентальный массив с мощной корой. Этот массив характеризовался значительной латеральной и вертикальной вещественной и структурной неоднородностью.

В оценке глубинной составляющей новейшего и современного тектогенеза мы исходили в первую очередь из закономерностей регионального положения и



развития геологических и геоморфологических элементов приповерхностных структур, доступных прямому наблюдению, изучению и картированию. Специальный их анализ привел к определенному мнению о генеральных чертах плана активных тектонических структур, тенденциях его развития и морфологии его элементов, которые в целом свидетельствуют об их формировании в условиях субмеридионального сжатия [78]. Эти условия хорошо согласуются с широко распространенным теперь представлением о сближении и коллизии Евразийской и Индийской литосферных плит.

Кроме того, установлены достаточно строгая система разнопорядковых и разной глубины заложения складчатых и разрывных элементов активной тектонической структуры и их пространственно-генетические соотношения и взаимодействия [26, 78, 80]. Основой плана современной активной структуры Тянь-Шаня являются складки основания, которые образуют весьма протяженные зоны поднятий и зоны прогибов, вытянутые вдоль горного сооружения. Эти зоны являются в основном верхнекоровыми образованиями, охватывая "гранитно-метаморфический" и более высокие слои. Они (зоны) развиваются на фоне изгибов коры более крупного масштаба, которые мы выделяем как системы поднятий и системы прогибов. Примерами первых являются Чаткало-Кураминская или Занлийско-Кунгейская горные системы, ко вторым относятся межгорные и предгорные впадины Тянь-Шаня. Структуры этого порядка охватывают уже всю кору, зеркально отражаясь в рельефе кровли мантии.

Резкая дисгармония рельефа верхнекоровых слоев относительно нижнекоровых и верхнемантийных реализуется в основном за счет значительных изменений мощности и, следует предполагать, каких-то других характеристик "базальтового" слоя. Хотя в некоторых районах подобное явление может происходить на других уровнях, а кровля и подошва "базальтового" слоя в общем конформны. Например, в зоне сопряжения Южного Тянь-Шаня с Таджикской депрессией такое несогласие реализуется в нижней части "гранитного" слоя, где установлен горизонт с аномальным снижением плотности (и скоростей прохождения сейсмических волн) и предполагается разупрочнение среды и частичное плавление [149].

Но более важные (с точки зрения рассматриваемой проблемы) результаты получаются при изучении природы региональных секущих, или, как их чаще называют, поперечных зон активных тектонических деформаций. По ряду косвенных геолого-геоморфологических признаков они выделялись исследователями Памира, Тянь-Шаня и всей Высокой Азии уже достаточно давно. Критерии выделения, содержание и понимание этих зон у разных исследователей не всегда совпадали: одними картировались, например, оси поперечных поднятий, другими — оси поперечных прогибаний, третьими — флексурно-разрывные зоны, некоторые допускали смешанное их понимание, и т.д. Неоднозначная и, порою, противоречивая картина и пространственное несоответствие секущих зон, указанных разными авторами, являются причиной скептического к ним отношения со стороны ряда исследователей. Это, по всей вероятности, закономерно и связано не с отсутствием самого явления, а с отсутствием единой методологии и методики выделения, картирования и изучения таких образований. Их существование было хорошо подкреплено в последние годы космическими изображениями, на которых эти зоны (по крайней мере многие из них) проявлены в виде так называемых линеаментов или линеаментных зон [26, 61, 78, 80].

Секущие региональные элементы неотектонической структуры Средней Азии представляют некоторые зоны флексурно-разрывного характера, отличающиеся довольно значительной шириной и малыми градиентами деформаций и других изменений земной поверхности. Именно по этому они остаются незамеченными при наземных наблюдениях, а некоторые локальные особенности не получали и не получают должной региональной привязки и генетического объяснения.

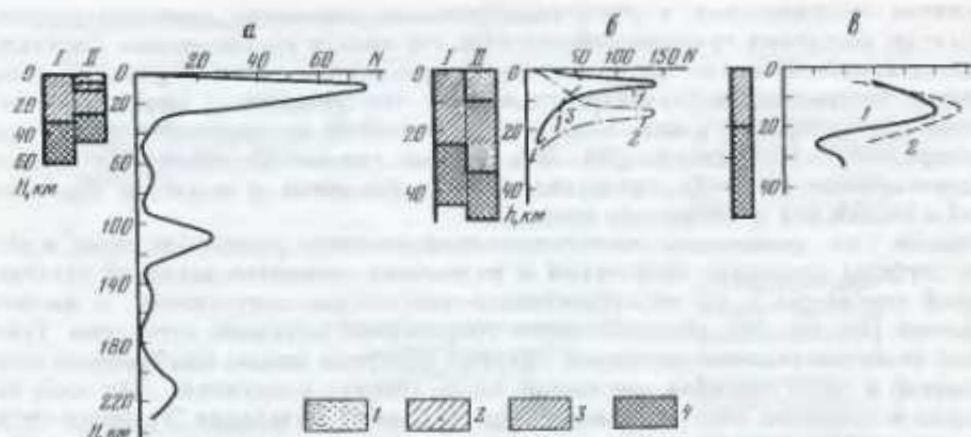


Рис. 53. Графики изменения плотности очагов землетрясений с глубиной на территории Памиро-Тянь-Шаньской области по: [149]

1 — осадочный слой; 2 — складчатый комплекс; 3 — "гранитный" слой; 4 — "базальтовый" слой. Кривые изменения количества очагов землетрясений, нормированных по площади ( $N$ ): а — Северный Памир (I) и Таджикская депрессия (II); б — Западный Тянь-Шань: 1 — Фергано-Чирчикский блок (3), II — Ферганская впадина (1 — северная часть, 2 — южная часть); в — Северный Тянь-Шань (землетрясения: 1 — слабые, 2 — сильные)

Всесторонний анализ и сравнение между собой зон и систем молодых складок основания и сопряженных с ними разрывов, которые составляют основу приповерхностного структурного плана, и оценка отношения к ним и к друг другу секущих и на первый взгляд аномальных структурных элементов приводят к убеждению, что во многих случаях эти "аномалии" являются поверхностным выражением структур скрытого типа, более активно развивающихся в глубинах земных недр. Оснований для такого убеждения вполне достаточно. Во-первых, это транзитный, трансзональный и трансорогенный характер этих образований. Подобно известной зоне Таласо-Ферганского разлома (активной глубинной структуре открытого типа), они вызывают одновременную и в общем однотипную деформацию либо всего горного сооружения, либо отдельных его крупных систем. В ряде мест Северного и Центрального Тянь-Шаня с такими зонами, вероятно, было связано внедрение глубинных пород (щелочных базальтов) накануне неотектонической активизации. Гидротермальная деятельность во многих местах продолжается до сих пор.

Некоторые из рассматриваемых зон проявлены крупными региональными аномалиями поля силы тяжести, гравитационными ступенями, аномалиями магнитного поля, которые отражают глубинные неоднородности коры и верхней мантии. Многие из этих зон хорошо проявляют свою современную активность повышенной сейсмичностью [149]. Очаги землетрясений указывают на большие глубины деформаций, происходящих в пределах этих зон. По имеющимся определениям, они относятся преимущественно к нижней части "гранитного" слоя и к области раздела между ним и "базальтовым" слоем. Хотя в каждом конкретном случае имеются свои особенности вертикального распределения очагов землетрясений, которые отражают более сложную картину концентрации глубинных деформаций в разрезе литосферы (рис. 53).

Комплексный анализ имеющихся геолого-геоморфологических, геофизических и сейсмических данных позволяет сделать два важных вывода.

1. Развиваясь в едином поле общего субмеридионального сжатия и отражая его, современные деформации осуществляются на разных глубинах литосферы по различным преимущественным направлениям, в разных формах и с разной актив-

ностью. Например, по скрытым зонам глубинных деформаций северо-западного простирания в Северном и Центральном Тянь-Шане происходят праводвиговые смещения, тогда как верхнекоровые слои здесь же испытывают в основном продольное смятие и коробление с образованием субширотных складок основания и разрывов взбросо-надвигового типа.

Такая дисгармония приводит к концентрации напряжений и компенсационным срывам или другим преобразованиям вдоль некоторых более или менее протяженных субгоризонтальных зон, т.е. к тектонической расслоенности литосферы. Какие на этот счет имеются указания? Прежде всего это увеличение сейсмичности, плотности очагов землетрясений на некоторых уровнях литосферы или изменение сейсмической активности и других характеристик сейсмичности при переходе от одного слоя коры в другой. Такие выводы высказывались в свое время Е.А. Розовой и С.Д. Макаровой, а в последние годы хорошо подтверждены специальными исследованиями Ю.К. Щукина [149] (см. рис. 53).

Кроме того, геофизическими исследованиями в разрезе коры Тянь-Шаня обнаружены более или менее мощные слои с инверсией (падением) скорости прохождения сейсмических волн, называемые волноводами. Сведения о них приведены, например, в специальной сводке Г.В. Краснопевцевой [63]. Представляется, что по крайней мере некоторые из таких волноводов могут быть связаны с дроблением и тектоническим разупрочнением среды. Важно при этом подчеркнуть, что количество таких волноводов, их мощность, глубина нахождения и протяженность в пределах анализируемой области не остаются постоянными, находясь, очевидно, в зависимости от конкретных вещественных и структурных особенностей среды, от положения того или иного участка в общей структуре области, а также от уровня латерального взаимодействия блоков литосферы.

2. Активность проявления скрытых глубинных структур, а также степень и форма их проявления в приповерхностных слоях коры по простиранию этих структур не остаются постоянными, они изменчивы. По этой причине многие из них на поверхности представляются в виде некоторых прерывистых зон первичных и вторичных деформаций и вещественных изменений, возможность генетического единства которых не всегда допускается и не всегда анализируется. Слагаясь с более ярко, но также неравномерно проявленными элементами приповерхностной активной структуры, они предопределяют весьма характерный перекрестный рисунок современного структурного плана литосферы [81]. При этом необходимо особенно подчеркнуть, что речь идет о пересечении и взаимодействии разноуровневого заложения активных структур.

Наглядным примером являются данные по району Алма-Атинского геодинамического полигона (рис. 54). Приповерхностный план активных структур характеризуется здесь резко выраженным преобладанием элементов восток—северо-восточного направления. Однако на этом фоне довольно аномально, в субмеридиональном направлении, ориентирована впадина Алма-Атинского прогиба (рис. 54, а). В средней части коры, на уровне подошвы гранитного слоя преобладают структуры восток—северо-восточного направления (см. рис. 54, б), а наиболее глубокие слои коры и кровля мантии характеризуются резко аномальными северо-западными направлениями (рис. 54, в). В этом же направлении вытянута и зона высокой плотности очагов землетрясений (рис. 54, г), которая южнее непосредственно продолжается глубинной активной флексурно-разрывной секущей зоной, установленной по независимым геолого-геоморфологическим данным.

Аналогичная сейсмоактивная зона пересекает глубинные слои Тянь-Шаня восточнее оз. Иссык-Куль, целый ряд подобных им образований намечен и подтвержден различными геофизическими и сейсмическими данными в центральных и западных частях Тянь-Шаня [26, 62, 80, 81].

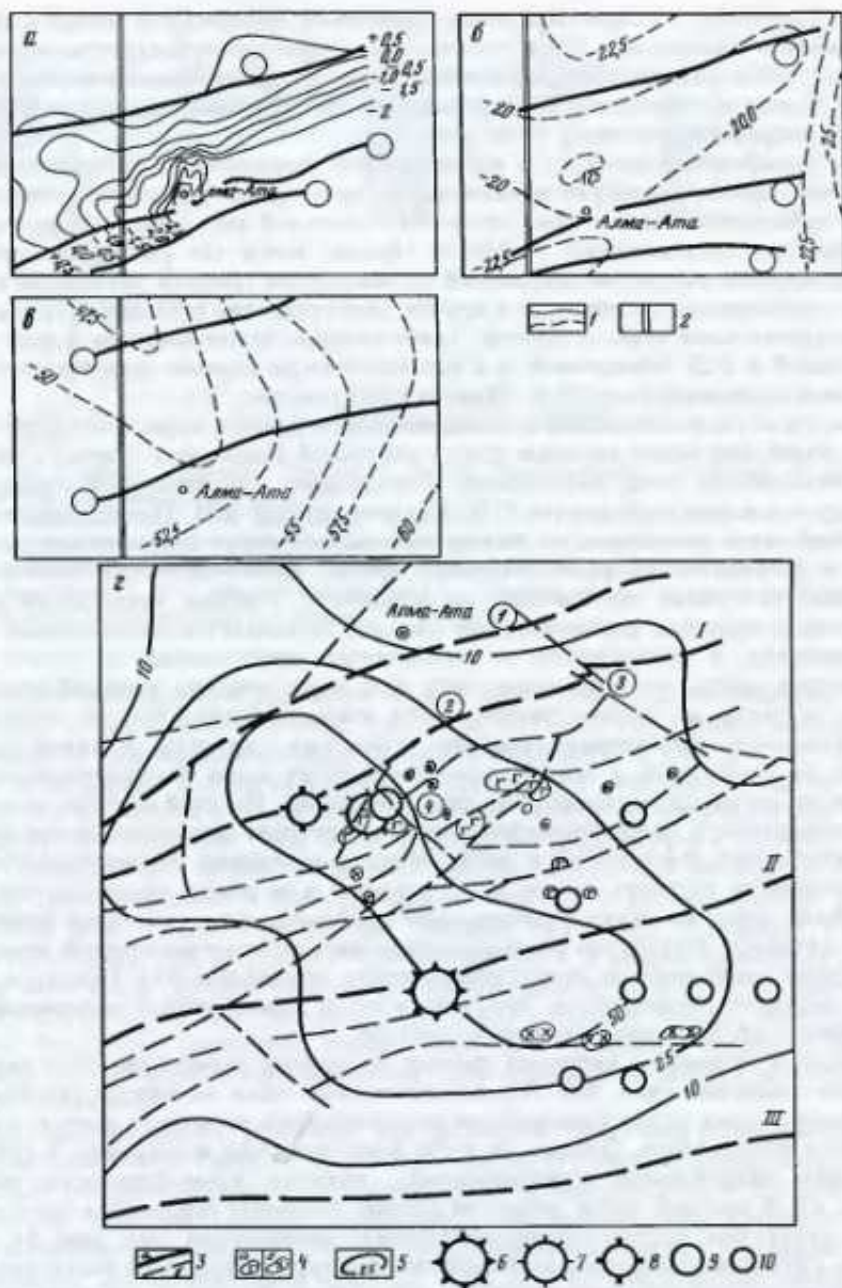


Рис. 54. Структурные (а-в) и сейсмогеологическая (z) схемы Алма-Атинского сейсмоактивного района [2, 154]

а — по кровле фундамента; б — по границе Конрада; в — по границе Мохоровичича.

1 — изобасы поверхностей раздела, км; 2 — профиль ГСЗ; 3 — зоны разломов и разломы (а — глубинные, б — локализованные в "гранитном" слое); 4 — интрузии габбро (а) и диоритов (б); 5 — изобасы плотности эпицентров слабых землетрясений; 6—10 — эпицентры сильных землетрясений с  $R > M \geq 5$

Обратимся теперь к территории Центрального Кызылкума. Неотектонические движения еще не создали там значительных горных сооружений, но целый ряд признаков позволяет считать эту область ареной современной активизации тектонических движений, областью современного тектонического "взламывания" Туранской плиты, которую можно определить как современный фронт горообразования. Об этом свидетельствует не только общая тенденция развития Тянь-Шаня, но также, хотя и слабо заметная, но уже достаточно сложная, современная тектоническая дифференциация Центрального Кызылкума с явно обозначившейся линейной организацией форм [19, 82], исторические данные о случавшихся здесь землетрясениях и катастрофические землетрясения ( $M \geq 7$ ) в районе Газлийского месторождения газа, происшедшие в 1976 и 1984 гг.

Для выяснения причин этих землетрясений как неких тектонических процессов, деформаций, происшедших в глубоких недрах коры, прежде всего была изучена картина наземных разрушений в эпицентральной зоне, а также закономерности распространения и условий залегания разновозрастных геологических формаций, форм рельефа и топографии этой, казалось бы, неактивной территории. Были проанализированы также космические изображения разного масштаба, которые оказались весьма информативными и достаточно ярко показали сложность современной структуры этой территории. Все это позволило наметить в Центральном Кызылкуме ряд разноориентированных активных линейных зон и блоков (рис. 55) и, исходя из общей тектонической ситуации в регионе, качественно оценить их возможные морфологические и кинематические характеристики и относительные различия в глубине заложения. На фоне преобладающего активного развития структур западно-северо-западного направления прослеживаются некоторые более расплывчатые и поэтому менее определенные элементы северо-восточной и субмеридиональной ориентировки. По некоторым косвенным признакам они представляются поверхностным проявлением активных деформаций глубинных слоев коры и верхней мантии. При этом есть основания предполагать, что субмеридиональные направления здесь являются наиболее глубокими, связанными с развитием трансконтинентального пояса Урало-Оманского линеймента, и вдоль этих направлений возможно образование структур растяжения и левостороннего сдвига. В средней части коры более активное звучание приобретают структуры северо-восточного простирания, в том числе глубинные взбросо-сдвиговые деформации, также с левосторонним направлением смещений. Сосуществование и активное развитие таких разнонаправленных и разнотипных деформаций предполагают возникновение тектонических срывов между дисгармоничными слоями литосферы.

Три крупных сейсмических катастрофы, которые в течение короткого промежутка времени произошли в этой области в 1976 г. (дважды) и в 1984 г., хорошо согласуются с такой картиной глубинных деформаций. Эти землетрясения представляют единую цепь событий, отражающих процесс последовательного тектонического разрушения блока земной коры размером около 50-60 км в плане и до 30-35 км по глубине (рис. 56). Глубинные сейсмогенные дислокации скрытого типа носили преимущественно сколовый (сдвиговый и взбросо-сдвиговый) характер, преломляясь в соответствии с неоднородностями (структурой) среды и указанными выше наиболее предпочтительными направлениями и формами ее деформаций, с возможными различиями их в разных слоях коры и с возможными субгоризонтальными срывами между ними.

В 1976 г. дислокации охватили преимущественно юго-восточный квадрант блока (см. рис. 56), где последовательно проработались две основные зоны глубинных деформаций. Вдоль зоны дислокаций северо-западного простирания, расположенной северо-восточнее пос. Газли и параллельной соответствующему огра-

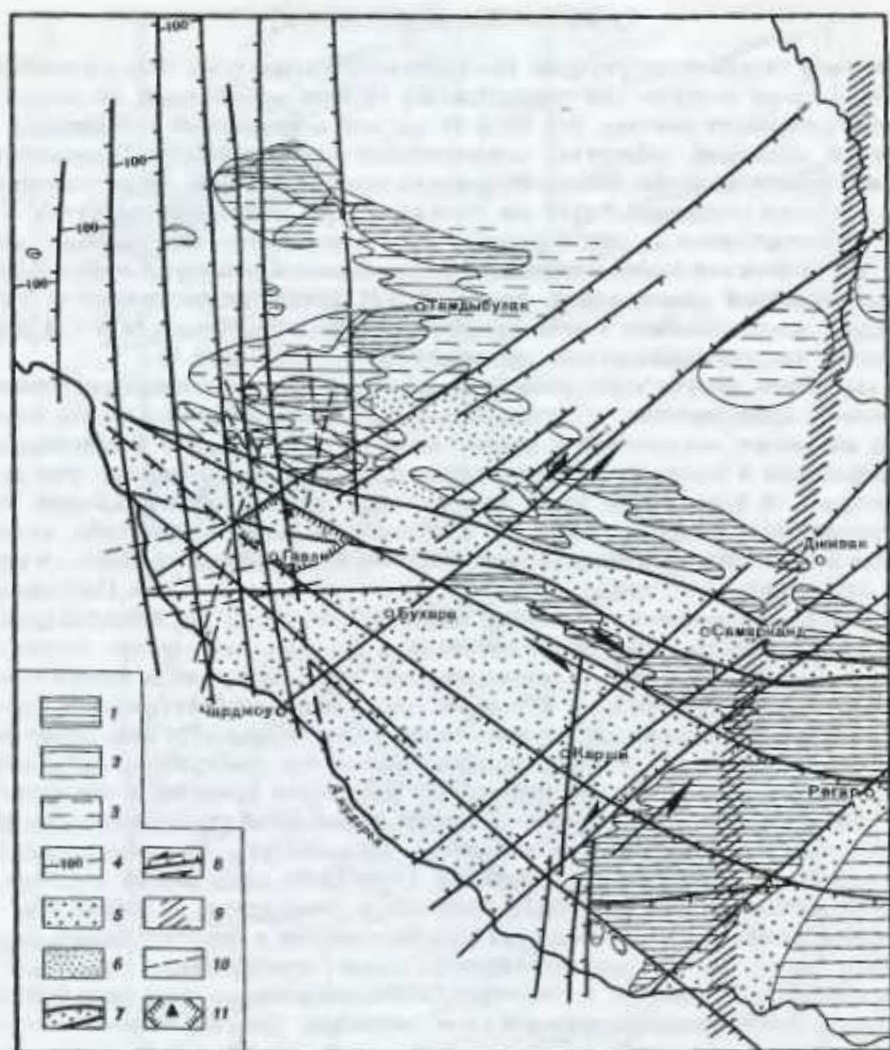


Рис. 55. Схема неотектонической структуры Центрального Кызылкума

1—3 — антиклинальные поднятия (складки основания), их зоны и системы (Центрально-кызылкумские поднятия дифференцированы по степени относительного поднятия складчатого основания); 4 — положение изогипсы дневной поверхности в междуречье Амударьи и Сырдарьи; 5 — зоны наиболее активных прогибаний и накопления неоген-четвертичных отложений; 6 — наиболее глубокие частные впадины в пределах Кульджуктау-Нуратинской системы поднятий; 7 — обобщенные контуры Зеравшанской синклинальной зоны; 8 — зоны флексурио-разрывных нарушений скрытого типа (штрихи обращены в сторону опущенных крыльев, стрелками показано направление возможных смещений вдоль этих зон); 9 — Туркестан-Акчайский линеймент (глубинная флексурио-разрывная зона); 10 — скрытые разрывные нарушения и зоны дробления, предполагаемые по космическим снимкам; 11 — сейсмоактивный блок и сеймостанция Каракум

ничению блока (СЗ  $295^\circ$  — ЮВ  $115^\circ$ ), исходя из общерегиональной тектонической ситуации, можно предполагать преимущественное развитие правосдвиговых дислокаций с возможной сбросовой (раздвиговой) составляющей, которая должна иметь подчиненное значение. В зоне северо-восточного простирания (СВ  $48^\circ$  — ЮВ  $228^\circ$ ), расположенной севернее пос. Газли, предполагалось развитие дислокаций взбросового типа с возможной левосдвиговой компонентой. Дислокации по другим на-

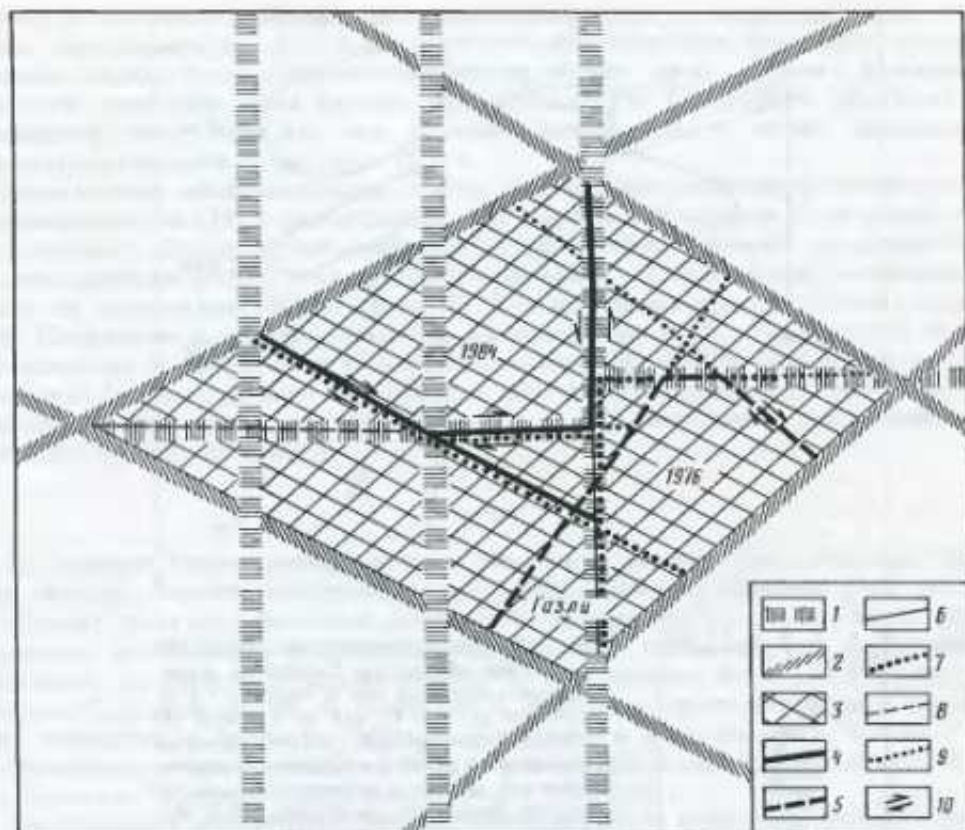


Рис. 56. Принциальная схема активных линейментов и возможных глубинных сейсмодислокаций района Газлийских землетрясений 1976 и 1984 гг.

1, 2 — крупнейшие линейменты ортогональной (1) и диагональной (2) ориентировки; 3 — блок земной коры, в котором произошли основные сейсмогенные дислокации 1976 и 1984 гг.; 4, 5 — основные линии возможных глубинных сейсмогенных дислокаций 1984 г. (4) и 1976 г. (5); 6, 7 — второстепенные линии возможных сейсмогенных дислокаций 1984 г. (6) и 1976 г. (7); 8, 9 — направления возможных проявлений слабых сейсмодислокаций 1984 г. (8) и 1976 г. (9); 10 — предполагаемые по геологическим предпосылкам направления возможных сдвиговых смещений

правлениям при землетрясениях 1976 г. происходили, по-видимому, слабее, но, вероятно, уже тогда могли заложиться некоторые зоны ортогональных направлений и луч северо-западного простирания, выходящий на пос. Цветущий (свх. Джингильды).

В 1984 г. сейсмогенные дислокации в недрах земной коры охватили в основном северо-западный квадрант блока, а их картина в общем зеркально отражала таковую в 1976 г. Если не принимать во внимание пос. Газли, то основные разрушения в коре оказались теперь сосредоточенными в зоне, которая полукругом, выпуклым на юг, огibtает впадину оз. Каракыр.

Эпицентральной зоне землетрясений 1976 г. не соответствуют сколько-нибудь заметные в рельефе деформации поверхности. Структура, более активная в 1984 г., выражена в рельефе вполне зримыми формами. Это — полукольцевой вал холмов Чарбакты, Актепа и Каракыр, сложенных неогеновыми отложениями, который обрамляет указанную озерную впадину Каракыр.

Несимметричное расположение указанных квадрантов, некоторая смещенность их друг относительно друга, неправильность и неполное подобие их контуров и

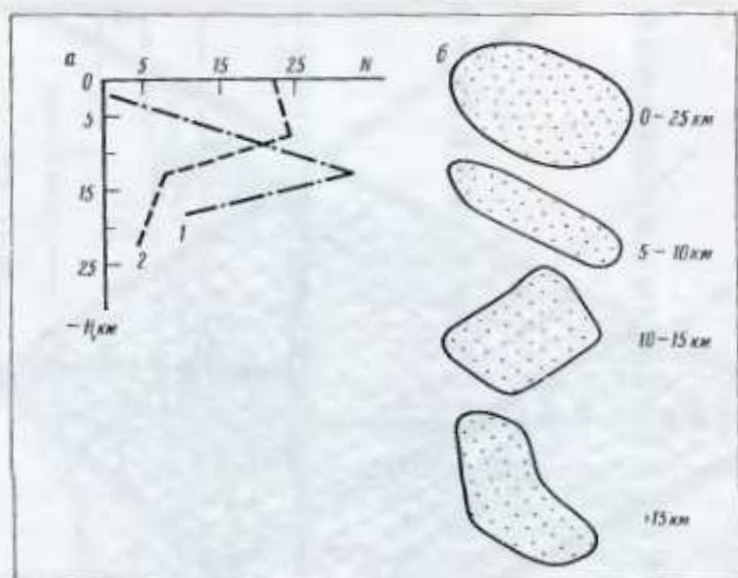


Рис. 57. График изменения количества ( $N$ ) гипоцентров афтершоков Газлийских землетрясений с глубиной ( $H$ ) за периоды с 8 по 14 апреля (1) и с 17 мая по 13 июня (2) 1976 г. (а) и схематические контуры роя тех же афтершоков в плане для разных интервалов глубин (б). Данные о пространственном положении афтершоков представлены Н.В. Шибалиным

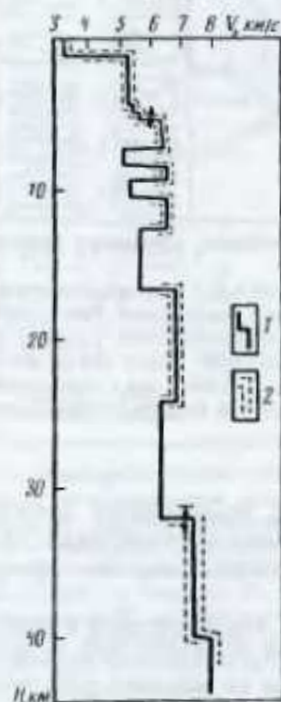


Рис. 58. Скоростной разрез земной коры Центрального Кызылкума [19]  
1 — усредненный скоростной разрез; 2 — доверительный интервал ( $p=90\%$ )

морфологического выражения в рельефе являются следствием дисгармоничного развития неоген-четвертичных и современных тектонических процессов в разных слоях коры.

Сами указанные квадранты отражают, по-видимому, активные деформации и структуры разной глубины заложения. Два землетрясения 1976 г. представляются следствием деформаций, принадлежащих единой динамопаре, которая включает сдвиг (8 апреля) и взброс (17 мая), отвечающие характерным диагональным направлениям верхних и средних горизонтов земной коры. Область наибольших разру-



шений и активной афтершоковой деятельности 1984 г. более подчинена, очевидно, ортогональным, т.е. более глубоким, направлениям, несколько преломленным планом более высоких горизонтов. Может быть, именно с развитием структур основания коры связано формирование на поверхности образования кольцевого типа. Если это так, то землетрясение 1984 г. может охватывать более глубокие части коры, чем в 1976 г.

Независимые сейсмологические данные при их некоторой противоречивости и неопределенности [19] в значительной мере хорошо согласуются с указанной выше моделью. Это касается закономерностей пространственного и временного распространения очагов главных землетрясений и их афтершоков, намеченных нами по материалам 1976 г. (рис. 57) и более обстоятельно изученных проф. Н.В. Шебалиным и его соавторами по землетрясению 1984 г. Это касается также установления в земной коре Кызылкума четырех горизонтов аномально низких скоростей распространения сейсмических волн (рис. 58), которые могут быть горизонтами дислокационного разупрочнения среды, связанного с сейсмогенными субгоризонтальными срываами.

### Кавказ

На примере территории Восточного Кавказа проявлена принципиально сходная картина. Рассмотрим несколько подробнее методику изучения этой "игры" глубинных структур с помощью космических изображений. С этой целью проанализируем космические фотографии трех уровней генерализации изображения местности: во-первых, детальные снимки с разрешением 50—100 м ("Союз-12", "Ландсат", ручная камера на "Салюте-6"); во-вторых, среднемасштабные сканерные изображения спутника "Метеор—Природа" и фотоснимки с "Союза-9" с разрешением на местности 200—300 м; в-третьих, мелкомасштабные изображения со спутников "Метеор" с разрешением около 1 км [26].

На детальных космических снимках дешифрируются комплексы горных пород, различающиеся степенью и характером эрозийного расчленения, цветом и яркостью, степенью обводненности, читаются в обобщенном виде те складчатые и разрывные нарушения, которые наблюдаются и картируются в поле. Иначе говоря, дешифрируется приповерхностная геологическая структура, представленная в основном формами "общекавказского" простирания. В значительной мере эти формы прямо отражены в рельефе хребтами и межгорными понижениями.

На среднемасштабных изображениях отдельные складки и разрывы "общекавказского" простирания, как правило, почти не читаются, сливаясь в более крупные неотектонические зоны. Вместе с тем отчетливо дешифрируются линейменты северо-западного, северо-восточного, реже меридионального простирания, секущие горно-складчатые сооружения. К первой группе относятся Сальян-Ленгибизский, Исмаилли-Сигирлинский, Самур-Геокчайский и Аргун-Джермутский линейменты, расположенные эшелонированно друг относительно друга и образующие правый кулисный ряд. Непротяженные линейменты того же направления выделены на востоке Кобыстана, вдоль предгорий Талыша и в Казбекском районе.

Вторая группа представлена 250-километровым Сумгаит-Араксинским линейментом, оперяемым серией более коротких линий северо-восточного простирания, образующих в совокупности левый кулисный ряд. В свою очередь, Сумгаит-Араксинский линеймент является частью сложной построенной линейментной зоны, достигающей Пальмирид и смыкающейся в юго-западной Сирии и Ливане с субмеридиональной Левантской зоной разломов. Северо-восточные линейменты Казбекского района отмечают северо-восточное окончание зоны крупного Казбек-Цхинвальского разлома [91], который на юго-западе кулисно подставляется линейментами северо-восточного простирания, продолжающими Левантскую зону разломов.

Среди линейных элементов третьей группы наиболее отчетливо проявлены Советабда-Яшминский, Ахсуйский и Гирдыманчайский в Азербайджане, Агдаш-Дербентский в Дагестане, Барисахский и Верхнетерский восточнее Казбека.

Полевое изучение отдешифрованных линейных элементов, их сопоставление с геологическими, структурными, тектоническими и неотектоническими картами и описаниями разных авторов [26] показали, что линейные элементы лишь частично совпадают с выраженными на поверхности неотектоническими разломами. Вдоль некоторых из них выявлены позднечетвертичные смещения. Чаще линейным элементам отвечают менее четкие линейные образования, многие из которых могут быть признаны поверхностными выражениями глубинных разломов. Это флексурные уступы, обычно развивавшиеся длительно; уступы, которые скрыты под чехлом слабо дислоцированных пород; цепи складок; зоны структурных аномалий, пересекающие системы складок; границы областей с разными типами и разным направлением складчатости; зоны концентрации грязевых вулканов. Вместе с тем важнейшие элементы приповерхностной геологической структуры Восточного Кавказа — структурно-фациальные и структурные зоны, складки и разломы "общекавказского" простирания — не коррелируются пространственно с расположением линейных элементов.

Такие геологические соотношения позволили предположить, что линейные элементы обусловлены глубинными неоднородностями и линейными зонами деформаций, отраженными в геофизических полях и на структурных картах глубинных горизонтов земной коры. Действительно, по данным А.А. Али-Заде, Р.М. Гаджиева, Г.П. Тамразяна, В.Е. Хаина, И.О. Цимельсона и др., отмечаются значительные градиенты аномалий силы тяжести непосредственно к западу от Сальян-Ленгитского линейного элемента, вдоль северо-восточных частей Сумгаит-Араксинского, Гирдыманчайского и Ахсуйского линейных элементов, вдоль предталяшских линейных элементов и их северо-западных продолжений. Наблюдается более или менее близкое соответствие многих линейных элементов рисунку изолиний и зонам резкого изменения глубин поверхности доюрского фундамента Юго-Восточного Кавказа, где он погружен на 8—20 км, тогда как в более северных районах, где фундамент обычно находится не глубже 8 км, такого соответствия не наблюдается. Отмечается соответствие линейных элементов и структурам более глубокого раздела коры — поверхности "базальтового" слоя. Однако структурные формы поверхности Мохоровичича с отдешифрованными линейными элементами, за исключением Сальян-Ленгитского, не коррелируются.

М.Г. Агабеков, Ф.С. Ахмедбейли, И.В. Кириллова и Е.Е. Милановский отмечали высокую сейсмичность активных "поперечных" нарушений Кавказа. Р.А. Агамирзоев, напротив, подчеркивал приуроченность землетрясений восточной части Кавказа к надвигам "общекавказской" ориентировки". Предпринятый нами анализ показал, что продольные нарушения активны не на всем протяжении, а лишь на пересечении с некоторыми отдешифрованными линейными элементами (Сальян-Ленгитским, линейными элементами северо-восточного простирания в районе горы Казбек и между городами Баку и Шемаха). Г.П. Тамразян писал о полосе эпицентров на подводном продолжении Сумгаит-Араксинского линейного элемента. Что же касается остальных линейных элементов, то вне зоны южного склона Большого Кавказа они характеризуются лишь слабыми землетрясениями, но между линейными элементами плотность землетрясений уменьшается. В.Е. Хайн с соавторами отмечали экранирующую для сейсмических волн роль Гирдыманчайского линейного элемента.

Ю.К. Шукин составил для Кавказа схему плотности глубинных сейсмодислокаций — зон аномального затухания сейсмических волн, отождествляемых в большинстве случаев с сейсмогенными разломами. Они характеризуют современную структуру земной коры на глубинах 10—15 км, соответствующих средним глубинам очагов кавказских землетрясений, хотя эти глубины и варьируют от места к месту. Отдешифрованные линейные элементы близки по простиранию и рас-



Рис. 59. Сопоставление новейших структур разной глубины заложения на Восточном Кавказе

1—5 — элементы новейшей структуры земной поверхности [91]: 1, 2 — границы главных (1) и второстепенных (2) неотектонических элементов с указанными направлениями наклона крыльев, 3, 4 — главные (3) и второстепенные (4) новейшие разломы и флексуры с указанными направлениями вертикальных смещений, 5 — новейшие разломы с неустановленным направлением смещений; 6, 7 — глубинные зоны новейших деформаций и смещений на глубинах 10—25 км (6) и 20—60 км (зона южного склона Большого Кавказа) (7) [151]

положению к таким зонам. Иногда они точно совпадают с осями зон, а чаще отстоят от них на расстояния до 10—35 км, т.е. на величину, соизмеримую с глубинами очагов землетрясений. Отсутствие точного совпадения может быть связано с наклоном сейсмогенных разломов, глубинные (сейсмоактивные) и приповерхностные части которых не просцируются на одну линию.

Таким образом, линеаменты, отдешифрированные на среднемасштабных космических снимках, обнаруживают более или менее близкое соответствие латеральным разделам и линейным зонам деформаций земной коры на глубинах 10—25 км [26] (рис. 59).

На мелкомасштабных космических изображениях со спутников "Метеор" хорошо видны наиболее крупные, выраженные в рельефе новейшие мегаструктуры: своды Большого и Малого Кавказа и разделяющая их система межгорных впадин. Среди линеаментов наиболее четко выражены линии "общекавказского" простираения, причем лучше всего ими подчеркивается зона южного склона Большого Кавказа. Хуже, хотя и достаточно отчетливо, вырисовываются линеаменты северо-восточного направления. Среди них Сумгаит-Араксинский и Агдаш-Дербентский совпадают с линеаменами, выделенными на среднемасштабных снимках (как и Сальян-Ленгизбизский линеамент северо-западного простираения).

Крупнейшие отдешифрированные новейшие мегаструктуры Восточного Кавказа совпадают со структурными формами поверхности Мохоровичича: в самом общем виде ее прогиб отвечает новейшим сводам земной поверхности, а поднятия — впадины. Особенно резкое изменение положения поверхности Мохоровичича приходится на зону южного склона Большого Кавказа: севернее зоны ее глубина 50—60 км, а южнее — 40—45 км. Зона южного склона весьма сейсмоактивна. В ней отмечается наибольшая плотность эпицентров землетрясений с энергиями в очаге  $\geq 10^{12}$  Дж и глубинами очагов до нескольких десятков километров и происходит интенсивное поглощение сейсмической энергии. Севернее и южнее зоны южного склона землетрясения столь значительных энергий с

глубиной очагов до 30 км происходят в двух зонах северо-восточного простирания, пересекающих Большой Кавказ в районе горы Казбек и между городами Баку и Шемаха. Именно эти зоны совпадают с полосами сгущения линеаментов, отдешифрованных на мелкомасштабных космических снимках. Получается, что эти снимки отражают элементы структуры нижних горизонтов коры на глубинах 20—60 км [23].

Таким образом, с помощью разномасштабных космических снимков Восточного Кавказа удастся выделить три уровня земной коры, различающиеся новейшими структурными планами. В приповерхностном слое до 10 км, сложенном преимущественно породами осадочного чехла, преобладают продольные структурные элементы запад—северо-западного простирания. Глубже, на уровне 10—25 км большое значение приобретают секущие к Кавказу неотектонические элементы, проявленные в геофизических полях и сейсмичности и находящие на поверхности лишь косвенное отражение в аномалиях рельефа, рисунка складчатости и флексурных уступах. Глубже, на уровне 20—60 км, главенствующее структурообразующее значение приобретает зона южного склона Большого Кавказа, отделяющая его от пояса закавказских межгорных впадин. Эта вертикальная дисгармония неотектонического строения и является выражением современного тектонического расслоения земной коры, связанного с различиями реакции среды на единый процесс поперечного сжатия Кавказа.

При рассмотрении Кавказа в целом обнаруживается еще более глубинная дисгармония. Неотектоническими образованиями мантийного заложения представляются субмеридиональные вулканические цепи и отдельные крупные вулканы, концентрирующиеся в центральном сегменте Кавказа и продолжающиеся полосой на юг к озеру Ван. Они дискордантны по отношению ко всем коровым элементам новейшей структуры и дают основание предполагать принципиально иную структурную и динамическую обстановку в верхней мантии региона.

Явления, аналогичные вышеприведенным, весьма характерны для многих других областей, с которыми нам довелось познакомиться. Это — запад США, Куба, Карпато-Балканская область, Крым, Копет-Даг и Памир, МНР, Вьетнам, Камчатка [58, 61, 78, 79, 149, 151, 153]. Во всех этих областях есть свои особенности проявления неотектонической расслоенности литосферы и проявления глубинных структур на поверхности. Но несомненно одно, что это явление распространено очень широко и требует обязательного учета в соответствующих исследованиях и практических изысканиях.

В непосредственной связи с рассматриваемой проблемой находится возможность выявления сравнительной оценки элементов глубинных структур с помощью аэрокосмических средств, а также разработка соответствующих методов их дистанционного зондирования. Этот вопрос зародился достаточно давно, когда первые же опыты изучения структур Земли по космическим снимкам показали, что в большом числе случаев мы видим на них глубинные, в том числе и в первую очередь активные образования.

Совокупность известных геолого-геофизических и геохимических данных и представлений о структуре литосферы и проходящих в ней процессах преобразования и миграции вещества позволила составить следующую модель проявления на земной поверхности глубинных скрытых структур и соответствующего отражения их на космических изображениях (рис. 60). Возможны два взаимосвязанных варианта передачи информации с глубин литосферы на ее поверхность и формирования соответствующих образов глубинных структур на космических изображениях.

Первый из них заключается в образовании некоторой зоны рассеянных деформаций приповерхностных слоев, которые отражают смещения глубинных слоев. Ширина зоны рассеяния (или ширина линеамента на космическом изображении) будет зависеть, очевидно, от интенсивности глубинных подвижек, а также

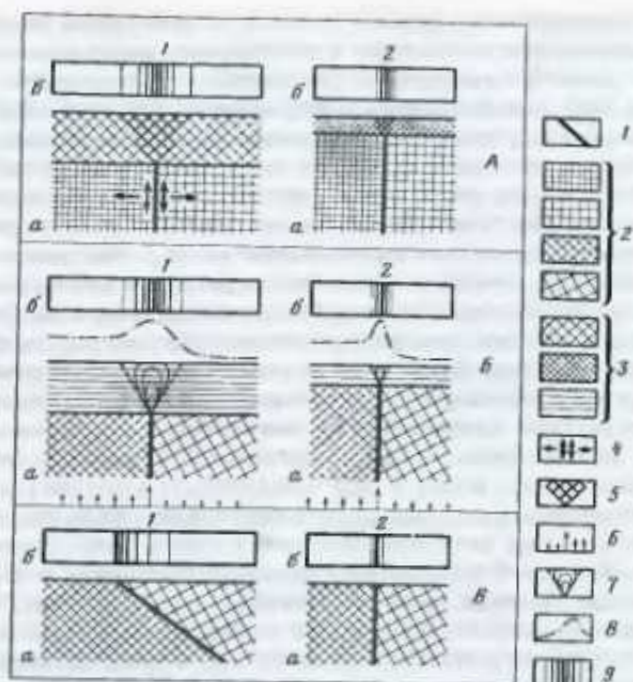


Рис. 60. Принципиальная схема положения разломов в разрезе земной коры и их отражения на земной поверхности и на космических изображениях в виде линеаментов

А, Б — скрытые (не достигающие земной поверхности) разломы, прерывающиеся в качестве таковых на больших (1) или меньших (2) глубинах, в разрезе земной коры (а) и в плане на космическом изображении (б); В — открытые (достигающие земной поверхности) разломы с наклонным (1) и вертикальным (2) положением плоскости (зоны) смещения в разрезе (а) и в плане на космическом изображении (б).

1 — разломы; 2 — блоки земной коры, разделяемые разломами; 3 — слои земной коры, не затронутые непосредственно разломами; 4 — возможные варианты механических смещений по разломам; 5 — конус рассеяния механических деформаций (вторичных деформаций); 6 — неравномерный восходящий поток глубинных флюидов, газов, тепла; 7 — конус рассеяния потока флюидов, газов, тепла; 8 — условная кривая величины теплового потока над зоной разлома; 9 — условная интенсивность аномалий на дневной поверхности, связанных с разломами и определяющих яркость и морфологию проявления линеаментов на космических изображениях

от мощности и структуры покровного комплекса, преломляющего глубинные напряжения. Внутренняя структура (рисунок) линеамента или линеаментной зоны будет отражать в какой-то мере типы смещения (раздвиг, сдвиг, взброс и т.д.).

Второй вариант в целом можно определить как геотермо-геохимический. Он связан с потоком тепла и газовой-жидких продуктов из недр литосферы к ее поверхности и формированием здесь соответствующих тепловых и геохимических аномалий, которые могут быть отражены особенностями почвенно-растительного покрова и стать видимыми на снимках. Эти аномалии могут, очевидно, характеризовать непосредственно их глубинные источники и более высокие слои, сквозь которые эти потоки проходят, испытывая те или иные качественные и (или) количественные преобразования.

Таким образом, геолого-геоморфологический анализ в комплексе с геофизическими (особенно сейсмическими) и геохимическими данными и анализом космических изображений Земли позволяет достаточно эффективно выявлять пространственное положение ряда глубинных элементов активной структуры литосферы и делать выводы и предложения об их морфологии, кинематике движений, латеральной и вертикальной дифференциации и других особенностях структуры,

состояния и направленности развития геологической среды на разных глубинах. Особое внимание необходимо в связи с этим уделять анализу аномалий некоторых характеристик земной поверхности (аномалий с точки зрения приповерхностных структур). Они в соответствии с формами их проявления и изучения могут подразделяться на следующие часто взаимосвязанные категории: 1) структурные аномалии (здесь для нас особенно важно изучение тектонической структуры земной поверхности, т.е. ее наиболее молодого среза); 2) вещественно-геохимические аномалии (седиментационно-литологические, магматические, метаморфические, гидротермальные, гидрогеохимические и т.д.). Различная флюидная специализация глубинных структур может быть критерием для их диагностики и изучения глубинных процессов; 3) геоморфологические аномалии (топографические, ландшафтные, в том числе почвенно-растительные, орографические и т.д.); 4) геофизические аномалии (гравитационные, магнитные, тепловые и др.).

Уровень современных знаний и возможности геолого-геоморфологических методов изучения структуры глубоких слоев литосферы и происходящих там процессов пока еще недостаточны, чтобы с их помощью изучать тонкую структуру литосферы, и необходимо иметь в виду возможность альтернативных интерпретаций. Но с их помощью уже установлены некоторые элементы глубинных структур многих тектонически активных областей и может быть сделана серия важных заключений, касающихся понимания глубинных процессов и структур, а также путей и методов их изучения, прогнозирования и использования.

В глубинах литосферы все более четкие контуры обретает довольно гетерогенная и дисгармоничная неотектоническая структура. Форма, интенсивность и преимущественная ориентировка активных структур в разных слоях литосферы и по простиранию могут существенно различаться, что связано с вещественно-структурными различиями, с различиями тектономагматических процессов, процессов преобразования и миграции вещества и в целом состояния среды, на которую воздействуют тектонические силы. Эта дисгармония литосферы приводит к тектоническому расслоению земной коры и верхней мантии, а земная поверхность, отражая в различной степени эту сложную игру глубинных блоков, приобретает характерный перекрестный рисунок своего структурного плана. Расшифровка его в значительной степени представляет расшифровку глубинной структуры всей литосферы. Иначе говоря, анализируя структуру земной поверхности и приповерхностных слоев коры, мы должны представлять их как интегральное выражение взаимодействия различных горизонтов литосферы. В связи с этим следует подчеркнуть самостоятельное значение и большие перспективы использования геолого-геоморфологических данных и методов для изучения активной глубинной структуры литосферы.

## ИЗУЧЕНИЕ ТЕКТОНИЧЕСКОГО ТЕЧЕНИЯ ГОРНЫХ МАСС

Расслоенность литосферы известна давно и является хорошо установленным фактом. Наблюдаемая часть земной коры слоиста, и геологи испокон веков говорят "о слоях земных". Слоистость в более глубоких недрах выявлена геофизическими методами. Особенностью современного подхода к расслоенности литосферы является признание ее тектонической природы. На основании многочисленных наблюдений сейчас установлено, что тектонические движения во многих случаях приводят к расслоению литосферы и что многие горизонтальные и полого наклоненные поверхности раздела горных масс имеют тектоническое происхождение.

Процесс тектонического расслоения литосферы немалозначим без существенных деформаций и перемещений горных масс. Эти перемещения осуществляются путем пластических деформаций горных пород и движения разновеликих глыб и пластин, ограниченных разломами, имеющими не только крутое, но и горизонтальное за-

легание. Литосфера в своем развитии постоянно претерпевает "тектоническое течение", направленное преимущественно в горизонтальном направлении и неизбежно приводящее к ее расслоению, так как следует ожидать, что в результате перемещений "каждый крупный, структурно обособленный, однородный блок будет отличаться от соседних, и в частности выше- и нижележащих, блоков по своим размерам, составу, мощности, плотности и расположению в общем «потоке» того движения коровых и подкоровых масс, которое составляет геодинамическую сущность тектоники" [104. С. 39]. Изучение тектонического течения горных масс, являясь обязательным элементом любых геотектонических исследований, включает две существенно различающиеся стадии исследования тектонических структур: 1) изучение характера и величины деформированности горных пород (стрейн-анализ) и 2) анализ закономерностей взаиморасположения деформаций в пространстве (анализ структурных рисунков крупных территорий). Необходимость и специфика этих стадий вытекает из особенностей самих явлений тектонического течения и деформации горных масс. Поэтому кратко остановимся на их характеристике.

### *Тектоническое течение и деформация горных масс*

Нередко понятия "тектоническое течение" и "деформация" горных масс смешивают друг с другом, не замечая в них принципиального различия. Между тем различие между ними очень существенное. Отдельные области участвующие в интенсивном тектоническом течении ("тектоническом потоке"), могут почти не испытать деформации, другие окажутся сильно деформированными. Деформированные горные породы всегда испытывают некоторое, но неоднородное течение, однако более сильная деформация не указывает на увеличивающееся течение.

Под тектоническим течением понимают суммарную картину перемещения вещества литосферы в процессе ее тектонического развития. Если каждую точку литосферы охарактеризовать вектором ее перемещения за изучаемый отрезок времени, то поле этих векторов и будет представлять тектоническое течение горных масс. Таким образом, тектоническое течение является интегральной величиной, характеризующей величину и направлением перемещения данной точки литосферы (вернее, величинами и направлениями перемещений данного множества точек). В таком определении имеются свои сложности, о которых скажем позднее, однако оно наиболее полно отражает сложившиеся представления о тектоническом течении горных масс.

Под деформацией понимают изменение расстояний между точками по всем направлениям в данном месте горной породы за данный отрезок времени. Таким образом, деформация является величиной дифференциальной: ее можно получить, дифференцируя перемещения в окрестностях данной точки по пространственным координатам. Количественно деформация в каждой точке характеризуется тензорами деформации или симметричными частями тензоров дисторсии (градиента перемещения), а проще — хорошо известным всем геологам эллипсоидом деформации.

Из сказанного следует, что деформация и тектоническое течение характеризуются совершенно разными величинами (тензорами разной валентности) и не могут отождествляться друг с другом. В то же время они взаимосвязаны, так как деформация возникает в местах изменения тектонического течения и характеризуется его градиентом. Тектоническое течение распределено в пространстве неоднородно, изменчиво. Поэтому постоянно приходится сталкиваться с его градиентами, т.е. с деформациями горных пород, проявляющимися в разных формах. А.В. Пейве специально отмечает, что во время тектонических движений "происходят дифференциальное перемещение тектонических пластин и их дисгармонич-

ное сгущивание в одном месте, растяжение и растекание в другом. В этом состоит сущность деформаций в литосфере. При этом разница в величинах перемещения, или, лучше сказать, тектонического течения горных масс в мантийных и коровых пластинах за единицу времени может достигать значительных величин..." [106. С. 110].

Выше было отмечено, что представление о тектоническом течении вызывает некоторые трудности. Основной из них является неопределенность вектора перемещения изучаемых геологических объектов. Величина и направление этого вектора зависят от выбранной системы координат, т.е. от субъективного фактора. Поэтому определение тектонического течения оказывается относительным и с формально-логических позиций встречает постоянную и обоснованную критику. В деформирующейся и перетекающей литосфере мы не можем указать абсолютно неподвижный блок или репер, с которым следует связать единственно правильную координатную систему для определения абсолютных движений тектонических потоков. Но так ли это необходимо? Для большинства геологических выводов достаточно знания относительных перемещений и почти безразлично, с каким из перемещающихся блоков связана координатная система. Некоторые выводы существенно зависят от выбора системы координат. К таким выводам следует относиться с большой осторожностью, но их рассмотрение не входит в задачу данной книги.

С относительностью тектонического течения связана и трудность его измерения. Если в процессе этого течения более или менее крупная область характеризуется одинаковыми векторами перемещения, то в ней не происходит деформаций. Вне зависимости от реологических свойств этой области она будет восприниматься как "жесткий" блок или пластина. Никаких морфотектонических (структурообразующих) изменений в ней не произойдет. Отсюда следует, что структурно-геологическими методами измерить величину тектонического течения невозможно. Измерить можно только его градиент, т.е. деформацию (или дисторсию). Само же перемещение либо вычисляется путем анализа структурного рисунка области, выходящей далеко за пределы недеформированного блока, либо измеряется методами, не относящимися к структурной геологии, — путем палеомагнитных, палеоклиматических, палеофациальных и других реконструкций.

Градиент тектонического течения запечатлен в деформациях горных пород и его можно непосредственно изучать и измерять в геологических обнажениях. Поэтому первой стадией изучения тектонического течения горных масс являются структурно-геологические исследования деформаций горных пород, или стрейн-анализ. Второй стадией, позволяющей сделать выводы о перемещениях горных масс и тектоническом течении крупных регионов, является анализ структурных рисунков этих регионов с учетом всех данных о распределении деформаций на их территории.

### *Исследование деформаций*

Основной особенностью современной структурной геологии является переход от качественных характеристик структурообразования к количественным. Нас интересуют прежде всего количественные оценки деформаций. В этом отношении за последние четыре десятилетия получено много новых результатов. Попытки количественных оценок деформации делались и ранее: оценивались смещения по разломам, "распрямлялись" складки — однако эти измерения были эпизодическими, неточными, а подчас сомнительными. Современный стрейн-анализ располагает хорошо разработанными методиками измерения деформированности горных пород по многочисленным природным "тензодатчикам" вне зависимости от наличия в голце складок или разломов.



Начало нового этапа в развитии структурной геологии обычно связывают с публикацией работы Э. Клооса о деформациях оолитов в складке Южных гор Мэриленда в 1947 г. (переведена на русский язык в 1958 г.). В этой работе для измерения деформации пород (в качестве тензодатчиков) использованы оолиты и проведен изящный количественный анализ тектонических движений в Аппалачах. Однако работа Э. Клооса долго оставалась малоизвестной, и не ее публикация вызвала бурное развитие новых методов. Просто структурная геология была готова к качественному скачку. Приблизительно в одно и то же время и в значительной мере независимо друг от друга количественные оценки деформаций начали осуществляться во многих странах. Д. Флини и Дж. Рэмзи на западе, Е.И. Паталаха и А.В. Лукьянов в Советском Союзе, И. Загорчев в Болгарии и многие другие геологи успешно развивают методы стрейн-анализа. Путь развития — обнаружение в горных породах все новых и новых тензодатчиков, позволяющих измерять деформацию, и разработка конкретных методик их использования. Учение о парагенезах структур и структурных рисунках, учение о тектонофациях, учение об измерении однородной деформации по различным тензодатчикам, учение о неоднородной деформации и совместности деформаций являются конкретными формами развития стрейн-анализа. Применение его методик позволяет извлекать новую информацию на хорошо изученных ("уже отработанных") объектах и получать более полные, а подчас и принципиально новые выводы о геотектоническом развитии регионов. Это привлекает исследователей, в результате чего метод активно развивается и преподается в странах Запада. У нас преподавание и практическое использование стрейн-анализа проводится лишь энтузиастами.

В этой главе нет возможностей подробно изложить и даже упомянуть все методы стрейн-анализа. Им посвящена большая литература. Обоснования и описания методов, используемые формулы, номограммы и ссылки на специальную литературу читатель найдет в работах [101, 131, 233]. Ниже будут охарактеризованы только основные принципы измерения деформаций. Напомним, что для полной характеристики деформации и вращения следует определить девять независимых величин (шесть для деформации и три для вращения) и что изменение формы, объема, изучаемых объектов и их вращение определяются независимо друг от друга.

Шесть компонентов деформации проще всего получить, если в горной породе имеется объект, форма которого до деформации известна и механические свойства которого не отличаются от свойств вмещающего цемента. Таких объектов много — оолиты в известняках, пятна оглеения, остатки фауны, гальки в конгломератах и т.д. Правда, не всегда состав включений достаточно хорошо соответствует составу цемента. Это затрудняет оценку деформации: даже незначительные различия в механических свойствах приводят к заметным различиям в степени деформированности включений и цемента. Примером тому могут быть конгломераты, в которых гальки разного состава растекаются по-разному. В таких случаях нужна статистическая обработка материала, и точность оценок снижается. Особенно осторожным надо быть при использовании для измерений деформации кремнистых скелетов микрофауны в известняках и порфириобластов, которые далеко не всегда деформируются вместе с основной массой породы. Однако во многих случаях удастся найти достаточно представительные объекты и достаточно надежно определить их исходную форму. Если это удалось, то нетрудно оценить ориентировку и длину главных осей эллипсоида деформации, т.е. того эллипсоида, который получился в результате деформации шара.

По результатам измерений можно вычислить коэффициенты относительного удлинения вдоль главных осей и все шесть компонентов деформации. Формулы для соответствующих вычислений, номограммы и таблицы имеются в рекомен-

дованной литературе. Особенно просто осуществляются вычисления, если исходная форма объектов была сферической. Однако и в этом случае целесообразно использовать номограммы. Специальные приемы рекомендованы для объектов эллиптической формы. Разработаны способы пересчетов при изучении деформированных скоплений фауны (например, граптолитов), когда стиль деформации и формы деформированных окаменелостей зависят от их ориентировки в пространстве. В этом случае для вычислений использованы законы гомогенной деформации в отношении изменения длин произвольно ориентированных отрезков и углов между ними.

Вычисленные компоненты тензора деформации обычно сводятся в таблицы и изображаются графически на картах и разрезах в виде стереографических проекций главных осей эллипсоида деформации (на врезках) или другим способом, удобным для дальнейшего анализа. Карты, содержащие количественную информацию о деформациях горных пород, незаменимы для анализа структурных рисунков, но пока составляются лишь в единичных случаях.

Приблизительную оценку деформированности горной породы или толщи можно провести, не прибегая к восстановлению исходной формы включений. Для этого используются закономерности происходящего в процессе деформации изменения углов между пересекающимися линиями. Опыт показывает, что в природе широко распространены горные породы, деформированные значительно больше, чем вдвое. В этих породах отчетливо видна вытянутость и упорядоченность ориентировки включений, которые ранее были изометричны или расположены хаотично. При менее чем двукратной деформации (т.е. 100%-ное растяжение или 50%-ное сжатие) упорядоченность структуры горной породы значительно менее четкая, а при 20%-ном сжатии может быть обнаружена только при специальном изучении. Это объясняется ускоренным увеличением ориентированности при нарастающей деформации.

Теоретически показано, что в гомогенно деформируемой породе деформирующиеся вместе с нею хаотично расположенные включения быстро приобретают однообразную ориентировку. При двумерной деформации (чистый сдвиг) ориентированность нарастает следующим образом. После 30%-ного сжатия 30% удлиненных частиц расположится так, что их длинная ось будет отклонена от оси растяжения не более чем на  $15^\circ$ , а 50% — не более  $30^\circ$ , т.е. наметится ориентированность. После 50%-ного сжатия 20% частиц станет практически параллельным оси растяжения (не более  $5^\circ$  от нее), 50% не выйдет за  $15^\circ$  от нее, и практически все (85%) окажутся в пределах  $45^\circ$ , т.е. ориентированность станет вполне четкой. При 70%-ном сжатии 50% частиц будет ориентирована положе  $5^\circ$ , 75% положе  $15^\circ$ , 90% положе  $30^\circ$ . При 90%-ном сжатии возникнет идеальная ориентированность: все частицы станут практически параллельными и лишь 8% будут выходить за пределы  $5^\circ$ .

Приведенная оценка позволяет легко осуществлять полуколичественные определения деформаций в породах, содержащих деформированные включения. При этом неважно, какую форму имели включения первоначально. Они могли быть изометричными или вытянутыми. Предполагается только, что их ориентировка была хаотичной.

Однако во многих случаях включения, находящиеся в толщах горных пород, деформируются иначе, чем заключающее их вещество. Прослойки компетентных пород, дайки, жилы, прожилки, линзы и другие включения часто оказываются менее пластичными, чем вмещающая их масса горной породы, что приводит к местным неоднородностям деформации. Эти неоднородности могут быть весьма значительными при рассмотрении деформации на уровне, соответствующем размеру включений, но в то же время несущественными при более общем анализе на следующем (более грубом) уровне детальности. При таком анализе деформация по-прежнему может рассматриваться как однородная. Однако поведение и пере-

ориентировка включений будут иными по сравнению с однородно деформируемыми "пассивными" включениями. "Активные" включения вызовут местные возмущения, складки, будинаж. Поэтому, казалось бы, формирование ориентированной структуры в толще, содержащей жесткие включения, должно происходить иначе, чем в однородной толще с пластичными включениями.

Теоретический анализ показывает, что у жестких включений зависимость ориентированности от степени деформированности толщи иная, чем у пластичных включений. Линейно вытянутые непластичные включения особенно быстро изменяют ориентировку, когда они перпендикулярны или почти перпендикулярны направлению растяжения. В связи с этим при 30%-ном сжатии все жесткие включения оказываются ориентированными положе  $45^\circ$  к оси растяжения. Однако дальнейшее выполаживание жестких включений осуществляется медленнее, чем пластичных. Это приводит к возникновению двух максимумов ориентированности частиц, расположенных при 30%-ном сжатии почти перпендикулярно друг другу, а при последующей деформации сближающихся по направлению к оси растяжения. При 75%-ном сжатии все частицы расположатся положе  $15^\circ$  к оси растяжения, при 85%-ном сжатии — положе  $8^\circ$  и разделение их на два максимума станет неясным. Таким образом, общая тенденция к нарастанию ориентированности частиц с увеличением деформации сохраняется и для жестких включений.

Как известно, вытянутые включения, ориентированные круче  $45^\circ$  к направлению растяжения, при деформации испытывают сжатие, а положе — растяжение. В связи с этим в природе широко распространены деформации, при которых до  $45^\circ$  происходит поворот включений жестких, выдерживающих сжатие, а после этого — пластичных, растягивающихся вместе со средой (это растяжение может сопровождаться или не сопровождаться разрушением: брекчированием, разлинзованием, будинажем). При этом с максимальной эффективностью происходит ориентация включений в направлении растяжения: даже включения, первоначально перпендикулярные направлению растяжения, при 3%-ном сжатии приобретут наклон в  $75^\circ$ , при 13%-ном —  $60^\circ$ , при 29%-ном —  $45^\circ$ , при 46%-ном —  $30^\circ$ , при 64%-ном —  $15^\circ$ , при 74%-ном —  $7,5^\circ$  и при 80%-ном —  $5^\circ$  к оси растяжения. Таким образом, при 80%-ном сжатии все включения, произвольно ориентированные до деформации, становятся практически параллельными друг другу и ориентированными в направлении растяжения. При этом все они оказываются растянутыми минимум в 2,5 раза. По-видимому, именно такая картина имеет место в районах развития изоклинальных складок. Совершенно очевидно, что в таких условиях метод распрямления складок даст заведомо искаженные характеристики деформации. Он применим при продольном сжатии, не большем 50%, и при углах между крыльями складок, не меньших  $60^\circ$ .

В сильно деформированных толщах обычно широко распространены поперечные к растяжению жилы, возникающие при деформации. При нарастающей деформации такие жилы появляются многократно, в то время как более ранние из них сминаются в складки, крылья которых при очень больших деформациях становятся параллельными, сильно растянутыми, вливающимися в общую линзовую полосчатость толщи. Замки же сохраняются и постепенно насыщают толщу все большим количеством "обрывков замков складок". В гранитогнейсовых комплексах очень часто можно наблюдать несколько поколений птигматитовых жил, агматитов и других новообразований, наиболее поздние из которых еще почти не деформированы, а ранние уже влились в параллельно-линзовую полосчатость. Это говорит о нарастающей деформации и тектоническом течении вещества. Деформации таких толщ весьма велики.

Мы подробно остановились на формировании ориентированной структуры толщ при нарастающей деформации потому, что степень ориентированности внутренней структуры горных пород и толщ отражает величину деформации и положена в основу ряда методов ее количественных оценок. Это — метод изме-

рения и статистической обработки расстояний "от центра до центра" обломочных зерен по всем возможным направлениям в образцах, шлифах, обнажениях. Это — метод измерения и построения гистограмм длин поперечных сечений зерен тоже по всем направлениям в шлифах под микроскопом. В обоих случаях предполагается исходно-хаотическое расположение зерен и делается попытка получить эллипсоид деформации. Наконец, это — тектонофациальный анализ Е.И. Паталахи, в котором по комплексу разнообразных признаков степени упорядоченности ориентированной структуры толщ выделяются "тектонофации", сопоставляемые с определенными величинами сжатия—растяжения толщ.

Большую роль в деформации толщ играют процессы разрушения старых и формирования новых минеральных образований, растущих в направлении растяжения и способствующих релаксации стресса. Мы уже упоминали о жилах альпийского типа, рассекающих растягивающиеся пласты, а потом сминаемых в мелкие складки. Информативными тензодатчиками являются будинированные пласты и дайки. Оценка растяжения по ним может быть наиболее точной, если прослой непластичен и хрупок. Тогда он раскалывается на отдельные сегменты, которые отодвигаются друг от друга, а промежутки между ними заполняются либо затекающими вмещающей породы, либо минеральными новообразованиями. В этих случаях расстояние между будинами характеризует удлинение, а расстояние между центрами будин — конечную длину (соответственно полуусумма длин соседних будин характеризует начальную длину). Опыт показывает, что во многих случаях относительное удлинение будинированных слоев измеряется сотнями процентов. При этом всегда следует иметь в виду, что будинирующиеся пласты испытывают не только пассивное раздвижение, но и некоторую пластическую деформацию. Поэтому измеряемые величины характеризуют лишь минимальные значения растяжения. Часто встречающееся объемное будинирование позволяет оценить растяжение по двум осям.

Катаклазу и растаскиванию часто подвергаются хрупкие зерна в деформирующихся горных породах. Между обломками зерен нарастают волокнистые одинаково ориентированные минеральные новообразования (например, волокнистый кальцит), свидетельствующие о растяжении и отодвигании обломков друг от друга. Такие же новообразования часто нарастают у границ твердых зерен, в тенях давления. Местами их так много, что толща более чем наполовину оказывается состоящей из однообразно ориентированных минеральных новообразований, свидетельствующих о ее растяжении. Эти и другие проявления стресс-метаморфизма горных пород широко используются для количественных оценок деформации [74, 239], причем они особенно информативны при восстановлении истории нарастающих деформаций.

Особым исследованиям подвергается вращение при деформации. Без его изучения нельзя отличить, например, простой сдвиг от чистого сдвига. Многочисленные методы его изучения описаны в специальной литературе (например, по двойным изгибам полосок в синтетонических порфиробластах). Здесь мы их перечислять не будем. Отметим только, что три компоненты аксиального вектора вращения всегда изучаются независимо от деформации. Когда это правило нарушается (а такие случаи известны), выводы о типе тектонических движений становятся неубедительными.

Имеющиеся в литературе данные о количественных оценках деформаций пока еще немногочисленны, но все же позволяют сделать некоторые выводы, важные, как нам кажется, для понимания путей тектонического расслоения литосферы. Прежде всего следует считать установленным, что в условиях литосферы горные породы способны испытывать большие пластические деформации, течь в твердом состоянии. Следы течения в той или другой мере сохраняются в структуре и текстуре горных пород и во многих случаях могут быть измерены и изучены. Однако для этого требуются специальные исследования, и степень деформи-

рованности горных пород оценена далеко не везде. Там, где это сделано, как правило, обнаружено неравномерное распределение деформаций. В сильно деформированных участках и зонах течения удлинения, измеряемые сотнями и даже тысячами процентов (и соответствующие укорочения в других направлениях), не являются редкостью. Большие пластические деформации широко распространены в складчатых областях, в докембрийском фундаменте платформ, сопровождают тектонические покровы. Таким образом, литосфера в масштабах геологического времени является весьма подвижной, пластичной, легко деформирующейся оболочкой.

### *Анализ структурных рисунков*

Анализ структурных рисунков складчатых областей давно используется для изучения горизонтальных движений земной коры и для воссоздания кинематики развития отдельных ее областей. Перемещение отдельных блоков, скупивание горных масс в одних зонах и раздвижение в других всегда устанавливалось прежде всего путем анализа структурных рисунков. В 30-е годы Р. Штауб и Э. Арган путем анализа глобального структурного рисунка планеты пришли к мобилистическим выводам. В 60-е годы группа академика А.В. Пейве разработала специальные методы и успешно исследовала крупные горизонтальные перемещения по разломам, применяя анализ парагенезов структур и структурных рисунков [73, 120]. В дальнейшем учение о парагенезах структур и структурных рисунках приобрело широкую известность среди советских геологов и было использовано многими исследователями в разных районах Советского Союза от Карпат до Дальнего Востока. До сих пор этот анализ применяется в основном на качественном и полуколичественном уровнях из-за отсутствия достаточного количества точных данных о деформациях горных пород. Надежные количественные оценки кинематики крупных районов осуществлены лишь в отдельных работах, лучшая из которых принадлежит Э. Клоосу [52].

Многочисленные эмпирически выделенные типы структурных рисунков складчатых областей надежно свидетельствуют о значительных горизонтальных перемещениях земной коры при их формировании, т.е. о горизонтальном глыбовом течении литосферы. В специальных работах описаны сдвиговые перекосы и кулисообразно расположенные жилы в оловорудных районах Дальнего Востока, тектонопары на территории Монголии, структуры горизонтального выжимания и нагнетания в Средней Азии, системы крупных сдвига-надвиговых динамопар на Памире и т.д. Поэтому нет надобности описывать конкретные структурные рисунки, характеризующие тектоническое течение горных масс литосферы. Полезнее остановиться на принципе совместимости деформаций, который лежит в основе анализа структурных рисунков.

Принцип совместимости деформаций определяется тем, что тектонические деформации и перемещения вещества в земных недрах осуществляются в сплошной среде, которая не терпит ни пустоты, ни сдвигания. Так, если какая-либо горная масса ушла из данного объема, то он должен одновременно заполниться другой горной массой, пришедшей из объема, заполняющегося третьей горной массой и т.д. Поэтому деформации и перемещения горных пород не могут быть произвольными, а образуют упорядоченные структурные рисунки. Наблюдаемому на поверхности горизонтальному сжатию в одной зоне должно обязательно соответствовать растяжение в другой и горизонтальное перемещение "блока" в третьей. Но и этого недостаточно. На глубине должно возникнуть встречное, компенсирующее течение со своими зонами перемещений и деформаций разного типа.

Проведя на карте разлом, геолог иногда не задумывается о тех деформациях в близлежащих зонах, которые должны были произойти, чтобы обеспе-

чить возможность закартированным толщам прийти в соприкосновение. При анализе структурного рисунка такие вычисления необходимо сделать. Закартировав интрузию, необходимо решить вопрос о пространстве, занятом ею, и о пространстве, освобожденном внедрившейся магмой.

Из принципа совместимости вытекает ряд следствий. Например, в земной коре однородная деформация не может охватывать значительные площади. Однородная деформация вызывает перемещение вещества, пропорциональное длине деформируемого блока. Поэтому чем крупнее блок, тем грандиознее перемещения его краев при однородной деформации и тем неизбежнее иная, компенсирующая деформация в соседних блоках. В природе это и наблюдается, когда мы всюду фиксируем неоднородную деформацию, а в соседствующих частях крупного структурного рисунка сочетаются противоречивые, компенсирующие друг друга парагенезы структур, представленные зонами горизонтального сжатия, горизонтального растяжения, горизонтального сдвига.

Некоторые простейшие эффекты неоднородной деформации заслуживают особого внимания.

Эффект клина связывает деформации с поступательным перемещением неоднородно деформирующихся блоков и со смещениями вдоль разломов. Этот эффект рассмотрим применительно к расслоению литосферы. Крупные геологические границы (например, поверхность Мохоровичича) во многих местах располагаются не горизонтально, а наклонно. В то же время они разделяют толщи, значительно различающиеся по плотности. Наклонная граница отвечает избыточному количеству потенциальной энергии в такой системе и стремится занять горизонтальное положение, отвечающее минимуму потенциальной энергии. Выплаживание наклонной границы сопровождается неоднородными деформациями и значительными перемещениями масс в выше- и нижележащих толщах. В этом и заключается эффект клина. Если представить себе сечение зоны, включающей наклонную границу, в виде прямоугольника, а след самой границы в виде диагонали этого прямоугольника, то нетрудно показать распределения деформаций в обеих толщах. В начальный момент наклонная граница между толщами занимает положение диагонали прямоугольника, а сечения верхней и нижней толщ имеют форму треугольников, или клиньев, лежащих друг на друге, но обращенных тонкими частями навстречу друг другу. После деформации граница станет горизонтальной, делящей весь рассматриваемый разрез пополам на два узких прямоугольника, соответствующих нижней и верхней толщам. Таким образом, исходные клинья в процессе деформации превращаются в прямоугольники, т.е. их узкие части расширяются, а широкие сужаются. Наибольшие деформации происходят на концах клиньев, в их середине деформации почти отсутствуют. Но именно средняя часть каждого клина максимально смещается вдоль границы их раздела в направлении от тупого к острому концу клина, т.е. навстречу друг другу. Максимальное относительное смещение средних частей клиньев огромно — равно половине длины клиньев. Очень сильное горизонтальное сжатие охватывает узкие вертикальные зоны на месте острых частей клиньев, широкие зоны незначительного горизонтального растяжения располагаются на месте тупых частей клиньев. Таким образом, зоны горизонтального фронтального сжатия проходят параллельно зонам тылового растяжения, причем верхний и нижний клинья деформируются автономно и зона сжатия в верхнем клине находится над зоной растяжения нижнего клина.

Эффект клина объясняет образование крупных субгоризонтальных срывов со значительными перемещениями по ним и увязывает это явление с узкими субвертикальными зонами сжатия и растяжения. Автономность деформаций в соседних блоках и в соседних слоях расслоенной литосферы хорошо согласуется с подмеченной А.В. Пейве основной особенностью тектонических движений: "Именно в наблюдающейся известной самостоятельности перемещения по

крайней мере крупных структурно обособленных однородных блоков земной коры и заключается главная особенность тектонических движений. Все тектонические теории до сих пор не знали такого механизма движений земной коры, т.е. не считались с тем, что каждый блок обладает как бы самостоятельной "движущей силой", заключенной в нем самом" [104. С. 42]. Высказываясь так, А.В. Пейве имел в виду не только гравитационные, но и инерционные силы Земли.

С эффектом клина непосредственно связаны эффект выжимания и эффект смены знака деформаций (пресс-эффект и реверс-эффект). Первый создает структурные рисунки, противоположные клин-эффекту по распределению разнотипных деформаций и перемещений. Он характеризует перетекание пластичных масс при неоднородном стрессе из зон коллизии в зоны тектонических убежищ. Таким способом сформировался своеобразный структурный рисунок Афгано-Таджикской депрессии при выдавливании мезозойско-кайнозойских толщ к западу от зоны сжатия Памира и Тянь-Шаня. Второй эффект приводит к тому, что при нарастающей деформации в определенных частях неоднородно деформируемого клина направления сжатия и растяжения со временем меняются местами, создавая иллюзию смены направления тектонических движений. Аналогичный эффект возникает в зонах простого сдвига и чистого сдвига при больших деформациях.

Эффект тектонического сшивания возникает в результате соединения блоков или слоев, ранее разделенных другими блоками или слоями, но пришедших в соприкосновение после отодвигания последних вниз или в сторону. При этом образуется тектонический контакт особого типа (контакт тектонического сшивания, или сутура). Разрывы и сутуры являются двумя противоположными типами тектонических контактов и занимают особые положения в структурных рисунках. Первый является результатом разрыва некогда единого геологического тела, второй — результатом соединения двух ранее разобщенных тел. В середине сутуры обычно сохраняются обрывки исчезнувших блоков или слоев, сильно деформированные, перемешанные, иногда сцементированные магматическим или гидротермальным материалом. По краям эту зону оконтуривают полосы очень сильно деформированных пород каждого из блоков, пришедших в соприкосновение. Однако степень деформированности быстро уменьшается, и на небольшом расстоянии от сутуры блок или слой уже почти не деформирован. Прослеживая сутуры по простиранию, обычно можно найти те блоки или слои, на месте которых она образовалась. Здесь сутура прекращается, переходя в разломы и зоны дробления. Структура сутуры формируется именно на ее концах, за счет которых она разрастается в процессе тектонического сшивания блоков. Крупнейшими сутурами являются офиолитовые швы на месте палеоокеанов. Небольшие, но очень показательные сутуры часто встречаются в виде межбужинных швов в деформированных толщах, состоящих из слоев с резко различающимися реологическими свойствами.

При анализе структурных рисунков все перечисленные особенности неоднородной деформации необходимо учитывать. Они могут помочь по взаимному расположению деформированных зон разного типа восстановить величины перемещения слабо деформированных блоков и восстановить общую картину тектонического течения горных масс.