

**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, Корякия, 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.

Глава I

ТЕОРЕТИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ КОНЦЕПЦИИ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ РАССЛОЕННОСТИ ЛИТОСФЕРЫ

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ РАССЛОЕННОСТЬ КАК ЗАКОНОМЕРНЫЙ РЕЗУЛЬТАТ РАЗВИТИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ В НЕОГЕЕ

Расслоенное строение нашей планеты выражается в общем случае в наличии внутри нее неоднородностей, сменяющих друг друга по вертикали и горизонтали. Эти неоднородности в глубоких частях Земли устанавливаются только геофизическими методами (сейсмическими, гравиметрическими, электротондированием, измерением теплового потока и др.). В верхней части литосферы они уже доступны непосредственному геологическому изучению, которое, как мы покажем ниже, способно восстановить состав ее оболочек и характер движений внутри и между ними вплоть до раздела Мохоровичича.

Вертикальная расслоенность земного шара, выражающаяся в наличии внутри него ядра и облегающих его разноплотностных оболочек, и связь этой расслоенности с историей формирования планеты от момента ее аккреции до настоящего времени вряд ли сейчас вызывают сомнения.

Не менее ясна и латеральная неоднородность в строении верхних оболочек Земли, особенно четко проявленная в верхней мантии и земной коре, что, в частности, выражается в смене континентов, с их мощным гранитно-метаморфическим слоем, океанами, где этот слой отсутствует. Поскольку положение континентов и океанов в истории Земли не оставалось постоянным, то следует считать, что и возникновение наблюдаемых сейчас неоднородностей этого типа связано с поздними этапами формирования ее оболочек и что распределение в пространстве неоднородностей подобного рода в истории Земли менялось с течением времени.

Особняком стоит вопрос о характере границ, разделяющих эти неоднородности. Обусловлены ли они составом пород, фазовыми переходами или термодинамическими параметрами? Как будут вести себя неоднородные по плотности оболочки Земли при изменении скорости вращения нашей планеты под влиянием приливо-отливных воздействий Луны? Могут ли эти процессы привести к формированию гигантских поверхностей срыва в верхних оболочках земного шара и зон пластического течения вещества в его более глубоких горизонтах, что в результате породит глобальную тектоническую расслоенность нашей планеты? Интерпретация подобного рода поверхностей раздела в значительной мере зависит от уровня знаний, накопленных наукой к тому или иному моменту времени.

Так, в современных плиттектонических моделях строения литосферы большое значение придается астеносферному слою, т.е. слою пониженной вязкости материала верхней мантии, обнаруженному на разной глубине под континентами и океанами. Предполагается, что в астеносфере происходит частичное плавление горных пород и что ее реологические свойства определяют возможность

конвективных движений в мантии, вызывающих дрейф литосферных плит. Астеносфера, таким образом, рассматривается в качестве крупнейшей неоднородности в мантии Земли, регулирующей и определяющей происхождение и развитие главнейших геологических явлений — магматизма и движений в земной коре, а также её тектоническое расслаивание. Сторонники этой теории считают, что движения крупных блоков земной коры — литосферных плит — происходят по астеносферному слою. Эта гипотеза исходит из предпосылки о жесткости, твердости и реологической однородности гигантских литосферных плит на всю их мощность. Предполагается, что кора и мантия Земли и отдельные их части имеют между собой прочные механические связи и что континенты как бы "впаяны" в мантию.

Прошло всего 15—20 лет с момента окончательного становления этой теории, но её основные положения, связанные с механизмом перемещения плит и положением главных поверхностей тектонического расслаивания, уже начинают оспариваться. Это обусловлено в первую очередь бурным развитием геофизических методов. Появляется все больше и больше данных о том, что единый и непрерывный астеносферный слой под континентами и океанами отсутствует. Внутри земной коры и верхней мантии теперь устанавливается несколько волноводов, расположенных прерывисто и на разных глубинах, что подразумевает под собой присутствие многочисленных зон плавления пород и как следствие — отсутствие упорядоченной системы конвективных ячеек и возможность предположения существования нескольких поверхностей расслаивания внутри литосферы [149].

Новейшие достижения сейсмологии (сейсмическая томография, изучение глубоких землетрясений) и гравиметрии, которая использует характеристики поля тяжести, вычисленные по неравномерности движения искусственных спутников (геонд, аномалии в свободном воздухе), позволяют сделать два очень существенных вывода.

Во-первых, данные по скорости прохождения поперечных сейсмических волн показали, что неоднородности, связанные с крупными структурными элементами земной коры (континенты и океаны), прослеживаются до глубин 400—600 км. При этом низкие скорости прохождения поперечных волн оказываются приуроченными к океаническим впадинам и их окраинам, а высокие — к докембрийским кратонам. Эта закономерность может быть связана с разным состоянием вещества (степенью разогрева) под континентами и океанами, а следовательно, и с резко различной глубиной астеносферного слоя.

Во-вторых, новейшие данные по форме геонда и анализ аномалий силы тяжести в свободном воздухе [184] показывают, что гравиметрические характеристики нашей планеты на разных ее уровнях (в коре, верхней и нижней мантии) в плане резко различны, что никак не может быть объяснено моделью простых конвективных ячеек, сменяющих друг друга по горизонтали. Для объяснения этой картины необходимо предполагать наличие двухэтажной системы конвекции, а, следовательно, и несколько уровней расслоения вещества в верхней и нижней мантии.

Все эти данные приведены здесь лишь для того, чтобы показать далеко еще не ясный механизм перемещения крупных литосферных плит, и поэтому на пути объяснения расслоенного строения оболочек нашей планеты нам предстоит еще большие открытия. Кроме того, исследование Земли с помощью интерферометрии со сверхдлинной базой показало, что континенты отнюдь не представляют собой жестких масс (рис. 1), а способны сжиматься и растягиваться [51].

Однако геолог, работающий в поле, имеет дело с тектонической расслоенностью, возникающей в верхней части литосферы и в самой верхней части верхней мантии. Эта тектоническая расслоенность, наиболее ярко обнаруживаемая

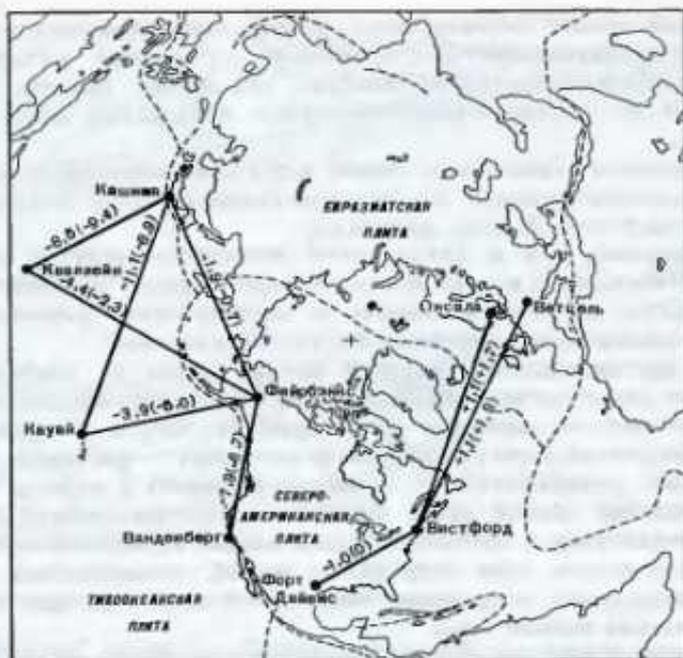


Рис. 1. Карта Северного полушария с базовыми линиями по методу интерферометрии со сверхдлинной базой (ИСДБ)

Число в скобках — величина (см/год) смещения плит по теоретической модели, вне скобок — полученная по ИСДБ

в складчатых сооружениях, возникает в процессе формирования земной коры [108, 147].

Существуют два основных пути формирования континентальной коры — автохтонный и аллохтонный.

Первый из них — это такой механизм, при котором новая континентальная кора формируется за счет метаморфизма и гранитизации комплексов горных пород океанической и переходной стадий при их скучивании. Следовательно, термин "автохтонный" подразумевает под собой только автохтонность вещества формирующейся коры.

Аллохтонный способ формирования земной коры — это тот случай, когда происходит совмещение комплексов палеоокеанических структур с комплексами более древней континентальной коры или в результате надвигания палеоокеанической коры на континентальные окраины, или при столкновении континентальных блоков земной коры. В этом случае значительная роль в строении континентальной коры принадлежит древним метаморфитам, в той или иной степени ремобилизованным.

Анализ истории развития любой складчатой области показывает, что формирование континентальной коры происходит, как правило, в результате сочетания разных механизмов. Однако их относительная роль различна, что и определяет специфику строения каждой складчатой области. Например, для ранних этапов истории Уральской и Альпийской складчатых областей характерен автохтонный способ формирования коры, а для поздних — аллохтонный. Однако аллохтонный способ формирования земной коры, связанный со столкновением континентальных плит в этих складчатых поясах, проявлен очень ярко, и поэтому оба этих сооружения могут быть отнесены к аллохтонным.

Автохтонный способ формирования земной коры приводит к образованию мозаичных складчатых систем, типичными примерами которых являются Центральный Казахстан, Алтае-Саянская складчатая область и варисциды Европы, а также окраинно-континентальные складчатые пояса (обрамление Тихого океана).

При аллохтонном становлении земной коры возникают линейные складчатые сооружения, располагающиеся или располагавшиеся внутри континентов (Урал, Альпийская складчатая область, Аппалачи).

Как автохтонный, так и аллохтонный механизмы ведут в конце концов к аккреции (приращению) континентальной коры. Термин "аккреция" в настоящее время понимается достаточно широко и подразумевает формирование коры любого типа (океанической, переходной и континентальной).

Аккреция континентальной коры с точки зрения её кинематики может осуществляться двумя путями. Первый из них — межконтинентальная аккреция. Она подразумевает столкновение двух крупных блоков с континентальным типом строения земной коры (столкновение континент — континент, континент — микроконтинент, микроконтинент — микроконтинент) и ведет к аллохтонному способу становления земной коры. Второй — перикокеанический тип аккреции связан с присоединением к континентальным массам окраинных частей бассейнов с корой океанического типа (окраинных морей, энсалических и энсиматических островных дуг) в процессе обдукции и свойствен для автохтонного способа становления земной коры.

Явление аккреции континентальной коры сопровождается сложным комплексом структурных и вещественных преобразований, охватывающих большие по мощности и огромные по площади массы горных пород. В процессе аккреции, особенно в её финальную стадию, в условиях сжатий происходит тектоническое расслаивание, особенно ярко проявляющееся в верхней части литосферы. В этот момент истории складчатых сооружений происходит формирование их покровно-складчатой структуры. Эта структура не представляет собой всеобщего хаоса и беспорядочного нагромождения покровов и чешуй. В ней есть свои законы, диктующие взаимное расположение покровов по латерали и по вертикали, взаимоположение структурно-формационных комплексов и их внутреннюю структуру. Целый ряд тектонических поверхностей, разделяющих как крупные тектонические покровы, так и серию чешуй внутри них, возник не случайно, а был подготовлен задолго до момента аккреции континентальной коры. История формирования таких поверхностей тектонического расслаивания выстраивается как бы в единый ряд, начинающийся в момент накопления разреза горных пород и обособления конседиментационных структур, через ранние стадии перикокеанической аккреции к её поздним стадиям и межконтинентальной аккреции. Если в начальные стадии этого процесса происходит подготовка таких поверхностей, то в конечные его стадии — тектоническая реализация.

Конседиментационная расслоенность. Происхождение такого типа расслоенности заключается в формировании реологически неоднородных толщ, по-разному реагирующих на процесс сжатия. Границы между такого рода неоднородными по составу слоями, пачками и толщами и служат поверхностями разно-масштабного расслоения, реализуемого при сжатии. Эти неоднородности могут сменять друг друга как по вертикали, так и по горизонтали.

Простейшим случаем вертикальной расслоенности является формирование неоднородного по составу разреза горных пород. Возникающие при этом границы компетентных и некомпетентных слоев, пачек и толщ обеспечивают тектоническое расслоение при сжатии. Проявляется это явление в самых разных масштабах. Например, сложные каскады складок и чешуй в яшмовых толщах возникают в результате проскальзывания кремнистых прослоев вдоль

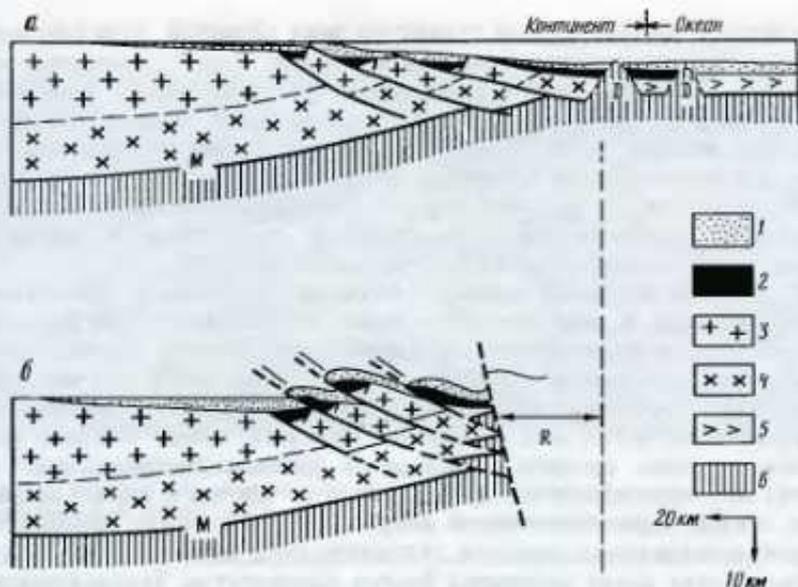


Рис. 2. Образование (а) и сокращение (б) пассивной окраины при сжатии во время коллизии плит [178]

1 — "пострифтовые" осадки; 2 — "синрифтовые" осадки; 3 — верхняя часть континентальной коры; 4 — нижняя часть континентальной коры; 5 — океаническая кора; 6 — верхняя мантия. D — серпентинитовые диапиры; R — горизонтальное сокращение; M — раздел Мохоровичича

тончайших глинистых слоев, разделяющих эти горизонты. Тектоническое строение Внешних Альп в значительной мере обусловлено наличием региональной зоны отслоения (decollement), проходящей по гипсоносным отложениям верхнего триаса, по которым платформенные и шельфовые отложения легко проскальзывают при сильных сжатиях [188]. Аналогичное явление установлено и на Центральном Памире [127], где терригенные отложения мезо-кайнозоя сорваны с палеозойского основания по гипсоносным карбонатным отложениям пермо-триаса. Протяженные зоны отслаивания возникают и вблизи поверхности — кристаллический фундамент—осадочный чехол — в красных частях платформ, вовлеченных в складчатость. Такие поверхности порождают не только огромное по масштабам тектоническое расслаивание, но и обуславливают дисгармонию складок в автохтоне и аллохтоне.

Вторую группу поверхностей расслаивания, также легко устанавливаемую при картировании складчатых сооружений, образуют первичные конседиментационные границы раздела между структурно-формационными зонами, возникшими до этапа скупивания. Это и границы между континентами и океанами, островными дугами и окраинными морями, это и листрические разломы на пассивных окраинах континентов, границы сочленения блоков с разной мощностью коры и др. Глобальные границы между структурами с разными типами коры, такие, как континентальный склон пассивных окраин или глубоководный желоб активных окраин, при сжатии порождают огромные по масштабу поверхности отслаивания, выражающиеся в офиолитовых покровах. Конседиментационные границы между структурами более низкого порядка, возникающие внутри какой-либо структурно-формационной зоны, обуславливают, как правило, формирование многочисленных чешуй и покровов второго порядка внутри более крупной структурной единицы. Примером границ этого типа могут служить листрические разломы пассивных окраин, которые создают

сложную конседиментационную структуру этих областей. При сжатии структур такого типа возникает серия разнофациальных чешуй, развертка которых в пространстве позволяет восстановить первичную обстановку осадконакопления (рис. 2). Типичным примером такого рода является покров Хавасина Омана, включающий в себя пакет чешуй, нижние из которых представлены отложениями континентального шельфа и его склона, средние — породами глубоководной депрессии, возникшей на континентальном основании, а верхние состоят из мелководных, часто биогермных известняков красного поднятия, отделявшего континентальную кору от океанической [215].

Целый ряд поверхностей раздела, которые могут быть использованы при надвигообразовании в процессе скупивания, возникают и внутри однородных по составу толщ, накапливавшихся в одинаковых палеогеографических условиях. В ряде случаев такие конседиментационные границы достигают весьма крупных размеров. Так, вдоль восточного побережья Флоридской карбонатной платформы установлен целый ряд подводных оползней, среди которых выделяются досреднемиоценовые, среднемиоценовые и послесреднемиоценовые. Наиболее крупные из них прослежены по простиранию на 120 км и имеют ширину 30 км.

Ранние стадии периокеанической аккреции. Большинство приведенных выше параметров конседиментационного тектонического расщепления связано с обстановкой растяжения вдоль пассивных бортов континентов. Тектоническое расщепление, возникающее в обстановке конседиментационного сжатия, наиболее ярко проявляет себя при образовании аккреционных призм на активных окраинах.

Ранняя стадия формирования структур подобного рода наблюдается в зоне конвергенции Тихоокеанской и Индийской плит (желоб Хикуранги, восточная часть Северного острова Новой Зеландии), где сейсмопрофилированием установлена зона развития пологих надвигов, наклоненных в сторону континентальной окраины. Над их висячими крыльями в рельефе морского дна возникают пологие поднятия (рис. 3). Все эти надвиги, выполаживаясь с глубиной, объединяются в единую поверхность тектонического отслоения, которая скорее всего проходит вдоль литологической границы: пелагические осадки открытого океана — терригенные толщи океанической окраины. Эта поверхность расщепления, полого, под углом 3° погружается под континентальную окраину и прослежена на расстоянии 150 км до глубины 14 км.

Интересно, что восточнее, в сторону открытого океана, на временных разрезах устанавливается зона развития "протонадвигов", выраженная в виде плоскостей с низкой отражающей способностью пересекающих, но не смещающих слои осадочной толщи. Плоскости их также падают на запад под углами, типичными для взбросов. Зона "протонадвигов" имеет ширину в 25 км.

Примером более зрелой стадии формирования аккреционной призмы и связанного с этим процессом тектонического расщепления в зоне столкновения континент—островная дуга может служить Индонезия, где к югу от о-ва Сумба, в зоне сочленения Яванского желоба и Тиморского трога, мезозойские и кайнозойские осадки австралийского континентального шельфа активно "стребаются" перед фронтом надвигающейся островной дуги [180]. Надвижение сопровождается образованием протяженной поверхности отслаивания, падающей под аккреционную призму. Этот пологий надвиг, наклоненный под склон островной дуги, т.е. на север, возникает, по всей видимости, вдоль контакта карбонатных и терригенных отложений. Не исключено, однако, что его образование связано с разной степенью литификации пород внутри карбонатного разреза.

В результате сжатия, возникающего у подножия островодужного склона, формируется надвиговая пластина, отложения которой деформированы и смяты в складки. Эта надвиговая призма, шириной около 20 км, как бы зажата между пододвигающимися австралийским континентальным шельфом и подножьем островной дуги.



Рис. 3. Профиль через желоб Хикураги
Выклинивание надвигов на поверхности главного рефлектора *D* (поверхность отслаивания) и выше субпараллельного рефлектора *d*

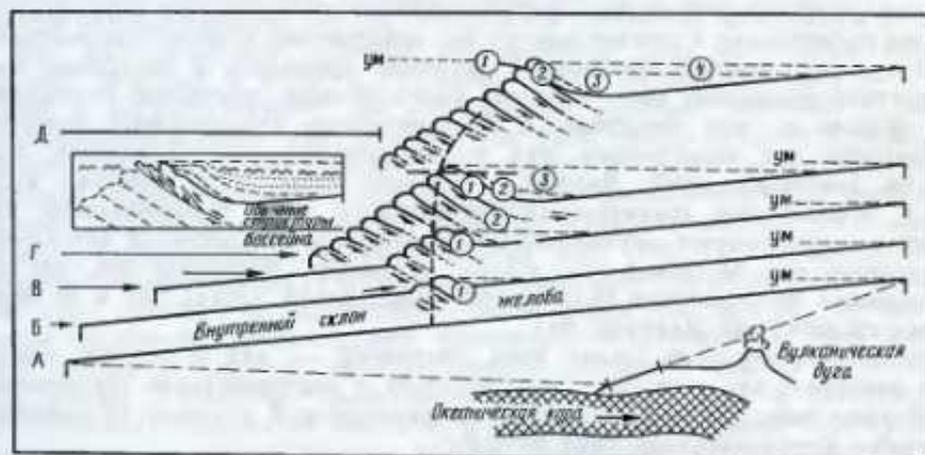


Рис. 4. Модель аккреционной призмы по: [246]
А—Д — стадии развития; ум — уровень моря; 1—4 — последовательность осадочных призм

Общее строение длительно формирующейся аккреционной призмы показано на рис. 4 [246]. Хорошо видны многочисленные поверхности расслаивания, последовательно возникающие в условиях единой палеогеодинамической обстановки, и обратная стратиграфическая последовательность аккреционных единиц, которые создают как бы моноклинали, где самые древние породы находятся не в ее основании, а, наоборот, — в верхней части.

Примером такой аккреционной призмы, обнаженной в современном эрозионном срезе на континентальной окраине, может служить район Макрана, где она непрерывно формируется от позднего мела до современности [196]. Характерной чертой такого рода образований является состав осадков (турбидиты, включая офiolитокластовую олистострому), постепенное омоложение осадков в сторону океанического бассейна и обратная стратиграфическая последовательность в разрезе "моноклинали". Очень важным обстоятельством, которое является типичным для подобного рода образований, является следующий признак: турбидитные серии, образующиеся во фронтальной части аккрецион-

ной призмы, в каждый момент ее образования, в глубь ее (т.е. в сторону континентальной окраины) замещаются одновозрастной молассой, которая резко несогласно перекрывает деформированный флиш и олистострому, относящуюся к более раннему этапу аккреции.

Приведенные выше примеры показывают широкие масштабы расслоения, проявляющие себя на ранних стадиях развития складчатой системы. Они, конечно, не охватывают всего его многообразия, но должны заострить внимание геологов на процессе подготовки некоторых тектонических плоскостей, по которым в более поздние этапы произойдет шарьирование многих структурно-формационных комплексов.

Складчатые сооружения, возникающие в момент периекзанической и межконтинентальной аккреций, имеют между собой ряд общих черт и существенные отличия.

Периекзаническая аккреция.¹ В наиболее типичном виде она проявлена по периферии Тихого океана. Здесь прогрессивное преобразование океанической коры в континентальную происходит на фоне разномасштабного расслоения литосферы на разных глубинных уровнях и значительных горизонтальных перемещений. Последнее обстоятельство подтверждается фактически повсеместным развитием покровно-складчатых и чешуйчато-надвиговых структур, формирование которых происходило в течение многих фаз деформаций. Становление покровов, как и в случае межконтинентальной аккреции, приводило к нарушению изостатического равновесия коры того или иного региона, изменению температурного режима и, как следствие, к формированию куполовидных структур, гранитизации как автохтонных, так и аллохтонных пород (например, зона Абукума северо-восточной Японии). Подобные события в конечном итоге вели к образованию гранитно-метаморфического слоя. Примечательно, что процессы тектонического скупивания с образованием офиолитовых аллохтонов происходили как на начальных этапах заложения островных дуг, как бы предвосхищая их появление (Камчатский Мыс, желоб Тонга), так и на более поздних стадиях (о-ва Шикотан, Яп).

Вергентность структур может быть различной — как в сторону океана, так и наоборот, что очевидно свидетельствует о переориентации перемещений литосферных масс на разных этапах периекзанической аккреции (Приморско-Японский и Корьякско-Камчатский регионы).

Покровно-складчатые структуры слагаются разновозрастными (от рифея до разных уровней фанерозоя) фрагментами древних переходных зон и палео-океанических бассейнов. При этом специфической особенностью зон периекзанической аккреции является омоложение возраста континентальной коры в сторону океана.

Данные формационного и структурного анализов в дальневосточном регионе свидетельствуют [177] о том, что палеопереходные зоны изменялись как вкрест, так и вдоль своего простирания, а также во времени. Была отмечена смена синхронных формаций от континентальных к прибрежно-морским, далее окраинно-морским с невулканическими и вулканическими поднятиями и, наконец, к океаническим вне зависимости от места пересечения древних переходных зон по широте. При этом внутренние части области Тихоокеанского кольца начинают свое развитие с карбонатных, карбонатно-терригенных и кремнистых формаций (Приморье, внутренние зоны Японии), а внешние (Сахалин, Хоккайдо) — с вулканогенно-терригенно-кремнистых и яшмово-вулканогенных. Причем в первом случае формирование толщ происходило на гетерогенном фундаменте, во втором — на меланократовом основании (соответственно в древних переходных зонах и океане). В современной структуре как эти,

¹ Раздел написал А.О. Мазарович.

так и более молодые комплексы сближены, что свидетельствует о значительном сокращении континентальных окраин разного типа. При этом появление офиолитовых аллохтонов как фрагментов низов литосферы или верхней мантии [235] позволяет утверждать, что тектонической расслоенностью была охвачена вся толща литосферы. В ряде мест (центральные районы Хоккайдо, Новая Гвинея) устанавливается прямая связь ультраосновных массивов с верхней мантией. Такие же соотношения выявлены и в районах межконтинентальной аккреции [146].

Таким образом, периокеаническая аккреция характеризуется формированием покровных или чешуйчато-надвиговых структур, сложенных формациями океана и активных переходных зон, т.е. образование гранитно-метаморфического слоя происходит здесь автохтонным путем. Этот процесс осложнялся деструктивными явлениями, приводившими к растяжению или даже разрыву созданного гранитно-метаморфического слоя, как это устанавливается в Японском, Южно-Китайском, Коралловом морях, тропе Окинава.

Межконтинентальная аккреция. При этом типе аккреции расслоение литосферы достигает огромных размеров и наиболее ярко проявлено во внутриконтинентальных складчатых поясах (Урал, Средиземноморский пояс, каледониды южного обрамления Сибирской платформы и др.), а также в поясах, некогда располагавшихся внутри континентов (Аппалачи, каледониды Норвегии и др.). Как показывает история формирования этих складчатых областей, все они возникли в области сочленения коры различного типа — океанической и континентальной, при столкновении крупных массивов, сложенных континентальной корой. Этот момент их истории обычно называется главной или завершающей фазой складчатости. К ранним стадиям межконтинентальной аккреции приурочено начало формирования покровно-складчатых сооружений, которое связано с крупномасштабным расслаиванием литосферы в широкой области сталкивающихся континентальных масс [109, 148]. В более поздний этап межконтинентальной аккреции продолжающееся столкновение континентальных плит приводит к поддвиганию одной плиты под другую, что вызывает резкое изменение изостатического равновесия и связанный с этим явлением рост горных сооружений, происходящий в обстановке сжатия в его глубинных частях. Увеличение гранитно-метаморфического слоя в результате его тектонического сдвигания или даже утроения сопровождается суммированием (увеличением) теплового потока, ростом термальных куполов, анатексисом и метаморфизмом пород, участвующих в строении покровов. В то же время разогрев пород во внутренних частях покровно-складчатого сооружения приводит к изменению их реологических свойств, увеличению их пластичности, что облегчает в продолжающихся условиях сжатия как вертикальную, так и горизонтальную тектоническую транспортировку структурно-формационных комплексов. Напряжения, возникающие в области столкновения континентальных глыб, разрешаются при помощи их дробления, вращения и образования сдвигов, часто совпадающих с зонами сутур, что особенно характерно при косой коллизии.

Идеализированное строение подобного складчатого сооружения показано на рис. 5. Большинство складчатых поясов содержит главные элементы этой структуры, но ни один не включает все их полностью. Следует также отметить, что данная идеализированная модель складчатой зоны отражает модель полного цикла Вильсона — открытие океана с последующим его закрытием, через последовательную периокеаническую аккрецию, завершающуюся межконтинентальной коллизией. В целом это складчатое сооружение состоит из тектонически смещенных и деформированных масс континентального и океанического происхождения, вовлеченных в сложную систему складок и покровов, наклоненных в разные стороны как внутри, так и на противоположных краях орогена. В строении покровов принимает участие большой набор формационных комп-



Рис. 5. Идеализированный профиль через складчатое сооружение, возникшее в результате межконтинентальной аккреции [210]

1 — молассы; 2 — филиты; 3 — внешний массив; 4 — офиолитовая сutura; 5 — внутренний массив; 6, 7 — сutura коллизионной зоны; 8 — молассы; 9 — континентальное основание; 10 — утолщенная кора; 11 — утолщенная кора; 12, 13 — континентальное основание; 14 — раздел Мохоравичича

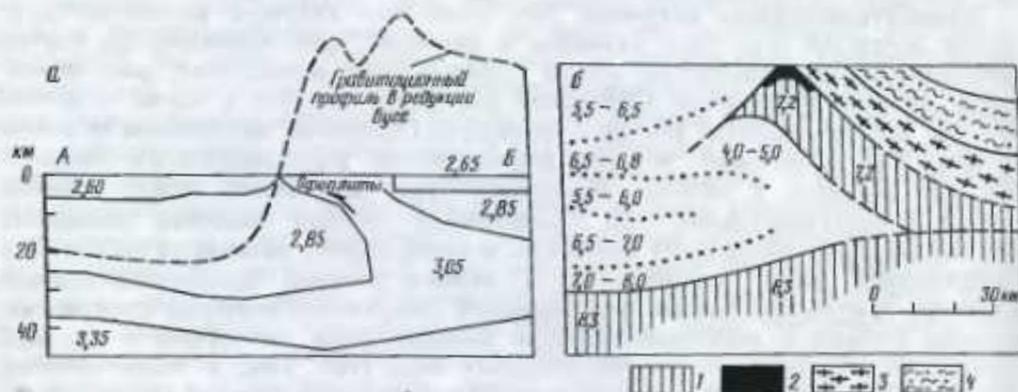


Рис. 6. Геофизические профили (а) через Войкар-Сыльинский массив Полярного Урала и сейсмический профиль (б) через Центральные Альпы [132, 227]

1 — мантия; 2 — выходы мантийных пород (ультрабазиты) на поверхность; 3 — metabазиты; 4 — биотитовые гнейсы. Цифры на профиле — средние значения плотности пород (а) и значения скоростей продольных сейсмических волн, км/с (б)

лексов, накапливавшихся в самых разных палеогеодинамических обстановках: платформы, пассивной и(или) активной окраины и океанической коры. Межконтинентальная аккреция охватывает большие по мощности участки литосферы. Геофизические материалы в ряде случаев позволяют говорить о том, что ультраосновные массивы ряда складчатых зон, слагающие в их пределах мощные и протяженные пластины, своими корнями непрерывно уходят глубоко в верхнюю мантию. Примером может служить Полярный Урал, где ультрабазиты Войкар-Сыльинского массива непрерывно прослеживаются до глубин 15—25 км, где они соединяются со слоем, имеющим геофизическую характеристику, типичную для верхней мантии [132]. Почти идентичная картина установлена и в зоне Ивреа Альп [227], где её ультраосновные породы на глубине смыкаются с геофизической поверхностью М (рис. 6). Поверхностная структура складчатых

сооружений может не иметь ничего общего с его глубинным строением. Отчасти это отражено на идеализированном профиле (см. рис. 5), на котором показано наличие сuture — зоны столкновения двух континентальных масс, некогда удаленных друг от друга на неопределенно большое расстояние. Однако существуют складчатые сооружения, целиком находящиеся в аллохтоне и тектонически перемещенные далеко внутрь одного из континентов. Примером такого рода могут служить Южные Аппалачи в пределах США, где это складчатое сооружение с его сложной покровно-складчатой внутренней структурой целиком шарьировано в глубь Северо-Американского континента на расстояние порядка 300 км (рис. 7) и целиком располагается на его платформенном основании и чехле.

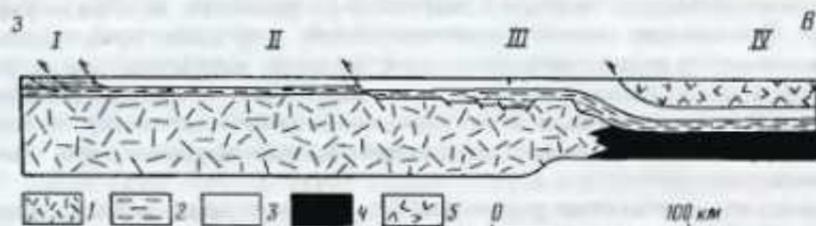


Рис. 7. Структурный профиль через Южные Аппалачи [127]

1 — докембрийская гренвилевская кора; 2 — осадочный чехол (PR_1 — PZ_1); 3 — гранитизированный и полидеформированный гренвилевский комплекс (Голубой хребет и Внутренний Пидмонт); 4 — раздробленная континентальная или океаническая кора; 5 — островодужный комплекс (пояса Шарлотт и Каролинский сланцевый). Тектонические зоны: I — Провинция Долин и Хребтов, II — Голубой хребет, III — Внутренний Пидмонт, IV — пояса Шарлотт и Каролинский сланцевый

На этом же идеализированном профиле (см. рис. 5), особенно в его левой части, показана серия параавтохтонных тектонических покровов, осложняющих строение автохтона. Не следует думать, что автохтон является пассивным элементом складчатой зоны. Во многих разновозрастных складчатых сооружениях показано, что автохтонные комплексы несут следы интенсивного горизонтального сжатия. Более того, само формирование покровов необходимо рассматривать в тесной генетической связи с деформацией автохтона. Во многих внешних зонах складчатых сооружений (Гельветские Альпы, Центральные и Южные Аппалачи, Южный Урал и др.) в автохтонных толщах развита региональная сланцеватость, обычно достаточно круто падающая и более или менее напряженная. Классическим примером подобного рода структур до сих пор остаются зоны альпийских милонитов во внешних герцинических массивах Альп, особенно в пределах Эгюий-Ружа и Монблана. В более внутренних районах, там, где метаморфизм автохтона был значительным, формируется более сложный комплекс морфологически разнообразных дислокаций вплоть до многослойных систем лежащих складок (Пеннинские Альпы, Центральный и Юго-Западный Памир).

Отмеченные дислокации автохтона являются отражением горизонтального стресса, который обуславливает резкое сокращение его ширины.

Структурное отклонение красного аллохтона, которое представляет собой начало покровообразования, объясняется неравномерностью сжатия автохтона и аллохтона. Стрессовые напряжения распределяются по разрезу неравномерно. В ряде случаев определенно можно показать, что максимально он проявляется в нижних, минимально — верхних структурных горизонтах. Следовательно, здесь обособление аллохтона определялось не активным срывом оболочки с некоторого пассивного основания, а интенсивной деформацией последнего. Смещение

аллохтона в этом случае не являлось абсолютным, а было лишь поверхностным отражением глубинных деформаций. Конечно, представленная схема является упрощенной, так как при смещении аллохтона существенную роль играют гравитационные процессы, во многом определяющие конкретную его структуру.

В пределах многих покровно-складчатых систем (Альпы, Бетские Кордильеры, Анатолиды, Загрос, Памир, Куба, Кохистан, Гималаи, Северные Аппалачи, Тянь-Шань, Североамериканские Кордильеры и др.) прослеживаются узкие, огромной протяженности зоны, характеризующиеся исключительно высокой напряженностью обычно крутых деформаций. Они известны под названием "альпийских линий" или "сутур" (в том числе офиолитовых) и обычно рассматриваются как корневые зоны соответствующих покровов, что во многих случаях подтверждено данными литолого-фациального и стратиграфического анализа. По мнению многих исследователей, эти зоны представляют места максимального сужения первоначальной ширины автохтона, где в результате расплющивания материала происходило максимальное перераспределение масс горных пород по вертикали и отслоение поверхностных толщ. В этом случае становится понятной тесная пространственно-генетическая связь покровов с корневыми зонами.

И автохтон, и аллохтон редко остаются единичными массами, расслаиваясь на серию независимых элементов, каждый из которых обладает автономной внутренней структурой. В общем виде (без учета наложенных гравитационных дислокаций) каждый нижний элемент испытывает большее по сравнению с верхним сжатие. Интенсивнее смещаемые глубинные массы захватывают и перемещают поверхностные. В местах, где поперечная гетерогенность верхних пластин создаст для этого условия, перемещаемый материал нижних горизонтов захватывает пластины верхних, поддвигая их под разновозрастные массы. В общем виде так образуется большинство сорванных покровов на любом доступном для наблюдения глубинном уровне. Модель послойно и дисгармонично дислоцированной коры в целом удовлетворительно объясняет реально наблюдаемую во многих линейных складчатых поясах картину.

Отмеченная модель была в основе своей разработана до появления плейт-тектонических построений. Очевидно, что в геодинамическом плане обе схемы имеют много общего, вследствие чего плейттектоника была легко воспринята альпийскими геологами. Само покровно-складчатое сооружение Альпийско-Гималайского пояса стало рассматриваться как результат проявившейся на гигантских пространствах коллизии континент—океан Тетис и в конечном счете континент—континент, когда в кайнозой были сближены Африкано-Аравийская, Индийская и Евразийская плиты. Соответственно южная и северная периферии пояса, характеризующиеся наиболее четким покровным строением, рассматриваются как гигантские аккреционные сооружения в зонах поддвига плит.

Очень близкие схемы были разработаны и для других разновозрастных складчатых сооружений, таких, как Аппалачский, Тянь-Шаньский, Уральский и многие другие складчатые пояса. В настоящее время вряд ли можно сомневаться в том, что именно тектонические покровы определяют структуру большинства складчатых сооружений мира.

ПРОЯВЛЕНИЯ СОВРЕМЕННОГО ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАССЛОЕНИЯ ЛИТОСФЕРЫ НА КОНТИНЕНТАХ И В ОКЕАНАХ

В геологических разрезах с определенностью устанавливаются такие проявления тектонического расслоения, как шарьяжи, следы горизонтального течения материала, залегание один на другом комплексов горных пород, прежде отстоявших друг от друга на значительные расстояния и формировавшихся в разных ландшафтных и термодинамических условиях. Подобные разрезы характеризуют достаточно древние процессы расслоения, происходившие на более или менее значительных глубинах и оказавшиеся вскрытыми в результате последующих воздыманий и эрозии покровы. О глубинах срыва и течения горных масс можно судить по петрологии и физическим свойствам пород зоны срыва и ее аллохтона, сопоставляя эти свойства с особенностями современных геофизических разделов литосферы. Такое сопоставление не всегда однозначно, поскольку физические свойства пород на разных глубинах изменяются со временем по мере эволюции тектонической обстановки. Поэтому особый интерес вызывают проявления тектонической расслоенности в новейшую и современную геологические эпохи. Они позволяют во многих регионах не только доказать сам факт расслоения, но и оценить пространственные масштабы и глубины процесса.

Следы глубинной неотектонической расслоенности континентов, как правило, не доступны непосредственному наблюдению. Она проявляется косвенными признаками: различиями структурных планов на разных уровнях литосферы, особенностями геофизических полей, сейсмичности и иногда также вулканизма и флюидно-газовой деятельности. Проявления эти обнаруживаются прежде всего в активных областях, характеризующихся на земной поверхности значительными и контрастными тектоническими движениями и другими признаками интенсивных современных геодинамических процессов.

Комплекс многих признаков современной тектонической расслоенности литосферы представлен в новейшей структуре Памиро-Гималайской области, где находит выражение сближение литосферных масс Индостана и Евразии. Широко представленные геологические проявления расслоенности в альпийской структуре региона различны в разных структурных зонах (см. главу 3). В отличие от них, неотектонические проявления расслоенности охватывают регион в целом.

Северная граница Индийской плиты, офиолиты которой рассматриваются в качестве сутурной линии замкнувшегося океана Тетис, обозначена зоной Инда, она представляет собой область интенсивных складчато-надвиговых дислокаций, развивавшихся во фронтальной части движущихся на север горных масс Индостана до олигоцена включительно. Подобная современная полоса дислокаций, обозначающая северный край движущихся на север горных масс, находится во Внешней зоне Памира, следуя вдоль южного борта Алайской долины [151]. Она сочленяется на востоке с Памиро-Каракорумским правым сдвигом юго-восточного простирания, а на западе постепенно отгибается к югу и переходит в Дарвазскую зону молодых левых сдвигов, которая пересекает р. Пяндж и кулисно подставляется Чаманским левым сдвигом протяженностью в 1000 км. Последний на юге сменяется кулисным рядом меридиональных разломов, продолжающихся в Индийский океан. Таким образом, современный фронт движущихся на север горных масс находится почти на 400 км севернее современного положения аналогичного олигоценного фронта.

Анализ неотектонических данных показал, что такое смещение фронта происходило в несколько стадий: в миоцене он находился в зоне Центрального Памира, в позднем миоцене и плиоцене — в зоне Каракульского надвига, а современное положение занял лишь в плейстоцене. В соответствии с такой

скачкообразной миграцией фронта удлинялись на север и зоны сдвигов, которые ограничивали область относительного северного дрейфа Индостано-Памира с запада и северо-востока.

Описанные геологические соотношения можно интерпретировать следующим образом. В процессе дифференцированного движения литосферы Индостана к северу расположенный перед ним участок внутренней зоны (или зон) орогенического пояса испытывал интенсивные, складчато-надвиговые деформации, приводившие к срыву деформированных и нарушенных разрывами верхнекоровых масс и их обособлению с боков наращивавшимися к северу зонами сдвигов. Обособленный таким образом участок терял способность к интенсивным деформациям, причленялся к движущим массам Индостана и начинал двигаться



Рис. 8. Схематический разрез литосферы Памиро-Гималайского региона [153] с дополнениями по: [223]
1 — офиолиты; 2 — осадочный чехол; 3 — консолидированная часть земной коры, в нижних горизонтах катаклазированная; в кровле катаклазированной части проходит зона субгоризонтального отслоения, ниже которой большинство верхнекоровых разломов не распространяется; 4 — верхняя мантия

вместе с ними, а полоса наибольших относительных смещений и деформаций, фиксирующая фронт движения, скачкообразно мигрировала к северу, где происходили такие же изменения, и т.д. В итоге в обширной области к северу от зоны Инда возникла система тектонических чешуи, последовательно сорванных со своего основания и обособленных к настоящему времени от более глубоких горизонтов литосферы единой зоной срыва (рис. 8).

Во Внешней зоне Памира, хребтах Петра Первого и Заалайском, такой срыв доказывается непосредственными наблюдениями новейших надвигов и сорванных складок, а в более общем виде — формой в рельефе всего Петро-Заалайского новейшего поднятия, представляющего собой, по терминологии Терье, тектонический покров I рода. Глубинное продолжение зоны срыва в кристаллической части земной коры Памира отмечается положением корового волновода. Такие волноводы выделены как под Памиром, так и под Тянь-Шанем [149]. Верхний памирский волновод, по данным глубинного сейсмического зондирования [11], постепенно погружаясь, продолжает на юг зону срыва. Возможно, он образован породами фундамента тянь-шаньского типа и метаморфизованными осадочными толщами Внешней зоны, на которые надвинуты более высокоскоростные горные массы внутренних зон Памира (рис. 9).

Приведенные геолого-геофизические данные согласуются с распределением гипоцентров землетрясений. По данным Ю.К. Шукина [11, 149], под всем Памиро-Гималайским регионом на глубинах 30—40 км выделяется субгоризонтальная зона скопления гипоцентров, достигающая наибольшей толщины и интенсивности под Памиром. От нее к поверхности отвешается наклонная сейсмогенная зона, соответствующая глубинным продолжениям активных надвигов Внешней зоны Памира. В нижней части коры сейсмичность слабая, тогда как в верхней мантии обособляется Памиро-Гиндукушская сейсмофокальная зона, почти вертикальная и расположенная на 150 км южнее активных надвигов верхнекорового слоя. Подавляющее большинство сильных землетрясений мантийной сейсмофокальной зоны сконцентрировано на ее небольшом участке южнее афганского города Файзабад.

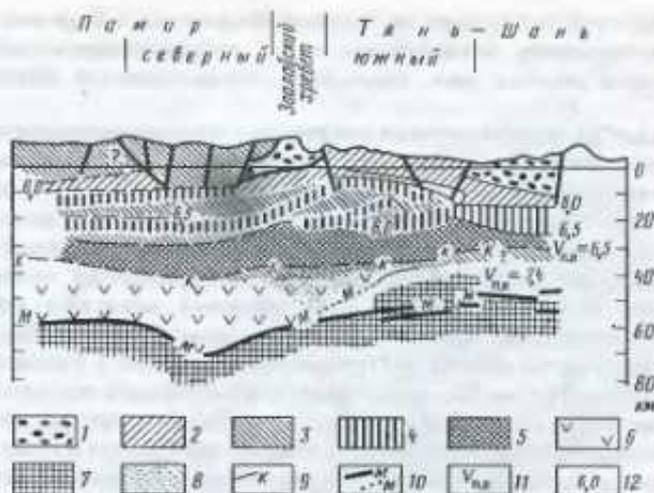


Рис. 9. Геологическая интерпретация, выполненная С.Ф. Скобелевым, сейсмических разрезов земной коры Памира и Тянь-Шаня [11, 39]

1 — осадочный чехол; 2 — докембрийские метасадочные породы гиссаро-алайского типа; 3 — докембрийские метавулканогенные и метасадочные породы северопамирского и центральнопамирского типов; 4 — коровые волноводы; 5 — нижняя часть гранитно-метаморфического слоя; 6 — верхняя мантия; 7 — "базальтовый" слой; 8 — аномально высокоскоростные породы среди более низкоскоростных; 9 — варианты положения поверхности Копрада; 10 — варианты положения поверхности Мохоровичича; 11 — пластовые скорости продольных волн; 12 — граничные скорости продольных волн

В Гималаях, как и на Памире, широко распространены тектонические покровы. Здесь складчато-надвиговые дислокации тоже мигрировали в течение новейшего этапа, но зеркально по отношению к Памиро-Каракому: от зоны Инда к югу. В миоцене они охватили Гималаи, а в плейстоцен-четвертичное время — Субгималаи и часть предгорного прогиба. Структурная дисгармония между охваченной этими дислокациями верхней частью коры и более глубокими горизонтами литосферы проявлена весьма выразительно: надвиги верхнекорового слоя полого наклонены на север, а вблизи поверхности Мохоровичича — на юг [223]. Разделяющая их зона срыва, как и под Памиром, приходится на среднюю часть коры (см. рис. 9).

Сведения о проявлениях расслоенности в верхней мантии Памиро-Гималайского региона более ограничены. С определенностью можно говорить о вертикальной изменчивости дислокационных свойств. Она проявляется прежде всего в четковидном строении сейсмофокальной зоны. Более определенные количественные характеристики получены Г.А. Востриковым путем анализа графиков повторяемости землетрясений сейсмофокальной зоны. Таким способом удалось выяснить вертикальные вариации скорости сейсмической деформации, напряженного состояния и сейсмической вязкости горных пород. Наконец, путем анализа невязок времен пробега сейсмических волн от местных глубокофокусных землетрясений на системе станций Средней Азии А.В. Николаев и И.А. Санина [97] установили в верхней мантии Гиндукуша и Памира сложное сочетание высокоскоростных и низкоскоростных объемов пород, близкое к тому, какое характеризует расслоенную коровую часть разреза.

Неотектоническое расслоение и утолщение земной коры Памиро-Гималайского региона, крутой наклон мантийной сейсмофокальной зоны, сложное распределение мантийных масс с разными физическими свойствами противо-

речат модели простой субдукции на границе Индостана и Евразии. Их сближение реализуется скучиванием литосферных масс, дифференцированным на разных уровнях, причем в мантии оно, возможно, осуществляется интенсивнее, чем в земной коре.

Пример запада Северной Америки показывает, что неотектоническое расщепление присуще не только активным областям сжатия, подобным Памиро-Гималайской, но и структурам растяжения и сдвига. Новейшая структура запада США и соседних районов Мексики определяется сочетанием трех важнейших систем нарушений: Сан-Андреас, Поперечных хребтов и Провинции Бассейнов и Хребтов. Система Сан-Андреас представлена крупным одноименным правым сдвигом, с оперяющими его и параллельными ему правыми сдвигами северо-западного простирания. В Поперечных хребтах развиты надвиги и левые сдвиги широтного и северо-восточного простирания. В Провинции Бассейнов и Хребтов преобладают субмеридиональные сбросы. По масштабам тектонических перемещений ведущим элементом является разлом Сан-Андреас, новейший сдвиг по которому достигает 300 км. Он рассматривается американскими тектонистами как трансформная граница Северо-Американской и Тихоокеанской литосферных плит. Если считать Сан-Андреас продолжением океанического разлома Мендосино, окажется, что они связывают рифтово-трансформную систему Калифорнийского залива с северными отрезками Восточно-Тихоокеанского поднятия — хребтами Горда и Хуан-де-Фука.

Вместе с тем Сан-Андреас и другие перечисленные элементы новейшей структуры запада США являются структурным выражением единой динамической системы меридионального сжатия — широтного растяжения, господствующей в верхней части континентальной коры. Но не все новейшие разломы Провинции Бассейнов и Хребтов могут рассматриваться как части такой системы. Наряду с субмеридиональными здесь присутствуют сбросы и грабены северо-восточного простирания. На северо-западное — юго-восточное, а не широтное растяжение указывают механизмы очагов многих землетрясений региона. Возможно, это связано с тектоническим воздействием глубоких горизонтов литосферы. Чтобы определить справедливость такого предположения, рассмотрим данные о глубинах заложения крупнейших новейших разломов запада США.

Под разломом Сан-Андреас в области Поперечных хребтов прослеживается в верхней мантии субширотная зона высоких скоростей сейсмических волн, не смещаемая разломом [207]. Значения теплового потока [220] и отношения $^3\text{He}/^4\text{He}$ в источниках [256] характеризуют как глубинную границу лишь самую южную часть разлома Сан-Андреас, примыкающую к Калифорнийскому заливу, и свидетельствуют о том, что более северные его участки не продолжают глубже гранитно-метаморфического слоя. На севере разлом Сан-Андреас не продолжается океаническим разломом Мендосино, а упирается в него, не выходя за пределы континентального склона, тогда как разлом Мендосино прослеживается на восток в глубь континента. Наконец, в последние годы исследования по проекту COCORP методом отраженных волн (рис. 10) свидетельствуют о выполаживании Сан-Андреаса на глубине 15—20 км и переходе его в субгоризонтальную поверхность срыва [200].

При существующих средних наклонах (около 60°) и размерах разделяемых блоков сбросы Провинции Бассейнов и Хребтов, будучи продолжены по падению, ограничат призмы глубиной 15—25 км. Есть геолого-геофизические данные о глубинном выполаживании, т.е. меньшей глубине заложения сбросов. На это указывает и изостатическая нескомпенсированность ограниченных сбросами горстовых хребтов [193]. О несоответствии сбросов элементам глубинной структуры свидетельствует и тот факт, что они крайне редко используются базальтовой магмой как каналы извержений, хотя рядом находятся разновозрастные сбросы и вулканы.

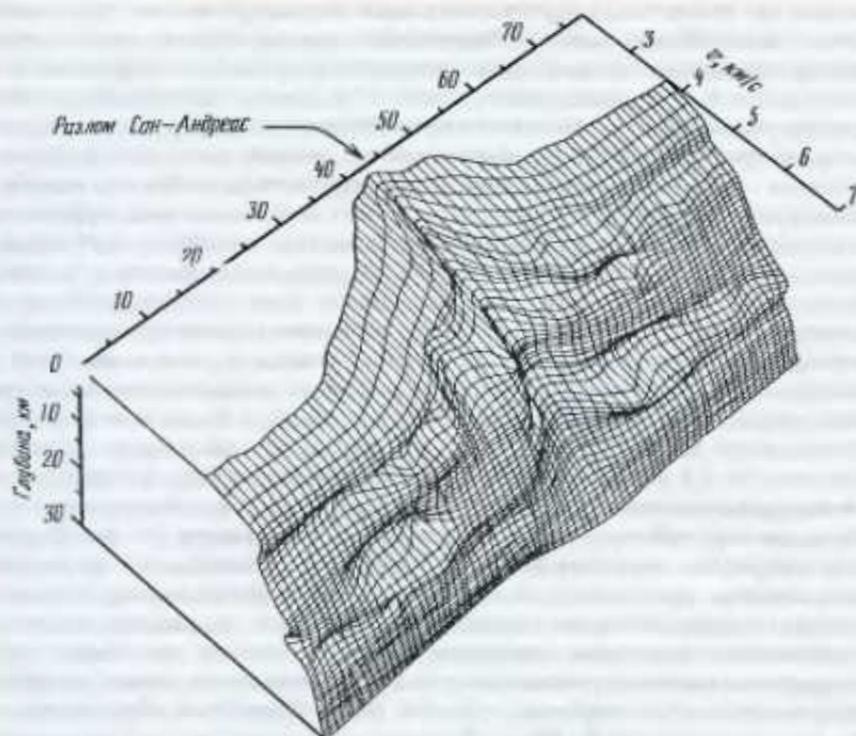


Рис. 10. Сейсмический разрез земной коры зоны разлома Сан-Андреас [200]

Таким образом, главные элементы новейшей структуры запада США не распространяются глубже гранитно-метаморфического слоя — верхних 15—20 км земной коры. Из этого правила как будто выбивается новейшее поднятие Сьерра-Невады, под которым фиксируется "корень" глубиной до 35—40 км с "гранитными" скоростями сейсмических волн. Гидрохимические исследования А. Барнеса показали, что скорее всего под гранитно-метаморфическими породами Сьерра-Невады на сравнительно небольшой глубине залегают океанические породы и серпентиниты, близкие по скоростным характеристикам к гранитам.

Для определения структуры более глубоких горизонтов литосферы региона использовались данные геофизики [207], сведения о распространении новейших базальтов и современном тепловом потоке [220]. Их сопоставление показало, что современная глубинная граница Тихоокеанской литосферы и Северо-Американского континента продолжается из Калифорнийского залива в трог Солтон-Си, далее на северо-запад вдоль восточного края высокоскоростной верхнемантийной зоны и достигает юго-западного края Большого Бассейна, расположенного в центре Провинции Бассейнов и Хребтов. Эта область сходна со срединно-океаническими поднятиями наличием непосредственно под земной корой мощного слоя разуплотненной мантии со скоростями продольных сейсмических волн 7,5—7,8 км/с, причем мощность коры здесь понижена по сравнению с соседними участками Северо-Американского континента и достигает минимума (25—30 км) вдоль западного и восточного краев Большого Бассейна. По данным о четвертичном вулканизме, тепловом потоке и сейсмичности, главная глубинная система деформаций расположена под западным краем Большого Бассейна, примерно в 300 км восточнее верхнекоревой границы литосферных масс Тихого океана и Северной Америки — разлома Сан-Андреас.

Она состоит из нескольких простирающихся на северо-восток глубинных зон рифтового типа. Между ними обнаружены правые сдвиги северо-западного простиранья, возможно отвечающие глубинным зонам трансформного типа.

Таким образом, под западным краем Провинции Бассейнов и Хребтов реконструируется современное сочетание глубинных рифтовых и трансформных зон, которые представляются не достигающим земной поверхности аналогом и продолжением рифтово-трансформной системы Калифорнийского залива. Под восточным краем Провинции Бассейнов и Хребтов и, возможно, расположенной юго-восточнее зоной грабенов Рио-Гранде находятся подобные глубинные зоны II порядка, осложняющие западную часть Северо-Американского континента.

Различие структурных планов верхнекорового слоя и более глубоких горизонтов литосферы в условиях интенсивных горизонтальных перемещений предполагает срыв и скольжение по подошве верхнекорового слоя [149, 151]. На такой срыв под Большим Бассейном указывает резкая смена по вертикали скоростей продольных сейсмических волн с 6,0 до 6,6 км/с и появление на границе этих слоев на глубине около 15 км локального маломощного волновода со скоростями до 5,5 км/с. Возможны меньшие по масштабу субгоризонтальные срывы в верхнекоровом слое вдоль пологих надвигов, сформированных в предшествовавшую ларамийскую стадию тектонического развития. На юге Провинции Бассейнов и Хребтов, возле границы Калифорнии и Невады, где формирование новейших сбросов закончилось в миоцене, в позднейших эродированных поднятиях зона глубинного срыва оказалась выведенной на земную поверхность. Она представлена породами, динамически измененными до стадии зеленых сланцев и отражающими течение материала в субгоризонтальном направлении, перпендикулярном верхнекоровым сбросам [208]. Подобные образования встречаются и в северо-западной Юте. Возраст последней стадии метаморфизма миоценовый.

Признаки современного и новейшего тектонического расслоения, выявленные в Памиро-Гималайском регионе и на западе Северной Америки, в той или иной мере присущи многим другим континентальным подвижным поясам. Они описаны на Тянь-Шане, Кавказе, в Карпато-Балканском регионе. Обнаружены они и на активных окраинах Тихого океана [58]. Показательны, в частности, сейсмологические данные о геодинамических различиях на разных уровнях литосферы юго-западной Японии к югу от Срединной тектонической линии. Мелкофокусные ($H \leq 30$ км) землетрясения сосредоточены между ней и меридиональным надвигом, расположенным сразу к западу от п-ова Кии. Фокальные механизмы дают субширотное направление оси наибольшего сжатия. Землетрясения глубже 30 км в этом же районе приурочены к пологой сейсмофокальной зоне, наклоненной на северо—северо-восток. Механизмы их очагов указывают на субмеридиональное направление оси наибольшего сжатия. В западной части Алеутской островной дуги современное тектоническое расслоение проявляется в самих механизмах очагов землетрясений. Для их определения были выбраны nodальные плоскости, которые при разных землетрясениях параллельны друг другу. Они показали смещения вдоль субгоризонтальных поверхностей, причем горные массы островной дуги двигались по ее простиранью на северо-запад. Гипоцентры землетрясений расположены в интервале глубин 0—23 км.

Анализируя коровые волноводы Кавказа, Г.В. Краснопевцева и Ю.К. Шукин [64] подметили связь волновой картины с происходившими в тех местах сильными землетрясениями. Это дает основание предполагать, хотя бы частично, дислокационную природу коровых волноводов. Работая в русле подобных представлений, В.Н. Николаевский и В.И. Шаров [164] показали, что достаточно мощная земная кора, подвергающаяся воздействию тангенциальных тектонических напряжений, реагирует на них дифференцированно в зависимости от литостатического давления, т.е. глубины. Если в верхнекоровом слое возникают

сколовые нарушения — разрывы со смещениями, то глубже они выполаживаются, развиваются многочисленные мелкие трещины, приводящие к объемному разрушению и тем самым разуплотнению пород, регистрируемому понижением скоростей сейсмических волн. В более глубоких горизонтах коры происходит милонитизация и бластез, осуществляются псевдопластические деформации, сопровождающиеся понижением прочности и большей подвижностью горных масс. В верхнемантийной части литосферы прочность вновь возрастает.

Таким образом, литосфера реагирует на прилагаемые к ней тектонические напряжения неоднородно на разных глубинах. Могут быть выделены: верхнекоровая часть, подвергающаяся в основном хрупкому разрушению по отдельным разломам; более податливая к деформациям нижняя часть коры, отделенная от верхней горизонтом объемного трещинного разрушения — коровым волноводом; вновь более прочная верхнемантийная часть литосферы. В современных подвижных поясах картина расслоения усложняется. Следует говорить не о единой астеносфере, подстилающей литосферу, а о нескольких астенолитзах или астенослоях как под литосферой, так и внутри нее, разделяющих более прочные пластины и блоки с разным стилем деформаций.

Возможная дислокационная природа коровых волноводов особенно интересна в связи с тем, что предпринятая в последние годы ревизия данных глубинного сейсмического зондирования [137] позволила выделить коровые волноводы не только в современных подвижных поясах, но и под древними щитами, фанерозойскими складчатыми областями разного возраста, древними и молодыми платформами. Такое расслоение вне активных областей может быть обусловлено древними геологическими процессами. С объемной трещиноватостью волноводов связана повышенная обводненность, а точнее — флюидонасыщенность. Вдоль них могут концентрироваться современные флюидные очаги, развитие которых изменяет напряженное состояние пород, и в частности, понижает литостатическое давление, облегчая тем самым горизонтальное дифференцированное движение литосферы континентов вне подвижных поясов. При такой всеобщности расслоения рассчитанные в рамках концепции тектоники литосферных плит направления и скорости их новейших перемещений достоверно характеризуют лишь верхнекоровые литопластины, но могут отличаться от направлений и скоростей движения более глубинных литосферных масс. Скорости перемещения последних могут быть выше [152].

В современных океанах тектоническая расслоенность установлена пока в ограниченном количестве случаев. Как известно, непосредственные геологические наблюдения с управляемых глубоководных аппаратов невелики, а результаты драгирования и глубоководного бурения не всегда дают возможность для однозначного решения, они захватывают только самые верхние горизонты океанической коры. Более глубокие части океанской литосферы изучаются исключительно геофизическими (в основном сейсмическими) методами, которые в большинстве случаев фиксируют дискретные границы внутри литосферы, но, как правило, не дают возможности определить кинематические и динамические различия, характеризующие литопластины, разделенные этими границами. Для выявления глубинной расслоенности можно использовать некоторые методы анализа геологии поверхностных структур.

Геологические данные о тектонической расслоенности в Тихом океане были получены по зоне разлома Кларифон [90]. В южном крутом склоне системы линейных впадин, составляющих зону разлома, были проведены последовательные драгировки снизу вверх по склону. Нижняя часть склона сложена базальтами и долеритами (дайки?, силлы?) второго слоя океанической коры, которые выше сменяются гипербазитами и габброндами (третий слой и океанская мантия) и затем вновь базальтами и долеритами второго слоя. По мнению Е.Н. Меланхолиной и соавторов, такая картина свидетельствует о шарьировании

и тектоническом сдвигании океанической коры и верхов мантии по пологой тектонической границе, т.е. о реализации тектонической расслоенности в условиях сжатия.

В Атлантическом океане, северо-западнее Иберийского полуострова расположено поднятие банки Горриндж. Это хребет 200-километровой длины с двумя вершинами (на севере и на юге). Поднятие было исследовано с применением управляемых подводных аппаратов [175], а в седловине между вершинами пробурена скважина 120. Северная вершина сложена метаморфизованными габброидами (третий слой океанической коры), перекрытыми щелочными лавами (фонолиты, трахиты). В седловине скважиной вскрыт контакт между габброидами и мантийными перидотитами. В зоне контакта было сделано три погружения управляемого аппарата. Судя по характеру контакта, можно предположить надвиг габбровой тектонической пластины на мантийные апогарцбургитовые серпентиниты, которыми сложена южная вершина банки Горриндж.

Юго-западнее Азорского плато (западнее гребня Срединно-Атлантического хребта) пробурены глубоководные скважины 556, 558 и 560 по профилю длиной около 700 км [222]. В скв. 556 под осадками пройдено 100 м базальтовых брекчий и массивных базальтов и 78 м брекчированных и серпентинизированных габброидов. В скв. 558 под осадками и залегающими ниже базальтами (125 м) вскрыты брекчии из габброидов, серпентинитов и милонитов (около 30 м). В скв. 560 под осадками лежат серпентинизированные габбро и серпентиниты. Таким образом, в этом участке океана можно предположить широкое распространение тектонических брекчий из пород второго и третьего слоев океанической коры с той или иной примесью мантийных серпентинитов в основании тонкой литопластины пород первого и частично второго слоев коры. Тектоническая расслоенность здесь несомненна, однако характер движения верхних литопластин относительно подстилающих образований неясен.

В 1986 г. были получены новые данные по зоне разлома $15^{\circ}20'$, пересекающего Срединно-Атлантический хребет на широте островов Зеленого Мыса [119]. В восточном отрезке разлома (восточнее гребня хребта) по нескольким меридиональным сечениям, вкрест простирания разлома были драгированы породы, слагающие осевое поднятие долины разлома, а также северный и южный склоны этой долины. Нижняя часть обоих склонов сложена исключительно базальтами, а в осевом поднятии габброидами, в то время как на верхних частях склонов наряду с базальтами поднято большое количество серпентинизированных гипербазитов и габброидов, слагающих в ненарушенных разрезах океанов низы коры и верхи мантии. По представлениям цитируемых авторов обратная последовательность пород связана с тектоническим сдвиганием океанической коры, которое явилось проявлением тектонической расслоенности верхних горизонтов литосферы в этом районе.

Значительно более обильный материал о подобной расслоенности океанской литосферы дают геофизические методы. Рассмотрим некоторые конкретные примеры такой расслоенности. В сейсмическом разрезе северного фланга Азоро-Гибралтарского разлома (данные ГСП МОВ) предполагается тектоническое сдвигание разреза верхней части коры. Лавы второго слоя и подстилающие их комплексы третьего слоя залегают на сейсмическом слое с инфраструктурой, характерной для лавовых комплексов второго слоя [57]. Протяженность тектонической границы между этими двумя литопластинами составляет несколько десятков километров вкрест простирания северного крыла разлома (рис. 11).

На юге Срединно-Атлантического хребта (20° ю.ш.) его гребень был прослежен профилем ГСП МОВ (рис. 12). Строение океанской коры на этом сечении рассмотрено в специальной работе [116]. Интерпретируемая сейсмическая картина



Рис. 11. Сейсмический разрез северного крыла Азоро-Гибралтарского разлома [57]

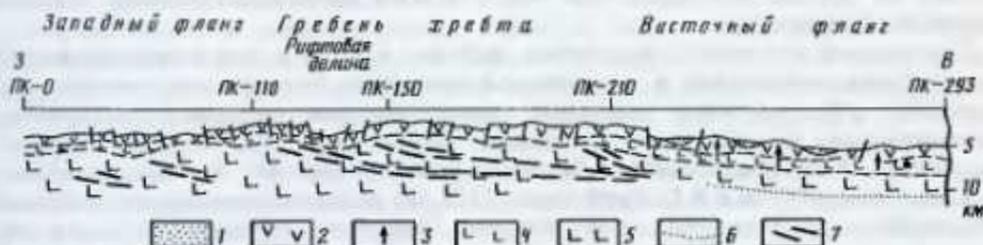


Рис. 12. Схематический разрез через Срединно-Атлантический хребет на 20° ю.ш. Соотношение горизонтального и вертикального масштабов 1:2

1 — слоистые осадки (первый геофизический слой); 2 — лавы верхней толщи (второй геофизический слой); 3 — вулканические постройки верхней толщи; 4 — сейсмически прозрачная вторая толщина (дайки?, габбро?, расплавы?); 5 — третья толщина (полосчатое габбро?, третий геофизический слой); 6 — возможная геофизическая граница М; 7 — оскущие отражающие площадки

характеризует довольно типичный для океанов разрез коры. Верхняя часть разреза сложена лавами (второй слой коры), ниже которых выделяется сейсмически прозрачный слой, отвечающий, по-видимому, дайковому комплексу (низы второго слоя). Этот слой распространен на флангах гребня хребта и выклинивается под самым гребнем и осевой рифтовой долиной. Ниже располагается слой со слабыми и непротяженными отражающими площадками, который, вероятнее всего, сложен габброидами (третий слой океанической коры). Для лав и даек второго слоя фиксируется нормальная система крутых разломов и блоковых структур, отвечающих картине симметричного спрединга и общего растяжения этой части коры. Разломы по обеим сторонам рифтовой долины круто наклонены к ней и представляют собой сбросы.

Совершенно иная картина наблюдается в третьем слое. Здесь установлены три крупные системы интенсивных и протяженных отражающих площадок, полого наклоненных в восточном направлении. Эти зоны и площадки секут инфраструктуру третьего слоя и фиксируют зоны деформаций, возможно, надвигового характера. Существенно, что такие зоны не выходят за пределы третьего слоя и не считаются со структурой вышележащего второго слоя, т.е. в данном случае мы имеем прекрасный пример тектонической расчлененности в пределах океанской коры. Второй слой характеризуется раздвиганием в обе стороны от оси спрединга, а подстилающая литопластина — резко асимметричными с западной вергентностью пологими зонами тектонических нарушений. Структуры этой литопластины могут возникать как в процессе однонаправленного скупивания под хребтом, так и в процессе "расплющивания" третьего слоя и его утонения с образованием наклоненных в одну сторону систем деформаций и пластического течения. Важно подчеркнуть, что между вторым и третьим

слоями коры существует отчетливая структурная дисгармония, определяющая тектоническую расслоенность.

Во многих случаях геофизические методы позволяют выявить расслоенность океанской литосферы на разных ее уровнях значительно ниже, в пределах океанской мантии. По сейсмическим данным устанавливается ряд границ, с которыми связаны перепады скоростей сейсмических волн. В Ангольской котловине ниже поверхности М с обычными скоростями выделяется граница со скоростями 8,4—8,5 км/с (глубины от поверхности дна порядка 10 км) и на глубинах 20—30 км — граница со скоростями 8,7—8,8 км/с, с которой связаны преломленные и отраженные волны [38]. Аналогичные границы отмечаются и для Тихого океана, особенно в его западной части, где сейсмическая расслоенность наблюдается до глубин 250 км [173]. Природа этих границ неясна, но вполне возможно, что они отвечают глубоким границам тектонической расслоенности.

Существуют некоторые косвенные доводы в пользу дифференцированного перемещения литопластин в океанической литосфере. Анализ истории океанского спрединга убеждает, что рифтовые зоны или оси спрединга во времени перескакивают на некоторое расстояние вкострости этих структур, например в Исландии (Срединно-Атлантический хребет), как показано в работах К. Саймундсона [245] и В.Г. Трифонова [151]. До раннего плиоцена ось спрединга располагалась в западной части острова. Примерно 3,5 млн лет назад она перескочила на севере Исландии на несколько десятков километров к востоку, а 1,5 млн лет назад эта новообразованная рифтовая зона распространилась на юг Исландии, тогда как прежняя, западная, рифтовая зона постепенно деградировала. В новообразованной восточной зоне формирование океанической коры происходит и в настоящее время.

Детальные исследования линейных магнитных аномалий в осевой части Срединно-Атлантического хребта по проекту Famous, а также и в Красноморском рифте [43] показали, что ось спрединга перескакивает на первые километры. Наблюдения, выполненные с помощью глубоководного фотографирования в Восточно-Тихоокеанской рифтовой зоне и в Галапагосском рифте, также свидетельствуют о перескакивании рифтовой трещины в процессе спрединга. Иными словами, это явление отнюдь не исключительное, и с возрастанием детальности изучения появляется все больше подобных примеров.

Очень трудно предположить, что восходящая ветвь конвекции и мантийный диапир, пронизывающий всю литосферу, перемещались на несколько километров, обуславливая перескакивание близповерхностной оси спрединга. Такая картина объясняется проскальзыванием верхних оболочек литосферы (возможно, на уровне кора—мантия) относительно стабильной глубинной зоны магмовыделения.

Крупные поднятия внутри Тихого океана (поднятия Шатского, Хесса и др.) характеризуются утолщенной океанической корой (до 20 км и более), образующей глубокие корни этих поднятий. В низах коры выделяется мощный (до 10 км) слой с аномально высокими ($V_p = 7,3 \div 7,8$ км/с) скоростями сейсмических волн [143]. По мнению Е.Н. Мелавхолиной, волновая картина коры поднятий лучше всего объясняется многократным тектоническим сдвиганием литопластин второго и третьего слоев океанической коры. Появление высокоскоростного нижнего слоя коры логично связать с тектоническим перемешиванием коровых и мантийных литопластин на границе коры и мантии [89]. Близкая трактовка предлагается для поднятия Онтонг-Джава на юго-западе Тихого океана [118].

Как видно из приведенного краткого обзора, данные по тектонической расслоенности литосферы современных океанов только начали появляться. Однако вместе с данными по тектонической расслоенности литосферы палеоокеанических структур они заставляют пересмотреть существующие представления о ее монолитности.

ГЕОДИНАМИКА ГЕОЛОГИЧЕСКИ СТРАТИФИЦИРОВАННОЙ И ТЕКТОНИЧЕСКИ РАССЛОЕННОЙ ЛИТОСФЕРЫ И КОНЦЕПЦИЯ ДВУХЪЯРУСНОЙ ТЕКТониКИ ПЛИТ¹

*Трудности и перспективы концепции тектоники
литосферных плит*

Классическая теория тектоники литосферных плит, успешно объяснившая многие глобальные закономерности строения и эволюции литосферной оболочки Земли, столкнулась с серьезными трудностями при рассмотрении геологических процессов регионального масштаба. Это обстоятельство, впрочем, не было неожиданным, поскольку данная теория строилась в первую очередь как глобальная тектоническая концепция и просто не была приспособлена для описания региональных явлений.

Действительно, в первоначальном варианте теории литосферная оболочка представлялась в виде нескольких жестких (недеформируемых) плит, совершающих относительно горизонтальные движения по кровле пластичной астеносферы. Предположение о жесткости плит позволило применить простой аналитический аппарат для описания их взаимного перемещения, основанный на известной теореме Эйлера, что придало концепции тектоники плит количественный характер и впервые открыло перед теоретической геологией путь для постепенного превращения из описательной науки в точную научную дисциплину. С самого начала, однако, было ясно, что расчетная кинематическая картина движения совокупности литосферных плит, основанная на постулате их жесткости, представляет собой лишь грубую схематизацию реальной картины глобальных перемещений поверхностной оболочки Земли. Тем не менее, как показали многочисленные и разноплановые фактические данные, при описании глобальных горизонтальных движений литосферы с характерными масштабами в несколько тысяч километров построения тектоники плит являются адекватными, так что грубость исходных предположений находится в соответствии с уровнем точности и детальности анализа, который требуется при глобальном подходе.

Совершенно иная ситуация возникает, когда мы переходим к анализу региональных геологических процессов с характерным масштабом в сотни километров, поскольку требуемая точность тектонических построений возрастает с уменьшением масштабов рассматриваемых явлений. Те различные структурные элементы и неоднородности литосферы, а также внутриплитные движения и деформации, которые не учитывались, т.е. фактически осреднялись при глобальном анализе, выходят на передний план и становятся основными объектами исследования при рассмотрении тектонических процессов регионального масштаба. Попытки описать региональные процессы, оставаясь в рамках традиционной системы постулатов и методов тектоники плит, приводили к противоречиям, наиболее показательное из которых связано с последовательным делением основных плит на микроплиты при изучении тектонических процессов в крупных поясах сжатия литосферы. Например, в западном участке Альпийско-Гималайского подвижного пояса были выделены микроплиты размером 150—200 км, что сопоставимо с толщиной континентальной литосферы [224]. Разумеется, такие трехмерные тела неправомерно рассматривать как тонкие плиты (они, скорее, напоминают литосферные "кубики"), и, следовательно, к ним нельзя применять математический аппарат тектоники плит, вводя полюса относительного вращения микроплит и т.д.

¹ Данный раздел — одна из первых попыток создания физико-математической основы концепции тектонической расслоенности литосферы. В нем рассматривался лишь один уровень тектонического расслоения — низы земной коры. Геологическое обоснование упомянутого уровня дано в работах А.В. Пейве [105, 106] и Н.А. Богданова [14].

Следует подчеркнуть, что многие важные тектонические проблемы, такие, как проблема внутриплитных деформаций, механизм установления локального изостатического равновесия, сопровождаемого резким изменением мощности коры, контрастность вертикальных движений на платформах и т.д., не могут быть конструктивно исследованы и решены в рамках традиционных постулатов тектоники плит.

В этой связи возникает вопрос: каким образом и в каком направлении должна быть усовершенствована теория тектоники литосферных плит, чтобы она оказалась способной описывать не только глобальные, но и региональные тектонические процессы, в частности, внутриплитные деформации? В общем плане ответ на этот вопрос представляется вполне очевидным: необходимо перейти от упрощенных представлений о жестких и однородных литосферных плитах к систематическому изучению деформационных свойств физически неоднородной литосферы и анализу на этой основе различных типов деформаций и перемещений внутри литосферы. Следует заметить, что "статический" аспект данной проблемы (в частности, изучение изменчивости с глубиной реологических свойств горных пород, слагающих литосферу, геолого-геофизические исследования различного рода структур и неоднородностей коры и литосферы и т.д.) достаточно подробно рассматривался во многих публикациях, особенно в последнее десятилетие [11, 97, 98, 137, 174, 217]. Что касается "динамического" аспекта проблемы, заключающегося прежде всего в анализе деформаций и движений внутри литосферы, то на базе структурно-геологических методов исследования он активно разрабатывался в последние годы с позиций концепции тектонической расслоенности литосферы [14, 56, 105, 106, 115, 149, 151], составляющей основное содержание данной монографии.

Однако, несмотря на постоянное расширение и углубление наших представлений о внутренней структуре и сложном характере деформирования литосферной оболочки Земли, приходится констатировать, что до последнего времени все еще не была разработана адекватная геодинамическая модель литосферы, учитывающая современные фактические данные о реологических свойствах слагающих ее пород и последовательно описывающая внутриплитные деформации различного масштаба. С физико-математической точки зрения разработка такой модели означала бы построение следующего приближения в общей теории тектонических процессов, если в качестве первого приближения принять схему тектоники плит.

В настоящем разделе монографии, исходя из экспериментальных данных по реологии горных пород, описывается реальная картина реологической стратификации континентальной и океанической литосферы. Анализ этой картины позволяет механически обосновать и конкретизировать развитые качественные представления о тектонической расслоенности литосферы. С другой стороны, этот анализ логически приводит к формулировке новой концепции двухъярусной тектоники плит, являющейся фундаментальным обобщением классической концепции тектоники литосферных плит. Количественное описание различных процессов, происходящих в реологически стратифицированной и тектонически расслоенной литосфере, в первом приближении основывается на рассмотрении четырехслойной механической системы, включающей чередующиеся между собой относительно жесткие и пластичные слои коры и мантии.

Рассмотрим реологические свойства литосферы, исходя из экспериментальных данных по деформированию и разрушению различных горных пород, составляющих кору и мантийную часть литосферной оболочки Земли. Литосфера здесь понимается в реологическом смысле, т.е. как слой коры и верхней мантии, характеризующийся в среднем относительно высоким пределом прочности (текучести) и относительно низкой деформативностью среды по сравнению с нижерасположенным высокодеформативным астеносферным слоем.

Хорошо известно, что реологические характеристики геоматериалов зависят от многих факторов: в частности, от состава породы, температуры, окружающего (литостатического) давления, порового давления насыщающей жидкости (если порода находится в хрупко-дилатансионном или частично расплавленном состоянии), величины и скорости изменения напряжений и деформаций в среде и т.д. Отсюда следует, что реологические свойства литосферы должны меняться как в латеральном направлении, так и с глубиной в соответствии с изменением строения и состава коры и верхней мантии, а также в связи с изменением теплового и тектонического режимов литосферы при переходе от одного ее региона к другому.

Чтобы составить представление о реологической структуре литосферы в том или ином регионе Земли, необходимо установить распределение деформационно-прочностных параметров в геосреде (например, построить профиль изменения ее эффективной прочности или предела текучести с глубиной) для ряда модельных регионов с заданным составом, строением и тепловым режимом коры и верхней мантии, характерными для некоторых типичных геодинамических обстановок.

Решение этой фундаментальной задачи геодинамики в настоящее время стало возможным благодаря большому прогрессу, достигнутому в последнее десятилетие в экспериментальном изучении реологических свойств горных пород в различных *P-T*-условиях [179, 218, 224, 226, 231, 240, 249].

Наиболее часто используемой и широко трактуемой реологической характеристикой литосферы является так называемая эффективная прочность геосреды. Для области упругих деформаций и хрупкого разрушения это понятие в общем совпадает с принятым в механике определением прочности материалов. При пластическом течении геосреды ее эффективная прочность понимается в смысле предела текучести. Наконец, в условиях нелинейно-вязкого течения среды (ползучести) вводится понятие "криповой" прочности [241], определяемой как уровень девиаторных напряжений, при котором достигается заданная скорость деформирования среды, т.е. "криповая" прочность, по определению, зависит от скорости деформаций.

Рассмотрим на основе экспериментальных данных, как распределяется обобщенная эффективная прочность литосферы с глубиной. При низких температурах и давлениях хрупкое разрушение практически всех горных пород и скольжение вдоль существующих в них поверхностей разрывов подчиняется экспериментально установленному критерию кулоновского типа [159]

$$\sigma_1 - \sigma_3 \geq \beta \rho g z (1 - \lambda), \quad (1)$$

где σ_1 и σ_3 — максимальное и минимальное сжимающие напряжения; ρ — плотность геоматериала; g — ускорение силы тяжести; z — глубина; λ — отношение давления поровой жидкости к окружающему давлению; β — параметр, зависящий от типа разрушения и подвижки, принимающий значения: $\beta=3$ для надвига; $\beta=1,2$ для сдвига и $\beta=0,75$ для нормального сброса.

Поскольку верхняя холодная часть коры рассечена многочисленными трещинами и разломами различного масштаба, то неупругие макродеформации в ней осуществляются в основном путем скольжения по готовым поверхностям

Таблица 1. Свойства горных пород [241]

Порода	$A, \text{ГПа}^{-n} \text{с}^{-1}$	n	$Q, \text{кДж} \cdot \text{моль}^{-1}$	Порода	$A, \text{ГПа}^{-n} \text{с}^{-1}$	n	$Q, \text{кДж} \cdot \text{моль}^{-1}$
Соль	$5 \cdot 10^{16}$	5,3	102	Альбитит	$1,3 \cdot 10^8$	3,9	234
Гранит	5	3,2	123	Анортозит	$1,3 \cdot 10^8$	3,2	238
Гранит (влажный)	10^2	1,9	137	Кварцдиорит	$2 \cdot 10^8$	2,4	219
Кварцит	10^2	2,4	156	Диабаз	$3,2 \cdot 10^8$	3,4	260
Кварцит (влажный)	$2 \cdot 10^2$	2,3	154	Оливинит	$4 \cdot 10^{15}$	3,0	540

разрывов в соответствии с критерием (1). Существенная особенность критерия хрупкого разрушения и скольжения с трением (1) состоит в том, что определяемая им прочность среды линейно зависит от давления и практически не зависит от температуры.

Ситуация кардинально меняется при переходе к пластическому механизму деформирования среды и режиму ползучести (крипу). Экспериментально установленный закон стационарного течения при высоких температурах для большинства пород, слагающих кору и верхнюю мантию, имеет вид [218]

$$\dot{\epsilon} = A \sigma^n \exp(-Q/RT), \quad (2)$$

где $\dot{\epsilon}$ — скорость деформации; σ — разность напряжений ($\sigma_1 - \sigma_3$); R — газовая постоянная; T — температура; A , n и Q — материальные константы, которые слабо зависят от давления и температуры в интересующей нас области изменения величин в пределах литосферы.

В табл. 1 приведены значения параметров A , n , Q для ряда пород, входящих в состав континентальной коры, а также для оливина — главного компонента верхне-мантийной породы. Параметры всех геоматериалов, представленных в таблице, взяты из лабораторных экспериментов [218, 240]. "Влажные" породы содержат различные количества воды, в то время как остальные геоматериалы были предварительно осушены.

Геоматериалы в табл. 1 распадаются на четыре группы, различимые по параметру энергии активации Q . Соли очень пластичны и текут даже при температурах, соответствующих верхней части коры. Кварцсодержащие породы (гранит, кварцит), энергия активации которых $Q \approx 100-150 \text{ кДж} \cdot \text{моль}^{-1}$, мягче, чем плагиоклазсодержащие, средние и базитовые породы, которые имеют значение $Q \approx 200-250 \text{ кДж} \cdot \text{моль}^{-1}$. Ультрабазиты, содержащиеся, в основном, оливин, относятся к наиболее жестким породам.

Чтобы построить профили изменения криповых напряжений с глубиной для некоторой характерной скорости деформирования геосреды, необходимо задаться конкретными геотермами в выражении (2).

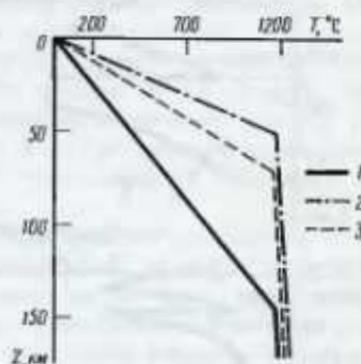
Рассмотрим три различных модельных распределения температуры в коре и верхней мантии, отвечающих некоторым средним тепловым режимам, характерным для "холодной" континентальной, "горячей" континентальной и океанической литосфер. Соответствующие геотермы изображены на рис. 13 в виде линейных зависимостей температуры от глубины, поскольку нелинейные поправки вносят пренебрежимо малый вклад в выражение (2). "Холодная" геотерма описывает тепловой режим в стабильных континентальных регионах с мощностью литосферы около 150 км. "Горячая" геотерма соответствует областям тектонической активизации на континентах с сильно редуцированной литосферой мощностью около 50 км. "Средняя" геотерма отвечает океанической литосфере в абиссальных котловинах толщиной около 75 км.

Используя температурные зависимости на рис. 13, можно с помощью выражений (1) и (2) и табл. 1 построить распределения "обобщенной" прочности литосферы σ по глубине для разных вариантов строения и состава коры и верхней мантии при некоторой характерной фиксированной скорости деформирования геосреды, величина которой далее принимается равной $\dot{\epsilon} = 10^{-14} \text{с}^{-1}$.

При построении реологических профилей литосферы с помощью соотношений (1) и (2) хрупкое или пластическое поведение геосреды на данной глубине определяется из сравнения величины прочности пород на хрупкое разрушение (1) с величиной "криповой" прочности (2). Если прочность среды на некоторой глубине при хрупком разрушении (1) оказывается меньше "криповой" прочности (2), то будет доминировать механизм деформаций путем скольжения с

Рис. 13. Распределение температуры в литосфере для различных регионов

1 — "холодная" геотерма для докембрийских шитов; 2 — "горячая" геотерма для областей тектонической активизации; 3 — "океаническая" геотерма для зрелой океанической литосферы



трением по поверхностям разрывов. В противоположном случае будет развиваться процесс ползучести среды (2). Последовательно вычисляя величины прочности из выражений (1) и (2) и сравнивая их друг с другом, можно таким образом построить единую реологическую кривую литосферы. Хотя в действительности хрупкопластический переход, т.е. переход от выражения (1) к соотношению (2), происходит постепенно, его "размытостью" в первом приближении можно пренебречь.

Рассмотрим теперь, следуя работе [241], реологические профили литосферы, рассчитанные по соотношениям (1) и (2) для разных модельных регионов. На рис. 14,а показан профиль обобщенной прочности литосферы с гранитной корой мощностью около 40 км в условиях "холодного" геотермического режима, характерного для докембрийских кратонов. Верхняя часть гранитной коры до глубины 20—25 км является хрупкой и высокопрочной, нижняя часть — пластичной и слабой. Верхние 30—40 км подкоревой оливиновой мантии попадают в область хрупкого состояния геосреды с высокой прочностью. При увеличении глубины материал становится пластичным и подвержен процессу ползучести с уменьшающейся криповой прочностью до величин порядка 1 МПа на подошве литосферы. Средняя прочность верхнего слоя коры и подкоревой части литосферы порядка нескольких килобар.

На рис. 14,б изображена кривая прочности для "холодной" континентальной литосферы с корой нормальной мощности, которая считается расслоенной на верхнюю гранитную часть толщиной около 20 км и нижнюю часть, имеющую, по предположению, базитовый состав. Из-за сравнительно высокой криповой прочности последней вся кора в целом становится более хрупкой, чем в предыдущем случае, и в ней возникают только весьма слабо выраженные тонкие пластические слои на подошве верхней гранитной и нижней базитовой коры.

Следующий профиль (рис. 14,в) рассчитан для "холодной" континентальной литосферы с гранитной корой повышенной мощности около 60 км. Такая ситуация

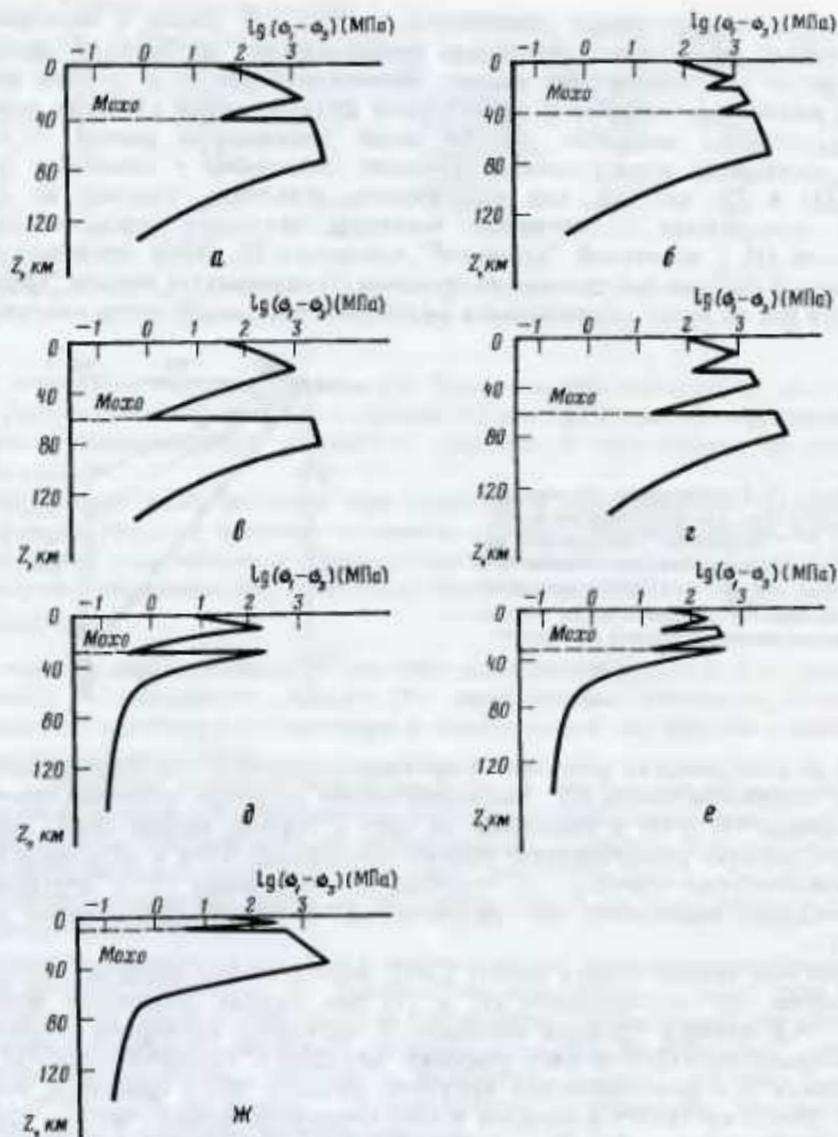


Рис. 14. Профили обобщенной прочности литосферы для различных вариантов ее строения, состава и теплового режима

а-г — "холодная" континентальная литосфера: *а* — с гранитной корой нормальной мощности, *б* — с гранитно-базитовой корой нормальной мощности, *в* — с гранитной корой повышенной мощности, *г* — с гранитно-базитовой корой повышенной мощности; *д-е* — "горячая" континентальная литосфера: *д* — с гранитной корой пониженной мощности, *е* — с гранитно-базитовой корой пониженной мощности; *ж* — зрелая океаническая литосфера с базальт-серпентинитовой корой нормальной мощности

характерна для регионов мезозойско-кайнозойской континентальной коллизии, таких, например, как Тибетское плато или Тянь-Шань. Из-за увеличенной глубины границы Мохо слабый пластичный слой нижней части коры, окруженный высокопрочными хрупкими слоями верхней части коры и подкоревой мантии, является заметно более мягким, чем в соответствующей модели докембрийских кратонов (рис. 14, *а*).

На рис. 14,г показана кривая прочности для тех же условий, что и в предыдущем случае, за исключением принятого расслоения коры на верхнюю гранитную и нижнюю базитовую части. На расчетном профиле видны две зоны низкой криповой прочности: одна на глубинах 20—30 км и другая, в нижней части коры, на глубинах 40—60 км. Эти пластичные зоны отделяют два коровых и один мантийный хрупкие и прочные слои.

Перейдем к рассмотрению реологических профилей литосферы для "горячих" регионов. На рис. 14,д представлен профиль обобщенной прочности геосреды в литосфере с гранитной корой мощностью около 30 км в условиях "горячего" термического режима. Данная модель соответствует внутриплитным тектонически активным областям растяжения или сдвига на континентах, таким, как Провинция Бассейнов и Хребтов на западе США или зона разлома Сан-Андреас. Из распределения прочности видно (см. рис. 14,д), что хрупкий прочный слой ограничен верхней частью коры толщиной 10—15 км. Остальная часть литосферы является пластичной со скачком криповой прочности на границе Мохо. Эффект горячей геотермы сказывается в том, что низкая криповая прочность среды (около 1 МПа) достигается уже на глубинах 40—50 км, т.е. реологическая толщина литосферы в этом случае в 2—3 раза меньше реологической мощности континентальной литосферы в "холодных" условиях.

Рассмотрим аналогичную предыдущей модели "горячей" литосферы с континентальной корой, состоящей из верхнего гранитного и нижнего базитового слоев. Рассчитанный профиль прочности в этом случае (рис. 14,е) имеет два минимума, приходящиеся на области в низах гранитного и базитового слоев, которые отделяют два хрупких более прочных слоя коры. Геосреда в подкоровой мантии везде пластична со скачком прочности на границе Мохо.

Представляет большой интерес также реологический профиль для океанской литосферы. Рассмотрим модель зрелой океанской литосферы в абиссальной котловине с океанической корой мощностью около 7 км, состоящей из верхнего базальтового и нижнего серпентинитового слоев. Тепловой режим плиты описывается "средней" геотермой (рис. 13). Профиль обобщенной прочности, изображенный на рис. 14,ж, показывает достаточно выраженный минимум, приходящийся на нижнюю серпентинитовую часть коры, который обрамляется сверху хрупким базальтовым слоем коры и снизу также хрупкой подкоровой частью литосферы мощностью около 30 км. Нижняя часть литосферы является пластичной с уменьшающейся криповой прочностью, причем астеносферный уровень этой прочности около 1 МПа (около 10^7 дин/см²) достигается на глубине около 70 км.

Вышеизложенные реологические модели литосферы для регионов с различным строением и составом земной коры и разным тепловым режимом дают весьма приближенную идеализированную картину распределения по глубине прочностных и деформационных характеристик геосреды. Известная неопределенность такого рода построений обусловлена, с одной стороны, незнанием истинного состава коры и верхней мантии, а также неточностью принятого распределения температуры. С другой стороны, она может быть связана с ограниченной применимостью используемых в расчетах реологических соотношений (1) и (2) и неточностью определения входящих в них параметров. Тем не менее совершенно непреложным является главный факт, вытекающий из анализа реологии литосферы, а именно: ее реологическая стратификация с наличием слоев резко пониженной прочности геосреды в пределах земной коры, отделяющих более прочные и хрупкие области коры и литосферы. Отсюда следует, что под действием приложенных достаточно высоких нагрузок в литосфере могут возникать послойные дифференциальные движения, в частности, горизонтальные смещения верхних слоев коры относительно подстилающей мантии.

Таким образом, фундаментальное свойство реологической стратификации лито-

сферы является механической предпосылкой ее тектонического расслоения. В этом, по-видимому, и состоит физическая основа концепции тектонической расслоенности литосферы.

Концепция двухъярусной тектоники плит

Перейдем к анализу геодинамических и тектонических следствий полученной картины реологической стратификации литосферы. Наиболее общей и характерной ее особенностью является наличие внутри литосферы пластичного астенослоя (или нескольких астенослоев), приуроченного к нижней части континентальной коры. Этот коровый астенослой, имеющий повсеместное распространение (в океанических регионах он совпадает с нижним серпентинитовым слоем коры), должен играть в глобальной тектонике и геодинамике роль, аналогичную астеносфере. Осознание этого факта неизбежно, на наш взгляд, приводит к новой тектонической концепции, обобщающей концепцию тектоники литосферных плит [71]. Суть этой концепции, которую можно назвать двухъярусной тектоникой плит, заключается в следующем. Существуют два основных яруса и два масштаба проявления тектоники плит: литосферный и коровый. При описании глобальных горизонтальных движений поверхностной оболочки Земли с характерными масштабами в несколько тысяч километров работает нижний литосферный ярус системы, причем все расчеты и построения классической теории тектоники плит сохраняются. Однако при анализе региональных тектонических процессов с характерным масштабом в сотни километров детальность построений возрастает, и для адекватного описания этих процессов необходимо переходить к верхнему коровому ярусу геодинамической системы. В пределах этого яруса верхний хрупкий слой коры разбит на отдельные микроплиты размером в первые сотни километров. Эти коровые микроплиты (толщина которых мала по сравнению с линейными размерами, что, действительно, позволяет считать их тонкими плитами) способны перемещаться в горизонтальном направлении по подстилающему пластичному астенослою относительно мантийной части литосферы. К ним применимы стандартные кинематические построения тектоники плит, т.е. их относительные движения можно описывать с помощью соответствующих полюсов вращения. Верхний корово-плитный ярус в принципе работает аналогично нижнему литосферному ярусу. Главное отличие сводится к тому, что вместо процесса субдукции, происходящего при конвергенции литосферных плит, при сближении коровых плит развивается явление обдукции. Подчеркнем, что введение верхнего корового яруса в схему тектоники плит не сказывается на результатах глобального анализа движения литосферных плит, поскольку коровый ярус заметно активизируется главным образом в зонах столкновения крупных континентальных плит или в других областях высокой концентрации тектонических напряжений. С другой стороны, именно рассмотрение корового яруса системы позволяет преодолеть известные трудности и противоречия классической теории тектоники плит, с которыми она сталкивается при описании межплитных и вообще внутриплитных деформаций на континентах и в океанах.

Предложенная двухъярусная схема плитовой тектоники позволяет существенно расширить рамки применения плитотектонического анализа, в частности, обосновать правомерность расчетов кинематики движения микроплит по стандартной методике, имея в виду, конечно, верхний коровый ярус системы. Вместе с тем допустимое в новой схеме горизонтальное проскальзывание коровых микроплит относительно подстилающей литосферы заставляет заново пересмотреть результаты кинематических расчетов для отдельных регионов [44, 224]. Анализ показывает, что те кинематические невязки, которые возникают при традиционном подходе, легко устраняются за счет введения компоненты относительного скольжения

корового яруса системы. Известно, например, что Индийская литосферная плита после столкновения Индии с Евразией, согласно океанологическим данным, продолжала двигаться на север относительно Евразии со скоростью около 4 см/год. В то же время данные континентальной геологии и геофизики свидетельствуют о заметно меньшей скорости движения п-ова Индостан на север к Евразии (около 2—3 см/год) [152]. Противоречие исчезает, если предположить, как сделано в работе [151], проскальзывание индийской литосферы под корой Индостана, что попутно решает и загадочную проблему "лишнего пространства", которая возникает в обычных реконструкциях [44].

Наряду с новыми возможностями, которые открывает схема двухъярусной тектоники плит в кинематическом анализе отдельных регионов, она позволяет дать совершенно новое геодинамическое объяснение известной совокупности явлений, наблюдаемых в зонах континентальной коллизии. Сюда, в частности, относятся утолщение земной коры, значительный подъем территории с образованием высоких плато и горных хребтов, повышенный тепловой поток, наличие аномальной мантии и т.д. Основная идея нового подхода к проблеме горообразования может быть наглядно проиллюстрирована с помощью рис. 15. Здесь для сравнения (рис. 15, а) показана традиционная плитотектоническая трактовка процесса утолщения (удвоения) коры и воздымания территории за счет поддвигания легкой континентальной коры Индостана под Евразию — весьма уязвимая с точки зрения механики схема. В рамках концепции двухъярусной тектоники плит механизм утолщения коры и подъема соответствующей территории связан с нагнетанием пластичного деформируемого вещества нижнего слоя коры ближе к зоне субдукции движущейся снизу литосферой, как показано на рис. 15, б. Из гидродинамического анализа следует, что при таком затягивании вязкого вещества нижней коры в зазор между более жесткими массивами верхней коры и мантии имеет место значительное утолщение "смазочного" слоя, сопровождаемое появлением больших вертикальных расклинивающих сил, с которыми и связано неравномерное воздымание территории и горообразование (рис. 15, б). Важно отметить, что в процессе деформирования нижнего слоя коры происходит диссипативный разогрев как самой коры, так и подстилающей мантии. Этот прогрев, с одной стороны, может вызвать плавление гранитов, сопровождаемое гранитоидным магматизмом, а с другой — возникновение так называемой аномальной мантии [3].

Представление о повсеместном распространении нижнекорового астенослоя в литосфере Земли позволяет понять геодинамическую природу контрастных вертикальных движений коры на континентах и механизм установления локального изостатического равновесия в коре, сопровождаемого резким изменением ее мощности ("корни" гор, "антикорни" депрессий). Подчеркнем, что в рамках традиционных представлений о нерасслоенной жесткой континентальной литосфере мощностью порядка 150—200 км невозможно объяснить наблюдаемую в природе достаточно тонкую изостатическую подстройку коры (например, по классической схеме компенсации Эри), так как кора, согласно этим представлениям, считается жестко впаянной в континентальную литосферу и, следовательно, неспособной смещаться относительно подстилающей мантии, в частности, утолщаться или утоняться снизу. Согласно новой тектонической концепции, мощность земной коры может меняться как за счет процессов денудации и осадконакопления, так и благодаря горизонтальному перетеканию вещества ее нижнего пластичного слоя, причем оба эти процесса тесно взаимосвязаны. Например, процесс денудации или стаявания ледниковых шапок будет вызывать приток вещества корового астенослоя в данный регион и изостатическое воздымание территории. Постгляциальные движения, таким образом, происходят не только за счет перетекания вещества астеносферы, как это обычно предполагается, но и благодаря перетоку вещества корового астенослоя.

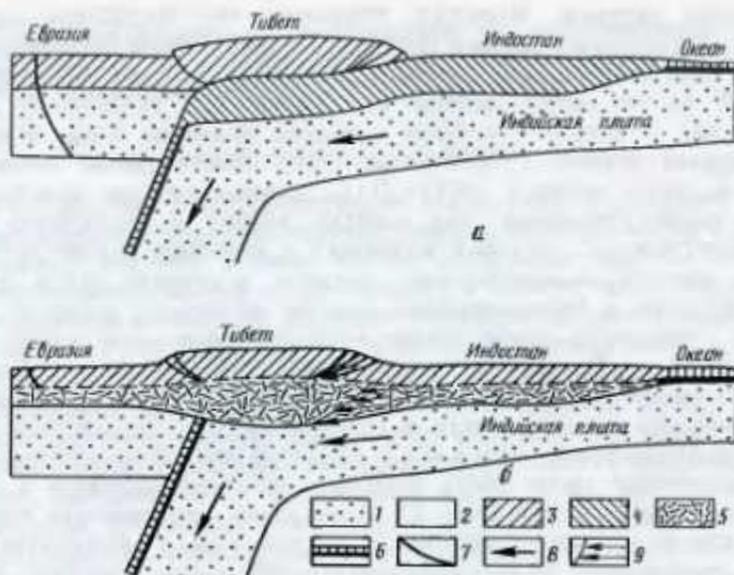


Рис. 15. Схема континентальной коллизии и горообразования

a — традиционная трактовка в рамках классической концепции тектоники плит; *b* — новая трактовка с позиций концепции двухъярусной тектоники плит и тектонической расслоенности литосферы

1 — мантийная часть литосферы; 2 — астеносфера; 3 — верхний высокопрочный слой континентальной коры; 4 — тот же слой в Индийской плите на рис. *a*; 5 — нижний пластичный слой континентальной коры; 6 — океаническая кора; 7 — разломы; 8 — направление движения литосферных плит; 9 — энора скоростей в континентальной коре

Другое важное приложение рассматриваемой геодинамической модели литосферы касается явления распространения тектонических волн на континентах, с которыми связывают миграцию сейсмической активности. Обычно эти волны считают следствием вязкоупругого взаимодействия литосферы и астеносферы [5, 50, 98, 194, 243]. С позиций концепции тектонической расслоенности литосферы и двухъярусной тектоники плит должны существовать два масштаба и два уровня распространения тектонических волн: коровый и литосферный. При этом миграция сейсмоактивности, по-видимому, связана с коровым ярусом системы, так как именно в нем сосредоточена подавляющая часть землетрясений на континентах.

Очевидно, что схема двухъярусной тектоники плит эффективно работает и в океанических областях в силу развития в низах океанской коры пластичного серпентинитового слоя [72]. На ее основе объясняется явление тектонического скучивания коровых пластин в условиях сжатия [14, 115]. В качестве характерных примеров структур, возникших в результате обдукционного скучивания, можно привести хребет Горриндж, расположенный на восточном участке Азоро-Гибралтарской сеймотектонической зоны, и хребет Ширшова в Беринговом море. Точно также двухъярусная схема позволяет объяснить рассеянные внутриплитные деформации океанской коры, развивающиеся, например, в Центральной котловине Индийского океана [67] или в Бенгальском заливе [144].

Механизм рассеянных "волновых" деформаций и скучивания океанской коры в условиях бокового сжатия связан с развитием изгибной неустойчивости верхнего упругого габбро-базальтового слоя коры, подстилаемого пластичным серпентинитовым астенослоем. Большие изгибные деформации верхнего слоя коры в конце концов могут привести к его разрушению и разбиению на ряд коровых пластин. В дальнейшем обособившиеся коровые пластины под действием

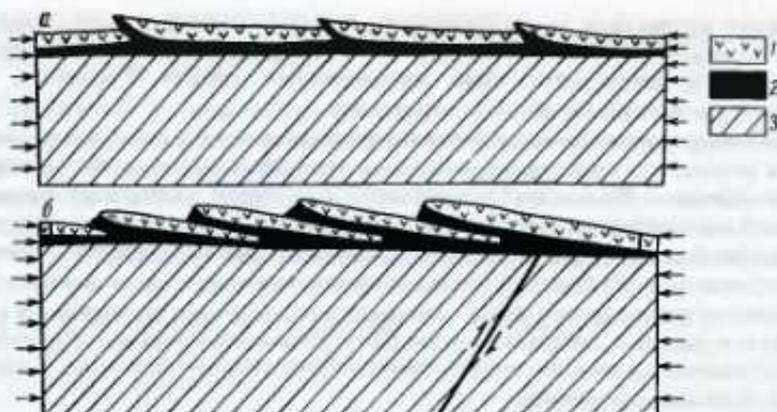


Рис. 16. Начальная (а) и зрелая (б) стадии разрушения и надвигообразования океанской коры
 1 — габбро-базальтовая часть коры; 2 — серпентиниты; 3 — литосфера

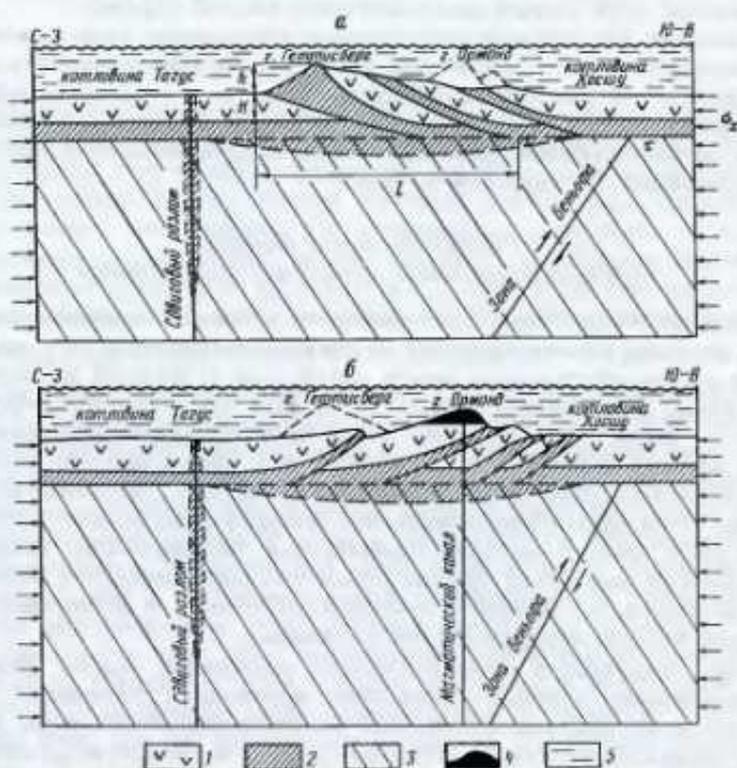


Рис. 17. Разрезы через южную (а) и северную (б) части покровно-надвигового образования хребта Горнидж

1 — габбро-базальты; 2 — серпентиниты; 3 — литосфера; 4 — щелочные базальты; 5 — вода океана

сжатия будут смещаться по пластичному серпентинитовому основанию и наползать друг на друга, образуя чешуйчатую систему надвигов (рис. 16). Именно таким путем, по всей видимости, был сформирован хребет Горриндж (рис. 17).

Отметим еще несколько важных следствий предложенной тектонической схемы. Выше уже говорилось о диссипативном разогреве среды при движении коровых пластин, в результате чего может начаться процесс плавления пород коры (например, легкоплавких "влажных" гранитов), т.е. должно иметь место явление "коллизийного" магматизма. Кроме того, поскольку при движении коровых плит нагревается не только сама кора, но и нижележащие слои мантии, то есть основания предполагать, что области аномальной серпентинитовой мантии могут быть связаны с местным диссипативным разогревом среды. Аналогичная ситуация возникает и в океанических областях: именно диссипативным разогревом пластичного серпентинитового слоя коры можно объяснить резко повышенные тепловые потоки в Центральной котловине Индийского океана.

Наконец, с позиций двухъярусной тектонической схемы становится понятен механизм отторжения и аккреции чужеродных "экзотических" блоков (террейнов) на континентальных окраинах. Поскольку эти коровые блоки-террейны "сидят" на пластичном основании, отделяющем их от более жесткой мантийной среды, то при любой коллизии они легко отслаиваются от подстилающей литосферы и "припаиваются" друг к другу или к континентальной окраине.

В этом разделе мы провели качественное обсуждение ряда важных геологических процессов с позиций концепции двухъярусной тектоники плит, основанной на представлениях о реологической стратификации и тектонической расслоенности литосферы. Для количественного анализа этих процессов, очевидно, необходимо иметь соответствующие базовые математические модели. Некоторые из них кратко описываются в следующем разделе.

Геодинамические модели взаимодействующих слоев коры и литосферы

Из сказанного выше ясно, что наиболее простая геодинамическая модель литосферы, разумно идеализирующая ее реологическую структуру, должна включать четыре взаимодействующих между собой слоя: 1) верхний жесткий (или упругий) слой коры высокой прочности; 2) нижний текучий вязкодеформируемый слой коры; 3) достаточно прочную и жесткую подкоровую мантийную часть литосферы; 4) вязкодеформируемую астеносферу. Верхний слой коры в зависимости от изучаемого процесса считается либо жестким (разбитым на блоки или микроплиты), либо упругодеформируемым. Нижний пластичный слой коры и астеносфера, строго говоря, должны описываться реологическим законом ползучести (2). Однако для целей приближенного геодинамического анализа можно упростить ситуацию и описывать коровый астенослой и астеносферу в рамках реологической модели обычной вязкой жидкости.

Рассмотрим следующую математическую постановку задачи. Пусть имеется вязкодеформируемый коровый астенослой переменной толщины, перекрытый сверху разбитой на жесткие блоки (или упругой) оболочкой коры и подстилаемый снизу движущимися в горизонтальном направлении жесткими литосферными плитами (рис. 18). Введем следующие обозначения: h , H — соответственно толщина нижнего и верхнего слоев коры; η , ρ — вязкость и плотность нижней коры; ζ — вертикальное смещение верхнего слоя коры; s — величина утонения и утолщения верхнего слоя коры в результате эрозии или осадконакопления; \vec{u} , \vec{v} — горизонтальные скорости соответственно верхнего слоя коры и подстилающей литосферы; $\vec{w} = \vec{u} - \vec{v}$, g — ускорение силы тяжести; p' — избыточное негидростатическое давление в коровом астенослое, обусловленное течением его вещества.

Для тонкой деформируемой верхней оболочки коры, находящейся под дей-

ствием поверхностной нагрузки, архимедовой выталкивающей силы и поперечной силы p' , имеет место соотношение

$$p' = \rho g \zeta + \rho_1 g s + \hat{L} \zeta, \quad (3)$$

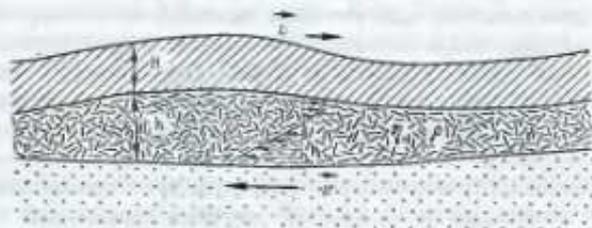
где \hat{L} — некоторый интегродифференциальный оператор, зависящий от реологических свойств верхнего слоя коры; ρ_1 — плотность осадков.

Интегрируя уравнения гидродинамики для тонкого слоя вязкой несжимаемой жидкости (при малых числах Рейнольдса) с граничными условиями прилипания на подошве и кровле слоя, будем иметь следующее эволюционное уравнение [91]:

$$\partial \zeta / \partial t - (1/12\eta) \operatorname{div} [h^3 \operatorname{grad} p'] = -(1/2) \vec{w} \operatorname{grad} h - (1/2) h \operatorname{div} \vec{w}, \quad (4)$$

Рис. 18. Схема взаимодействия жесткого и пластичного слоев коры между собой и с подстилающей мантийной частью литосферы

Условные обозначения см. на рис. 15



Чтобы замкнуть систему уравнений (3) и (4), необходимо конкретизировать выражение для оператора \hat{L} . При этом могут представиться различные случаи, связанные с разной структурой и реологией верхнего слоя коры. Если этот слой разбит на небольшие блоки, размер которых значительно меньше масштаба гидродинамического возмущения, то, пренебрегая сцеплением между блоками при их вертикальных смещениях, можно положить $\hat{L} = 0$. Тогда система (3) и (4), с учетом условия изостазии $\rho \zeta = (\rho_m - \rho) \Delta h$ (где ρ_m — плотность мантии; Δh — отклонение толщины нижнего слоя коры от ее среднего значения), сведется к уравнению

$$\partial (\Delta h) / \partial t - ((\rho_m - \rho)g / 12\eta) \operatorname{div} (h^3 \operatorname{grad} \Delta h) = -(1/2) \vec{w} \operatorname{grad} h - (1/2) h \operatorname{div} \vec{w}. \quad (5)$$

Данное уравнение описывает изменение толщины коры во времени и пространстве в результате горизонтальных относительных движений, происходящих в тектонически расслоенной литосфере. Рассмотрим физический смысл отдельных членов уравнения (5). Второй член левой части уравнения описывает процесс выравнивания неоднородностей толщины коры за счет растекания вещества от областей повышенной мощности слоя к областям его пониженной мощности. В противоположность этому второй член правой части уравнения описывает источник, создающий и поддерживающий неоднородности толщины коры. Например, если подстилающие кору литосферные плиты сходятся в коллизийном поясе сжатия, то этот член представляет собой положительный источник, ответственный за утолщение коры и общее воздымание территории, происходящее в результате нагнетания вязкодеформируемого вещества коры в область конвергенции плит, как это изображено на рис. 15. Произведем оценки характерных величин. В частности, оценим время t^* , за которое толщина нижнего слоя коры может увеличиться вдвое. Из (5) имеем приближенное соотношение

$$\Delta h \sim (1/2) h w t^* / l. \quad (6)$$

Пусть первоначальная толщина нижнего слоя коры составляет $h = 20$ км; скорость сближения литосферных плит $w = 4$ см/год; масштаб зоны конвергенции $l = 500$ км. Тогда из (6) следует, что утолщение нижнего слоя коры вдвое (т.е. $\Delta h = 20$ км) происходит примерно за время около 15–20 млн лет. Это хорошо согласуется с временем развитой фазы коллизии между Индостаном и Евразией.

Оценим теперь время выравнивания неоднородностей толщины коры из приближенного соотношения

$$t^* = 12\eta l^2 / (\rho_m - \rho)gh^3. \quad (7)$$

Величину эффективной вязкости коры можно оценить, исходя из соотношения (2) и построенных профилей на рис. 14, что дает значение порядка 10^{21} П. Подставляя в соотношение (7) характерные значения входящих параметров ($\rho_m - \rho = 0,5$ г/см³; $g = 10^3$ см/с²; $\eta = 10^{21}$ П; $l = 500$ км; $h = 30$ км), получим, что характерное время рассасывания неоднородностей толщины нижнего слоя коры около 100 млн лет. Полученная оценка времени выравнивания неоднородностей коры сопоставима с характерным временем их генерации.

Отсюда следует, что горообразование является динамичным процессом, обусловленным конвергенцией литосферных плит в коллизионных поясах сжатия. После прекращения или резкого замедления конвергенции плит начинает доминировать процесс выравнивания (растекания) неоднородностей толщины коры и постепенного опускания территории. Проведенный анализ показывает, что концепция тектоники плит в ее модифицированном варианте с учетом тектонической расслоенности литосферы является самодостаточной при объяснении процессов горообразования и не требует привлечения каких-то дополнительных или альтернативных [2] гипотез для описания этих процессов.

Вернемся к исходной системе уравнений (3), (4) и рассмотрим некоторые типичные выражения для оператора \hat{L} , соответствующие разным реологическим моделям верхнего слоя коры. Для чисто упругого слоя имеем $\hat{L} = D_e \Delta^2$, где $D_e = EH^3/12(1-\sigma^2)$ — цилиндрическая жесткость; E — модуль Юнга; σ — коэффициент Пуассона; Δ — оператор Лапласа.

Можно рассмотреть также вязкую реологическую модель верхнего слоя коры. Тогда $L = D_v \Delta d/dt$, где $D_v = 1/3\eta_0 H^3$ — вязкий аналог цилиндрической жесткости; η_0 — коэффициент вязкости слоя, причем $\eta_0 \gg \eta$.

Наконец, имеет смысл вязкоупругая схема, для которой $\hat{L} = D_e \Delta^2 \hat{D}$, где \hat{D} — зависящий от времени интегродифференциальный оператор, входящий в реологическое уравнение для вязкоупругого тела.

Рассмотрим теперь другой важный класс тектонических процессов, обусловленных взаимодействием верхнего упругого слоя коры с подстилающим вязким коровым астенослоем. Такое взаимодействие может порождать специфические тектонические волны, распространяющиеся в геосреде со скоростями, лежащими в широком диапазоне от десятков метров до десятков километров в год. Впервые эти волны теоретически были исследованы Эльзассером [194] применительно к системе литосфера—астеносфера. В дальнейшем этой проблеме было посвящено большое число работ [50, 98, 243], в которых также исследовались различные варианты взаимодействия литосферы и астеносферы.

Изложенная здесь модель реологически стратифицированной и тектонически расслоенной литосферы позволяет сформулировать проблему тектонических волн для верхнего корового яруса системы. Рассмотрим однородный упругий слой коры, лежащий на однородном вязком коровом астенослое. Нижняя граница вязкого слоя считается непроницаемой и неподвижной. Между слоями имеет место прилипание вещества. Опуская громоздкий вывод системы связанных уравнений в слоях, выпишем окончательный результат в виде двух уравнений для осредненных по вертикальному сечению компонент горизонтальных смещений в верхнем слое коры, а именно для соленоидальной $u_i^{(s)}$ и потенциальной $u_i^{(p)}$ компонент [50]:

$$(EhH/\eta)\nabla^2 u_i^{(s)} = \partial u_i^{(s)} / \partial t, \quad (8)$$

$$(2EhH/\eta(1-\sigma))\nabla^2 u_i^{(p)} = \partial u_i^{(p)} / \partial t + (1/2\eta)(\rho g \zeta_{,i} + D^s \zeta_{,i}). \quad (9)$$

Здесь все обозначения величин прежние; запятая перед индексом обозначает

дифференцирование по соответствующей координате; $i=1,2$; $x_1 = x$, $x_2 = y$ — координаты в плоскости слоев; ∇ — оператор дифференцирования.

Уравнения (8) и (9) описывают поперечные и продольные тектонические волны в континентальной коре, которые в отличие от чисто упругих являются затухающими волнами. Оценим скорость распространения этих волн из (8). Время распространения возмущения $t \approx L^2/k$, где L — расстояние от источника возмущения; $k = EhH/\eta$ — коэффициент "диффузии" тектонических волн. Подставляя характерные значения параметров, $E \approx 10^{12}$ дин/см²; $h \approx 20$ км; $H \approx 20$ км; $\eta = 10^{21}$ П, получим, что расстояние $L \approx 100$ км волна проходит за время порядка тысячи лет. Такие скорости тектонических возмущений действительно наблюдаются в континентальной коре, например, при деформациях, вызванных таянием ледников. Это дает основание полагать, что мелкомасштабные постгляциальные движения обусловлены вязкоупругим взаимодействием верхнего и нижнего слоев коры и могут быть описаны с помощью рассматриваемой здесь модели. При более быстрых возмущениях среды, связанных с распространением сейсмической активности в коре, скорости деформаций становятся на несколько порядков выше, и эффективная вязкость геосреды в соответствии с нелинейным законом (2) значительно уменьшается, достигая значений порядка $\eta \approx 10^{17}$ П, характерных для данного класса тектонических волн.

Рассмотрим теперь один показательный пример приложения разработанной модели к проблеме внутриплитных деформаций океанской коры. Выше отмечалось, что начальная стадия деформации коры под действием бокового сжатия связана с развитием изгибной неустойчивости верхнего упругого габбро-базальтового слоя, лежащего на пластичном серпентинитовом слое, играющем роль винклеровского основания. Уравнение для вертикальных смещений коры w в этом случае имеет вид

$$D(d^4w/dx^4) + Q(d^2w/dx^2) + (\rho_s - \rho_b)gw = 0, \quad (10)$$

где D — цилиндрическая жесткость; ρ_s , ρ_b — соответственно плотности серпентинитов и воды; Q — боковая сила; x — горизонтальная координата. Будем искать решение уравнения (10) стандартным путем в виде синусоидальной моды:

$$w = w_0 \cdot \sin(2\pi/\lambda)x. \quad (11)$$

Подставляя пробное решение (11) в уравнение (10) и производя ряд преобразований, найдем выражение для минимального (критического) бокового усилия $\sigma_{кр}$, под действием которого плоский слой коры теряет устойчивость и изгибается:

$$\sigma_{кр} = [EH(\rho_s - \rho_b)g/3(1 - \sigma^2)]^{1/4} \quad (12)$$

Подставляя в формулу (12) характерные значения входящих параметров, в частности, $H \approx 3$ км (толщина верхнего упругого слоя коры), получаем $\sigma_{кр} \approx 3,5$ кбар. Эта оценка показывает, что изгибная неустойчивость габбро-базальтовой коровой пластины будет развиваться только в условиях сильного тектонического сжатия.

Длина волны, соответствующая первой гармонике возмущения, определяется из выражения

$$\lambda_{кр} = 2\pi[EH^3/12(1 - \sigma^2)(\rho_s - \rho_b)g]^{1/4} \quad (13)$$

Подставляя в эту формулу те же значения параметров, что и прежде, находим $\lambda_{кр} \approx 40$ км. Таким образом, характерный линейный размер развития неустойчивости, с которым в конечном счете связано разрушение структуры слоя, составляет около 40 км.

Выполненные расчеты приводят к заключению, что в обстановке значительных сжимающих напряжений океанская кора в процессе развития изгибной неустойчивости должна разрушаться на отдельные сегменты размером около 40 км (см. рис. 16). После разрушения корового слоя возникшие пластины под действи-

ем бокового сжатия начинают скользить по серпентинитовому основанию, надвигаясь друг на друга и формируя таким путем типичные покровно-надвиговые структуры океанского дна (см. рис. 16, 17), которые морфологически могут выражаться в виде подводных хребтов, возвышенностей, плато и других положительных форм рельефа.

В заключение данного раздела необходимо сказать следующее. Почти два десятилетия параллельно и в известной степени изолированно друг от друга развивались две мобилистские концепции: концепция тектоники литосферных плит, получившая мировое признание, и концепция тектонической расслоенности литосферы, развивавшаяся преимущественно в СССР [105, 149]. Долгое время эти концепции противопоставлялись друг другу, подчеркивая слабые места и трудности каждой стороны. В частности, сторонники концепции ТРЛ постоянно указывали на то, что исходные представления тектоники плит (о жесткости, прочности и реологической однородности крупных литосферных плит) находятся в противоречии с наблюдаемыми в природе разнообразными деформациями и неоднородностями коры и верхней мантии. Сторонники концепции тектоники плит, в свою очередь, подчеркивали отсутствие в построениях их оппонентов физически ясного механизма движения и тектонических деформаций земной коры и чисто качественный характер описания геологических процессов.

Приведенные в этом разделе экспериментальные данные по реологической стратификации литосферы и основанные на них новые тектонические и геодинамические построения показывают, что между концепциями тектоники литосферных плит и тектонической расслоенности литосферы на самом деле нет глубоких противоречий. Более того, их взаимопроникновение является чрезвычайно плодотворным для развития геологической науки. Сейчас, по-видимому, наступил этап нового крупного синтеза идей и создания общей геодинамической теории, объединяющей концепции тектоники литосферных плит и тектонической расслоенности литосферы. Рассмотренная здесь схема двухъярусной тектоники плит и геодинамические модели реологически стратифицированной и тектонически расслоенной литосферы представляют собой первый шаг в этом направлении. В дальнейшем, очевидно, необходимо будет усложнять эти построения, последовательно рассматривая все более мелкомасштабные неоднородности и деформации различных слоев коры и литосферы, включая деформации осадочного чехла. В таком развитии общей теории тектонических процессов классическая концепция тектоники литосферных плит должна рассматриваться как первое (глобальное) приближение теории, описанная здесь схема двухъярусной тектоники плит — как второе (региональное) приближение и т.д.

Глава 2

МЕТОДЫ ИЗУЧЕНИЯ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ РАССЛОЕННОСТИ ЛИТОСФЕРЫ ПРИ КРУПНО- И СРЕДНЕМАСШТАБНОМ ГЕОЛОГИЧЕСКОМ КАРТИРОВАНИИ

ИЗУЧЕНИЕ И КАРТИРОВАНИЕ ОФИОЛИТОВЫХ КОМПЛЕКСОВ

Современное представление о строении офиолитового комплекса было заложено в трудах австрийского геолога Г. Штейнмана [250, 251], который на примере офиолитов Лигурии в Италии показал, что в Альпийской складчатой области постоянно присутствует повторяющаяся ассоциация, состоящая из ультраосновных (серпентинизированные перидотиты), основных (габбро, диабаз-спилиты) и осадочных (радиоляриты) пород. Прекрасная сводка по породам этой ассоциации недавно была дана Р. Колманом [59]. Термин "офиолит" первоначально использовался А. Броньяром для обозначения серпентинитов. Само слово "офиолит" происходит от греческого корня *orphi*, что означает "змея", поскольку серпентиниты, особенно рассланцованные, имеют пятнистый, зеленый и блестящий внешний вид. Эти породы вызвали одинаковую ассоциацию у геологов разных стран. Во Франции они были названы серпентинитами (*serpent* — змея), а уральские рудознатцы окрестили их змеевиками. В дальнейшем термин офиолит был перенесен Г. Штейнманом на целую группу пород, который придал термину генетический смысл со следующим определением: «Название "офиолиты" следует использовать для обозначения лишь тесной ассоциации родственных ультраосновных пород с неизменной главенствующей ролью перидотитов (серпентинитов) и с подчиненными количествами габбро или норитов, диабазов, спилитов и близких к ним пород. Этот термин не следует использовать для определения ассоциаций, в которые входят только диабазоподобные породы, хотя бы и вполне сходные по составу и структуре» (по [59. С. 10]).

Изолированные перидотитовые массивы (например, Лерц в Пиренеях или Ронда в Бетских Кордильерах Испании), одиночные массивы габбро (Норильск) или даже их цепочки (Уральский платиноносный пояс), а также мощные толщи базальтов, часто встречающиеся в складчатых поясах и залегающие внутри разреза осадочных серий, никакого отношения к офиолитам не имеют.

Исследования пород офиолитовой ассоциации, проведенные во внутри- и окраинно-континентальных складчатых зонах за последние 20 лет, привели геологов к двум очень важным выводам.

1. Породы офиолитовой серии всегда находятся в аллохтонном залегании и формируют гигантские по протяженности и по масштабам перемещения тектонические покровы или фиксируют собой зоны сuture.

Офиолитовые аллохтоны в настоящее время описаны во многих складчатых системах Земли. На территории СССР они известны в Карпатах, на Большом и Малом Кавказе, на Урале, в Казахстане, Тянь-Шане, Западном и Восточном Саяне и вдоль всего западного обрамления Тихого океана. Примерами офиолитовых suture может служить зона сочленения системы Понтид и Центральной

Анатолии, Внутреннего Загроса и Центрального Ирана, линия Цангпо-Инд-Кохистан, а на территории СССР зона Главного Уральского разлома, Рушанско-Пшартская на Памире, Южно-Ферганская зона в Тянь-Шане и Севано-Гератагская на Малом Кавказе.

2. Офиолиты обладают определенной "псевдостратиграфией", т.е. в вертикальном разрезе породы этого комплекса всегда располагаются в определенной последовательности, отражающей историю формирования этой серии.

Это обстоятельство послужило основанием считать, что в полной офиолитовой серии снизу вверх представлены следующие группы пород [172]: 1) в различной степени серпентинизированные ультраосновные породы (дуниты, гарцбургиты, перцолиты) с текстурами тектонитов; 2) габбронный комплекс, обладающий в основании структурами кумулятов, обычно с перидотитовыми и пироксенитовыми кумулятами; 3) комплексе параллельных даек основного состава; 4) вулканический комплекс основного состава, сложенный обычно подушечными лавами.

Это современное определение офиолитового комплекса весьма близко к таковому Г. Штейнмана, которое было дано в начале нашего века.

Следует отметить, что вышеприведенное определение основано на реальном существовании подобного типа разрезов, которые изучили Л. Дюбертре [192] в Турции и Сирии и Ж. Брюнн [182] в Греции. Когда же к этим описаниям прибавились данные по массиву Троодос (Кипр) и покрову Семайл (Оман), где последовательность и набор пород в офиолитовой ассоциации аналогичны Греции, Турции и Сирии, то геологи стали считать подобные разрезы типичными для любых офиолитовых серий вне зависимости от их возраста и первичного структурного положения. Предполагалось, что неполнота разрезов этой ассоциации в том или ином районе является вторичной и связана с более поздними тектоническими причинами, которые привели к кажущемуся исчезновению из офиолитового разреза того или иного его члена. Такая точка зрения также основана на реальных полевых наблюдениях, которые говорят о том, что породы офиолитового комплекса часто подвергнуты очень сильной тектонической переработке, в результате которой формируется "разрозненный" (dismembered) офиолитовый комплекс (присутствуют все члены офиолитовой ассоциации, но их первичные взаимоотношения нарушены разрывами) или серпентинитовый меланж (см. ниже).

Однако существуют и изначально различные типы офиолитовых разрезов и уже в настоящее время можно выделить их ряд, в котором та или иная часть разреза первично отсутствует или имеется в сильно редуцированном виде [219]. Кроме того, в ряде офиолитовых разрезов присутствуют специфические породы (например, офиолитокластовые брекчии), которые совсем не учитывались ни в определениях офиолитовой ассоциации Г. Штейнманом, ни в решении Пенроузской конференции.

Сделанные выше два заключения основаны на исследовании офиолитовой ассоциации внутри- или окраинно-континентальных складчатых зон. Интенсивные исследования океанов, проведенные за последние 25—30 лет, позволяют сделать и третий вывод: породы, слагающие дно океанов и их окраин, идентичны породам офиолитовой ассоциации внутри- и окраинно-континентальных складчатых зон. Из этого следует необычайно важное следствие глобального характера: офиолиты внутриконтинентальных складчатых зон представляют собой реликты коры океанического типа, или, другими словами, на месте этих складчатых поясов некогда находились области с корой океанического типа неопределенной ширины (см. "Палинотектонические и палеотектонические реконструкции покровно-складчатых сооружений"), уничтоженные в процессе сближения их континентальных бортов и шарьированные на их края. Именно поэтому офиолиты представляют собой один из самых доказательных примеров тектонического расслаивания литосферы.

Рис. 19. Сводная колонка офиолитового комплекса покрова Семайл (Оман) по: [211]

1 — надгруппа Хаджир (шельфовые и платформенные карбонатные отложения средней перми — позднего мела); 2 — покров Хавазина (пермь или триас—поздний мел; главным образом обломочные известняки, радиолариты и меланж); офиолитовый покров Семайл; 3 — метаморфические породы (амфиболиты, метакремни, зеленые сланцы, филлиты), 4 — гарцибургиты — тектониты с подчиненным количеством дунитов, 5 — кумулятивные дуниты, 6 — кумулятивные полосчатые габбро с горизонтами меланократового габбро и верлитов и меланократовых габбро, 7 — кумулятивные массивные габбро, 8 — верлитовая зона в кровле кумулятивного габбро, 9 — верхнее (некумулятивное) габбро, 10 — плагиограниты, 11 — диабазовый комплекс "дайка в дайке", 12 — массивные и подушечные базальты

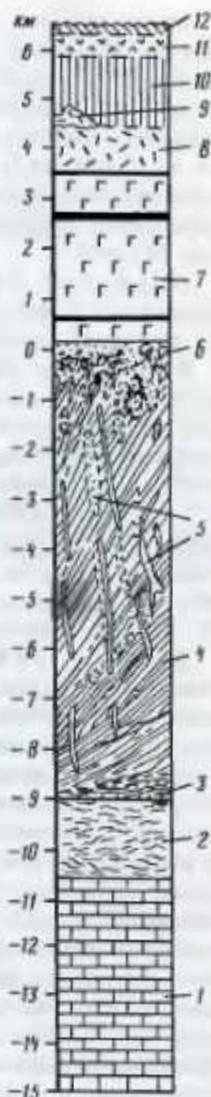
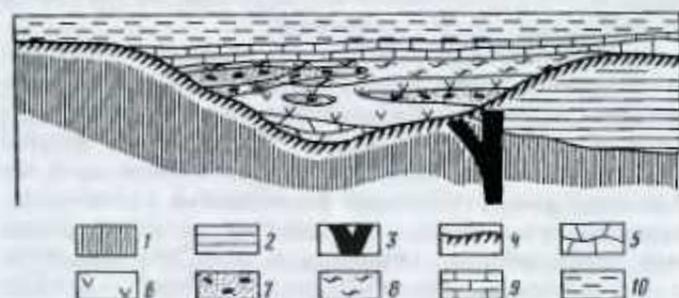


Рис. 20. Сводный разрез офиолитов Лигурийского типа [54]

1 — перидотиты и серпентиниты; 2 — расслоенный комплекс и габбро; 3 — диабазовые дайки; 4 — офикальциты и брекчии в кровле перидотитов и габбро; 5 — брекчии в основании осадочно-вулканогенного разреза; 6 — базальты; 7 — брекчии внутри осадочного и вулканогенного разреза; 8 — яшмы (титон); 9 — известняки с кальционеллами (титон—берриас); 10 — сланцы Лаванья (нижний мел)

Поскольку безгранитная (океаническая) кора характерна для разных структур земного шара, таких, как собственно океаны, окраинные моря, энзиматические островные дуги и межконтинентальные рифты типа Красного моря, то изучение внутреннего строения офиолитовой ассоциации того или иного района в принципе должно дать ответ на вопрос, в какой из вышеперечисленных структур он был рожден. Таким образом, офиолиты приобретают необычайно важное значение при палеогеодинамических реконструкциях и являются как бы своеобразным их маркером. Этому вопросу в литературе посвящено много как чисто геологических, так и петролого-геохимических работ [54, 134, 176, 219, 238, 244 и др.].

Выше мы уже говорили о том, что разные члены офиолитового комплекса могут сочетаться между собой в разных соотношениях, часть их может находиться в сильно редуцированном виде или вообще отсутствовать в конкретном обнажении, районе или тектонической зоне. По этому принципу может быть выделено несколько типов разрезов [219]. В настоящей работе мы остановимся на описании трех наиболее полно и хорошо исследованных типов разреза офиолитовой ассоциации, на примере которых можно показать три разных типа палеогеодинамических обстановок, в которых были сформированы офиолитовые разрезы.

Оманский тип (рис. 19) характеризуется полным и непрерывным разрезом офиолитовой ассоциации, который был сформирован в два этапа в относительно короткий промежуток времени.

В основании разреза располагаются мантийные тектониты — гарцбургиты, достигающие мощности 9 км (Оман). Гарцбургиты сменяются мощной расслоенной серией, полосчатыми оливиновыми габбро и габбро-норитами. Верхняя часть габброидного разреза представлена изотропными амфибол-клинопироксеновыми габбро, феррогаббро и роговообманковыми диоритами. Прекрасно представлен и комплекс "дайка в дайке" (1,5—2 км в Омане), прорванный небольшими телами плагиогранитов. Внутри вулканогенных серий выделяются два комплекса, первый из которых имеет осевой, а второй внеосевой характер (ниже). Считается, что весь этот разрез был сформирован в сеноман-туронское время, т.е. в течение 16 млн лет (по данным абсолютных датировок и находкам микрофауны).

Для Лигурийского типа (рис. 20) характерен неполный разрез офиолитового комплекса, формирование отдельных членов которого разделено перерывами, относительно длительное время формирования и присутствие внутри разреза офиолитовой ассоциации своеобразных осадочных брекчий.

Основание разреза сложено мантийными тектонитами — лерцолитами. Они прорываются небольшими массивами габбро, среди которых встречаются мало-мощные магнезиальные кумуляты, а также массивы феррогаббро, ферродиоритов и плагиогранитов. Возраст плагиогранитов или тоар — бат [177] или верхний триас [183]. Все эти породы пересекаются редкими роями диабазовых даек или единичными дайками. Дайки секут уже тектонически совмещенные и метаморфизованные габбро и серпентиниты, что говорит о дислокациях, предшествующих их внедрению. Время этого метаморфизма 148 ± 10 млн лет [204]. Внедрение даек происходит параллельно с процессами брекчирования серпентинитов и габбро (см. выше). Вся эта нижняя часть офиолитового комплекса через горизонт офиолитокластовых брекчий (в том числе, и офикальцитов) перекрывается или базальтами, или осадочными породами (радиоляритами и микритовыми известняками) титона — берриаса. Как базальты, так и радиоляриты содержат многочисленные линзы офиолитокластовых брекчий.

Малокавказский тип (рис. 21) имеет наиболее сложное строение, которое отражает неопределенно длительный период формирования офиолитового комплекса, многочисленные перерывы в истории его образования и разнообразие магматических серий.

Первый этап — формирование тектонит-гарцбургитов, достаточно полного и мощного разреза габбро (расслоенный комплекс + изотропные габбро), а также вулканической серии толситового состава, с которой ассоциируют (соотношения неизвестны) обломочные породы среднего состава с линзами и прослоями известняков. Все эти породы подвергнуты метаморфизму в условиях амфиболитовой и зеленосланцевой фации, в результате которого габбро и эффузивы частично были преобразованы в габбро-амфиболиты и амфиболиты (в том числе и гранатовые), а осадочные породы — в зеленые сланцы.

Второй этап — внедрение крупного массива диоритов и кварцевых диоритов, прорывающих все породы, сформированные во время первого этапа. Возраст

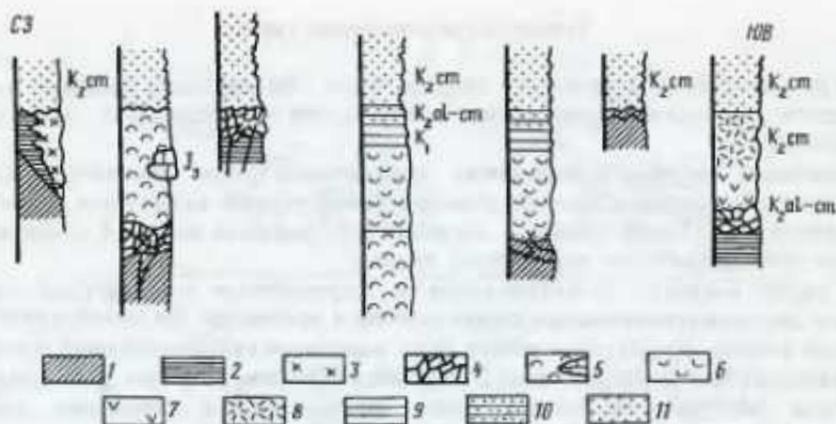


Рис. 21. Разрезы офиолитов Севано-Ахеринской зоны Малого Кавказа.

1 — гарибургиты (тектониты); 2 — габбро разного типа; 3 — диориты и кварцевые диориты; 4 — брекчии (состав см. в тексте) и прорывающие их дайки толлитового состава; 5 — толлитовые базальты (верхняя юра) с массивами и глыбами разновозрастных известняков и мраморов; 6 — щелочные базальты с редкими и маломощными прослоями ишм (верхняя юра — неоком); 7 — трахибазальты и трахиандезиты с прослоями ишм (альб—сеноман); 8 — трахиандезиты и трахиандзиты, их туфы и туфобрекчии, прослой ишм (сеноман); 9 — ишмы (готтеррибаррем); 10 — переслаивание ишм и офиолитокластовых турбидитов (альб—сеноман); 11 — грауваковский флиш с горизонтами офиолитокластовых олистотром в нижней части (сеноман).

этих плагногранитов среднеюрский (168 ± 10 млн лет [95]), что говорит о том, что все вышеописанные породы офиолитового комплекса Малокавказского типа были сформированы в досреднеюрское (палеозойское 9, нижнемезозойское ?) время.

Третий этап начинается с внедрения даек диабазового состава, которые прорывают все более древние части офиолитового комплекса. Их внедрение сопровождается формированием своеобразных осадочных брекчий Лигурийского типа, которые формируются по поверхности ультраосновных пород и габбро. Они состоят из обломков габбро, серпентинитов, диабазов, дацитов и метаморфических пород, а также обломков диабазов, прорывающих брекчии. Типичны редкие и хорошо окатанные обломки известняков и мраморов. Внутри брекчий изредка встречаются прослой осадочных пород — офиолитокластовых песчаников и микробрекчий, а также маломощные горизонты толлитов. Брекчии кроются мощной толщей базальтов толлитового состава, которые местами включают в себя огромное количество известняковых массивов. Большая часть из них представляет собой продукты разрушения верхнеюрских рифогенных построек, а часть из них является экзотическими глыбами верхнедевонского [21] и верхнетриасового возраста. Вышележащая часть разреза показана на рис. 21 и частично описана в разделе "Вулканические серии".

Четвертый этап формирования офиолитов Малокавказского типа начинается после периода внутриоксанических деформаций, которые охватили эту область в ранисальбское время и привели к дислокациям и метаморфизму, резкой смене химизма вулканических толщ [54], а также появлению офиолитокластового материала в разрезах, где эта фаза дислокаций проявлена не столь отчетливо (см. рис. 21).

Ниже мы кратко охарактеризуем главные типы пород, встречающиеся в разрезах офиолитовых комплексов, и методику их картирования, а затем покажем, как эти породы группируются в конкретные разрезы.

Обязательным членом всех этих разрезов является присутствие в них дунит-гарибургитов и лерцолитов, к описанию которых мы и переходим. Присутствие этих пород является необходимым при выделении офиолитового комплекса.

Ультраосновные серии слагают нижние части офиолитовых разрезов и нередко на их долю приходится большая часть объема всего разреза (до 8—10 км в Омане и Вуриносе).

В принципе мощность базальных дунит-перидотитов зависит от положения тектонической поверхности, отделяющей офиолитовые аллохтоны от автохтона и параавтохтона. Таким образом, их мощность является видимой и, как правило, не имеет отношения к его первичному объему.

Эти серии состоят из перидотитов с подчиненным количеством дунитов, жильных высокомагнезиальных пироксенитов и хромитов. По преобладанию того или иного класса перидотитов могут быть выделены гарцбургитовый (Оманский, Малокавказский) и лерцолитовый (Лигурийский) типы разрезов. Для этих пород характерна минеральная расслоенность, выраженная в вариациях количеств пироксена и оливина. Присутствуют секущие или согласные тела дунитов, которые обычно имеют неправильную форму и весьма различны по размерам. Характерны также мономинеральные жилы ортопироксенитов мощностью до 1 м.

Первый этап картирования такого рода комплексов заключается в выделении на карте отдельных групп пород с детальностью, отвечающей масштабу карты и принципам, используемым при изучении магматических пород, за которые они длительное время и принимались. Однако в последние 20 лет эта точка зрения подверглась существенному пересмотру, что связано в первую очередь с широким распространением внутри этих образований различных деформационных и деформационно-метаморфических структур, будинажа, складок и зон вязкого скалывания. Сходство микро- и мезоструктур ультрабазитов со структурами интенсивно тектонизированных пород сложнодислоцированных метаморфических комплексов явилось причиной появления таких терминов, как "тектонизированные гарцбургиты", "ультраосновные тектониты", "метаморфические перидотиты", которые отражают особенности строения перидотитовых комплексов офиолитовой ассоциации. В настоящее время метаморфическая природа этих пород признается большинством геологов, изучающих ультраосновные комплексы офиолитовых ассоциаций, например, [212, 233]. Считается, что их метаморфизм сопровождался течением пород в твердопластичном состоянии и происходил в условиях верхней мантии при высоких температурах и давлениях (1100—900°С, 5—7 кбар). Это пластическое течение сопровождалось и способствовало выплавлению из мантийного вещества (лерцолита?) базальтовой составляющей, которая мигрировала в верхние части разреза земной коры, кристаллизовалась и формировала остальные члены офиолитового разреза. Такая точка зрения подразумевает, что базальные дунит-перидотитовые комплексы офиолитовой ассоциации представляют собой сухой остаток от выплавления базальта и на этапе формирования того или иного конкретного офиолитового комплекса не были полностью расплавлены. Степень деплетированности устанавливается по присутствию или отсутствию клинопироксена и по химическому составу минералов, т.е. лерцолиты представляют собой наименее истощенную базальтовой выплавкой породу, а дунит деплетирован максимально. Гарцбургиты в этом ряду занимают промежуточное положение [133].

Уяснение несомненной метаморфической природы дунит-перидотитовых серий повлекло за собой значительные изменения в методах их изучения: стала очевидной возможность использовать при исследовании ультрабазитов методы структурного картирования, геометрического и микроструктурного анализа, которые успешно применяются для восстановления истории деформаций в метаморфических комплексах [47, 254, 259 и др.].

¹ В написании этого раздела принимал участие С.А. Щербаков.

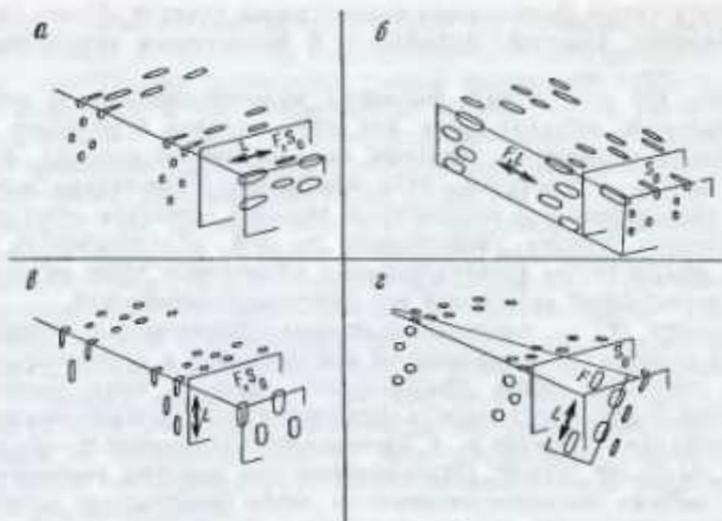


Рис. 22. Схема соотношения структурных элементов, образованных при высокотемпературном пластическом течении перидотитов (гарцбургитов, перцолитов)

а — плоскости полосчатости (S_0) и уплотненности (F) совпадают, линейность (L) лежит в плоскости уплотненности, по простиранию полосчатости; *б* — S_0 и F взаимно перпендикулярны, L ориентирована поперек S_0 ; *в* — плоскости S_0 и F совпадают, L ориентирована по падению S_0 ; *г* — кососекущее расположение плоскостей S_0 и F , L ориентирована по падению плоскости F

До настоящего времени картирование массивов ультраосновных пород проводилось, как правило, только по вещественному составу, на основании которого можно получить представление о взаимоотношениях петрографических разновидностей пород, о последовательности их образования и об общей конфигурации этих пород в плане и разрезе. Детальное структурное картирование ультрабазитов и прослеживание по площади таких структурных элементов, как полосчатость, линейность и минеральная уплотненность и обработка этих данных, с помощью методов геометрического и микроструктурного анализа позволяют выявить взаимоотношение развитых в них деформационных структур и выделить разновозрастные этапы деформаций пород, определить механизмы этих деформаций, оценить условия, при которых они происходили и в конечном счете реконструировать процесс структурной эволюции ультрабазитов. Такого рода картирование имеет первостепенное значение при поисках хромитовых руд, поскольку форма их тел очень часто контролируется вышеперечисленными метаморфическими структурами.

В связи с вышесказанным картирование нижних частей офиолитового разреза в настоящее время должно сопровождаться тщательными замерами всех структурных элементов ультрабазитов с последующим геометрическим и микроструктурным анализом. Как правило, в ультрабазитах проявлены полосчатость (S_0), минеральная уплотненность (F) и линейность (L). Сланцеватость (S_1) развивается при относительно низкотемпературных (ниже 500°C) деформациях и не имеет закономерной связи со структурами высокотемпературного пластического течения (рис. 22).

Полосчатость (S_0) в перидотитах выражена чередованием относительно непротяженных пропластков или слабо уплотненных линз с различной концентрацией порообразующих минералов. Простирание и наклон таких полос меняется от места к месту и очерчивает разномасштабные складки течения. Дунитовые тела либо образуют пропластки в гарцбургитах, конформные их полосчатости, либо обособлены в жилы различной конфигурации, которые пересекают полос-

чатость гарцбургитов. Наибольшая концентрация дунитов обычно бывает приурочена к замковым участкам складок и к флексурным перегибам в гарцбургитах.

Линейность (L) может быть выражена макроскопически: 1) субпараллельно ориентированными веретенчатыми или уплощенными агрегатами таблитчатых зерен энстатита, к которым тяготеют мелкозернистые диопсид, оливин, хромшпинелид, иногда — агрегатами этих минералов; 2) цепочками зерен хромшпинелида; 3) разорванными и растянутыми зернами энстатита, образующими цепь мелких табличек, сильно укороченных по оси "с" (линейность "растаскивания"). Под микроскопом устанавливаются удлиненные зерна крупного оливина, вытянутые параллельно агрегатной или цепочечной линейности.

Уплощенность (F) — плоскопараллельная ориентировка минералов — при полевых наблюдениях устанавливается для энстатита и хромшпинелида; под микроскопом отчетливо видна уплощенность крупных зерен оливина. Средняя статистическая уплощенность кристаллов ориентирована перпендикулярно направлению максимального сжатия σ_1 . С увеличением напряжения $\sigma_1 - \sigma_3$ уплощенность становится все более четкой. Одновременно при высоких температурах возрастает число мелких рекристаллизованных зерен (необластов) оливина и энстатита, и может возникнуть тонкая агрегатная линейность, еще более подчеркивающая плоскостную ориентировку минералов. Такие структуры локально устанавливаются в лерцолитовых разрезах — как в шпинелевых, так и в плагиоклазодержащих пачках лерцолитов.

При пластической деформации линейность и уплощенность связаны с положением осей эллипсоида напряжения следующим образом. Удлинение оливиновых зерен, агрегатная линейность, цепочечная линейность ориентированы по направлению σ_3 (min). В случае невращательного течения уплощенность и плоскость течения, а также линейность и направление течения совпадают. Если течение происходило с вращением, то плоскость течения располагается под углом к уплощенности, а проекция плоскости уплощенности указывает направление течения. Энстатитовая линейность "растаскивания" ориентирована при невращательном движении в направлении σ_2 (σ_2 является перпендикуляром к σ_3 в плоскости уплощенности, т.е. в этом случае течение материала осуществлялось и в направлении средней оси эллипсоида напряжений (деформаций); при этом значения σ_2 и σ_3 обычно близки).

Соотношения полосчатости и уплощенности весьма разнообразны и требуют особо внимательного изучения. Во-первых, эти два элемента могут быть по-разному выражены на разных этапах деформаций; например, на раннем в основном формируется полосчатость, а синхронная ей уплощенность почти не проявляется, тогда как в последующих этапах уплощенность развивается очень сильно, а полосчатость не образуется вновь, и только деформируются ранние ее структуры. Во-вторых, одновременно образованные полосчатость и уплощенность по-разному соотносятся на крыльях крупных складчатых структур — где они параллельны, и в замковых частях структур — где они пересекаются.

Вышеописанные линейные и плоскостные мономинеральные или агрегатные структуры пронизывают весь объем горной породы. В процессе картирования чаще всего приходится иметь дело с мелкими складками и другими структурными формами, которые можно наблюдать непосредственно в обнажении. В таких случаях путем прямых наблюдений можно выявить, какие структурные элементы изгибаются складками, а какие образуют с ними единый парагенезис. Однако неравномерное распределение и разобщенность на изучаемой площади таких обнажений, а также наличие в породах деформационных структур нескольких генераций, которые часто схожи между собой, сильно затрудняют выяснение картины строения массива в целом и общей последовательности пластических деформаций его пород. Многие закономерности структурных соотноше-

ний выявляются только статистически, поэтому картирование и работы на обнажениях обязательно сопровождаются определенным пространственной ориентировки всех структурных элементов: осевых плоскостей (ОП) и шарниров (В) складок, полосчатости (S_0), минеральной сланцеватости (S) и линейности (L), различных жил и т.п. Затем эти структурные элементы наносятся в виде точек на экваториальную или полярную сетку равноплощадной проекции. Трансформация полученных точечных диаграмм в диаграммы изолиний плоскостей точек производится тем же способом, что и при микроструктурном анализе. Все эти результаты выносятся на карты и зарисовки разного масштаба.

Анализ диаграмм ориентировки линейных и плоскостных структурных элементов ультраосновных пород позволяет решить множество задач. С его помощью надежно устанавливаются: 1) преобладающая ориентировка того или иного структурного элемента; 2) закономерности изменений ориентировки на площади; 3) принадлежность различных элементов к тому или иному структурному парагенезису; 4) наличие складчатых структур в породах изучаемого массива; 5) ориентировка шарниров и осевых плоскостей крупных складок, которые другими способами надежно не определяются; 6) этапы пластических деформаций и их возрастная последовательность.

Микроструктурные исследования проводятся в шлифах, изготовленных из ориентированных образцов, в месте отбора которых производятся тщательные замеры залегания всех доступных наблюдению структурных элементов породы (полосчатости, линейности, минеральной сланцеватости, осевых поверхностей и шарниров складок, жил, и т.п.) и изучение их взаимоотношений. В процессе предварительного изучения микроструктур ультрабазитов в шлифах выясняются взаимоотношения различных минеральных фаз, форма их зерен, наличие в них деформационных структур и строение межзерновых границ; проводится оценка размеров зерен и субзерен; выделяются различные типы линейности и минеральной сланцеватости, которые могут быть генетически связаны с разными этапами деформаций ультрабазитов и т.п.

Изучение оптической ориентировки минералов проводится с помощью столика Федорова, методика работы на котором детально описана. Результаты измерений оптических и кристаллографических элементов минералов (оси оптической индикатрисы, границы полос излома и др.) наносятся на экваториальную сетку равноплощадной проекции (сетка Шмидта). При построении круговых микроструктурных диаграмм, заключающемся в нанесении на сетку линейных и плоскостных элементов в виде точек и в последующем проведении изолиний их плотностей, используется общеизвестная методика.

Завершающей стадией работы является анализ полученных микроструктурных данных и их интерпретация на основе сопоставления с данными экспериментов по пластическим деформациям ультрабазитов.

Как было показано выше, структуры лерцолитов, гарибургитов и в значительной части дунитов во всех массивах сформированы при высокотемпературных пластических деформациях. Деформации сопровождались дифференциацией вещества, которая осуществлялась различными способами и в конечном итоге обеспечила строение всего разреза этой части офиолитового комплекса.

Главной особенностью строения лерцолитовых массивов является существование резкого структурного несогласия между лерцолитовой частью разреза и сериями гарибургит-дунитовой и дунит-верлит-клинопироксенитовой. Это несогласие выражено тем, что направление вязкого течения в лерцолитах ориентировано почти перпендикулярно к границе лерцолитов с дунит-гарибургитовым "горизонтом" и его внутренними структурами. При этом структуры дунитов, гарибургитов, верлитов и пироксенитов конформны между собой и всем границам последовательно сменяющихся серий. Прекрасно видно, что нарастание контрастности состава внутри лерцолитовой части разреза (дунитовые, гарибурги-

товые полосы и линзы) происходит вначале постепенно, в полном согласии с ранними деформационными структурами (за исключением редких жил, сопровождающих появление шлиров плагиоклазовых лерцолитов); несогласие структур устанавливается резким скачком только вдоль граничной поверхности лерцолитового тела. Все породы лерцолитовой части разреза отличаются хорошо проявленной плоскостной ориентировкой минералов и в целом - значительной рекристаллизацией первичных зерен. Для этих пород устанавливаются наиболее высокие скорости деформаций (вязкого течения).

Внутренняя структура гарцбургитовых разрезов Оманского и Малокавказского типов отличается от структуры как лерцолитовой, так и гарцбургитовой серий существенно лерцолитовых массивов (Лигурийский тип). Здесь изменение структурного положения и морфологии тел дунитов и пироксенитов происходит внутри гарцбургитового разреза: вначале формируются гарцбургитовая полосчатость и локально-согласные с ней "прослой", шлиры дунитов и зональных энстатидиопсид-(оливиновых) пород, затем жилы тех же пород, резко секущие полосчатость. При этом синдеформационная природа жил по отношению к крупномасштабным складкам течения несомненна.

Частное структурное несогласие дунитов и пироксенитов по отношению к ранним деформационным структурам гарцбургитов можно сравнить в лерцолитовых массивах лишь с положением жил пироксенитов, дунитов и габбро, сопровождающих появление шлиров плагиоклазодержащих лерцолитов среди их шпинелевых разновидностей. На Войкаро-Сыньинском массиве процесс формирования жил вдоль сколовых зон, синхронных поздним высокотемпературным пластическим деформациям, проходил гораздо мощнее, чем в лерцолитовых массивах. Судя по составу последовательных поколений жил, формирование сколов, "залеченных" жилами, происходило в широком интервале глубин (более 25 км — менее 10-15 км) и было длительным. Слабо выраженная плоскостная ориентировка минералов, грубозернистые релаксированные структуры гарцбургитов также указывают на относительно низкую скорость деформаций (учитывая близкие значения рассчитанных температур деформаций).

Итак, в породах дунит-перидотитового комплекса ясно устанавливается этап высокотемпературного пластического течения, происходившего при умеренных давлениях в условиях верхней мантии. В этих же породах четко фиксируются и более поздние этапы метаморфизма, связанные с выведением мантийных тектонитов в коровые условия. Первый из этих этапов связан с массовой петельчатой серпентинизацией (без выделения магнетита) при подъеме мантийного диапира в океаническую кору. Изотропная структура петельчатой сетки прожилков lizardita и хризотила, равномерно пронизывающей оливиновую массу, интенсивная серпентинизация крупных объемов породы указывают на то, что этот этап серпентинизации мог проходить в условиях равномерного растяжения в процессе движения диапира. Этот процесс (растяжение во время подъема) приводил к возникновению все новых и новых микротрещин, которые способствовали проникновению серпентинизирующих растворов. Поскольку серпентинизация идет с увеличением объема и приводит к немедленной закупорке трещин, то такой процесс непрерывного подновления трещин просто необходим.

Процесс шарьирования офиолитовых масс, уже в коровых условиях, также, как правило, сопровождается хризотиловой серпентинизацией, которая не охватывает всего объема ультраосновной породы и обычно приурочена к системе трещин, возникающих во время надвигания офиолитовых масс.

Процессы регионального и зонального метаморфизма, в которые вовлекаются ультраосновные породы после их надвигания на края континентальных масс, нередко вызывают наложенную антигоритовую серпентинизацию.

Итак, метаморфические преобразования ультраосновных пород офиолитовой ассоциации происходили в разных тектонических обстановках и в разное время.

В их составе и структуре запечатлен ряд длительных и сложных событий, сопровождающих перемещение мантийного материала в верхнюю часть литосферы и последующую его историю в верхней части земной коры.

Полосчатая дунит-верлит-клинопироксенитовая и габброидная серии

Породы дунит-перидотитовой ассоциации в подавляющем большинстве офиолитовых комплексов сменяются магматической серией, возникшей в процессе дифференциации базальтовой магмы. Внутри этой серии выделяются два комплекса пород, различающихся по составу и по внутреннему строению.

Первый из них в литературе называется по-разному: расслоенным, полосчатым или кумулятивным. Первые два определения подчеркивают его слоистое строение, обусловленное чередованием различных по составу пород, а последнее исходит из особенностей внутреннего их строения, отражающих последовательность кристаллизационной дифференциации расплава в магматической камере. Поэтому к породам этой серии применяются два типа номенклатуры. Так, можно говорить о том, что породы расслоенной серии состоят из чередования дунитов, верлитов, пироксенитов, троктолитов, анортозитов и др. Эти же породы в другой системе номенклатуры соответственно будут называться оливиновым кумулятом, оливин-двупироксеновым кумулятом, пироксеновым кумулятом, оливин-плагноклазовым кумулятом, плагноклазовым кумулятом и др.

Второй комплекс, обычно выделяемый в литературе под названием изотропного габбро, складывается различными габбро, имеющими типично магматическую структуру. В него входят оливиновое или диопсидовое габбро, габбро-нориты, нормальное габбро, роговообманковое, нередко пегматоидное габбро, а также феррогаббро. Нередко к наиболее удаленной от ультраосновных пород части габбрового разреза бывают приурочены небольшие массивы плагногранитов.

В наиболее полных разрезах офиолитовой ассоциации Оманского типа (Оман, Греция, Кипр, Урал, Саяны и др.) присутствуют оба этих комплекса, и тогда габброидный комплекс сменяет вверх по разрезу (или по удалению от ультраосновных тектонитов) породы расслоенной серии. В этом случае в нижней части габброидного комплекса может наблюдаться слабая расслоенность. Такого типа полные разрезы, очевидно, формируются в длительно существующей магматической камере (рис. 23). В то же время существуют разрезы офиолитовой ассоциации, в которых расслоенный комплекс полностью отсутствует, а внутри изотропного габбро присутствуют несколько его поколений.

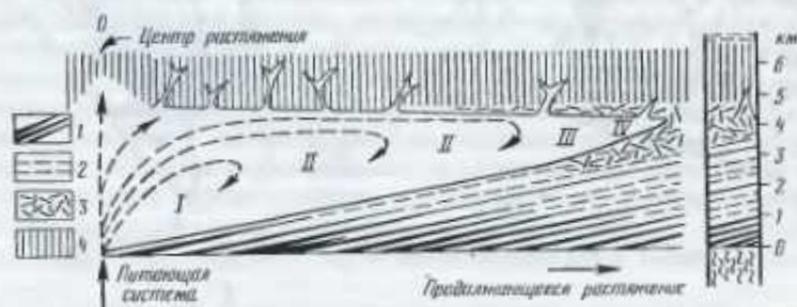
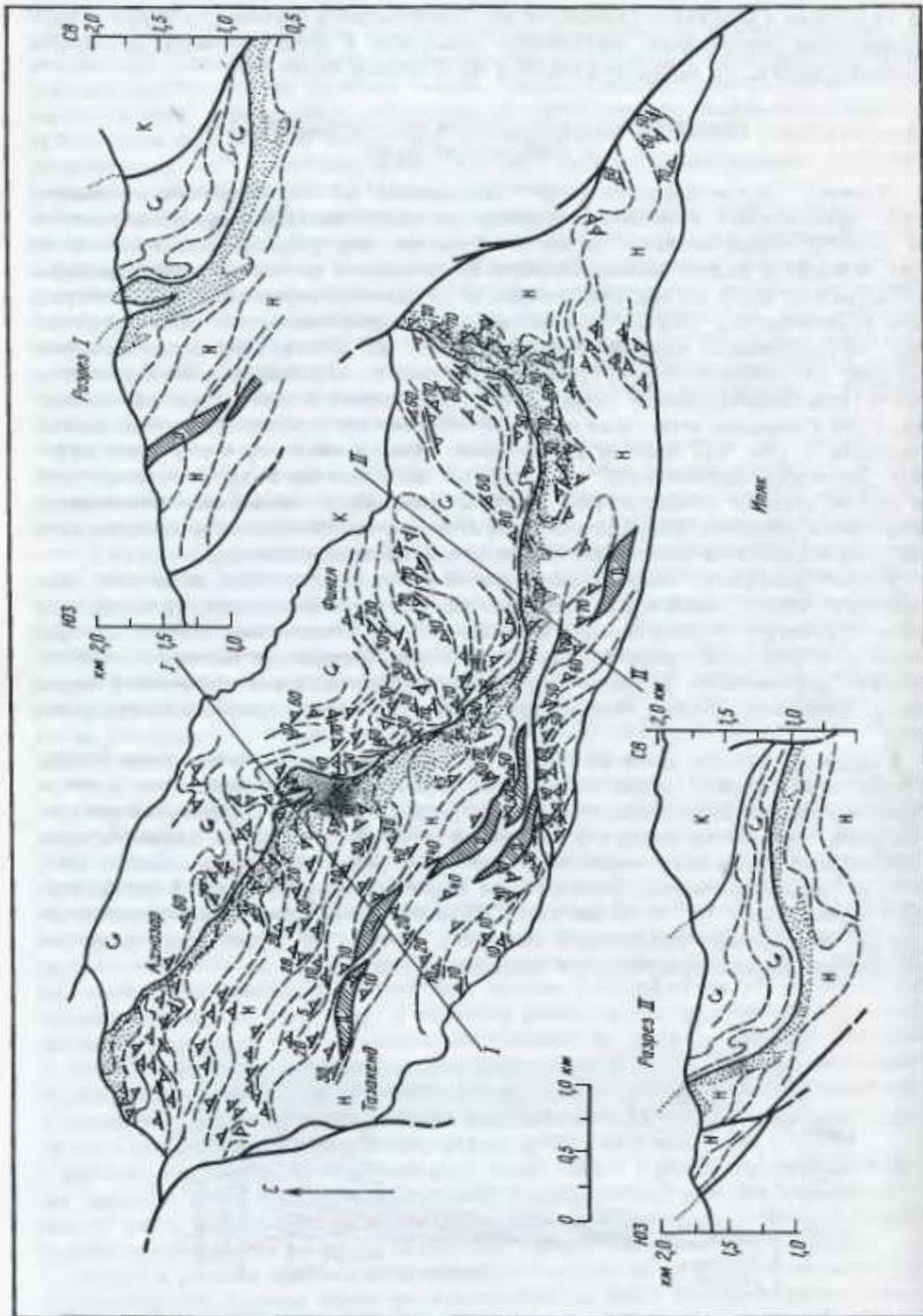


Рис. 23. Идеализированная модель расширяющегося магматического очага для офиолитового комплекса Семайл (Оман). Горизонтальный и вертикальный масштабы одинаковы

1—2 — кумуляты: 1 — ультраосновные, 2 — габбровые; 3 — верхние (изотропные) габбро; 4 — комплекс "дайка в дайке" по: [237]



Не следует также думать, что идеализированная модель, представленная на рис. 23, характерна для всех разрезов расслоенного комплекса. Так, из исследования Войкаро-Сыньинского массива, относящегося к Оманскому типу, следует, что термины "полосчатая" как типичный текстурный признак серии и "расслоенная" как генетическая ее сущность далеко не всегда отражают реальные геологические картины, наблюдаемые в обнажениях. К ним относятся: 1) невыдержанность мощности переслаивающихся горизонтов и быстрое их выклинивание по простиранию; 2) обилие пятнистых, такситовых текстур; 3) мегабрекчиевидное строение отдельных участков габбровых тел с ксенолитами-отторженцами пород дунит-верлит-пироксенитовой серии и гарцбургитов; 4) следы интенсивных высокотемпературных деформаций в породах ультраосновной части расслоенной серии; 5) существование нескольких поколений жил (в том числе, троктолитов — оливинового габбро), инъецирующих деформированные габбро-нориты, а также дуниты краевой зоны гарцбургитового тела; 6) присутствие зональных оторочек состава верлит-клинопироксенит (\pm плагноклаз) в зальбандах габбровых жил, секущих дуниты и вокруг дунитовых (гарцбургитовых) ксенолитов в габбро. Образование такой зональности может быть объяснено высокотемпературным метасоматическим процессом на контакте габбрового расплава, внедрившегося в существенно магнезиальный субстрат. Подобные реакционные соотношения габбро с ультрабазитами описаны и на других массивах Урала — Хабарнинском, Кемпирсайском, Верхне-Тагильском, Алапаевском, Баженовском и др.; правда, иногда роль метасоматических процессов сильно преувеличена.

Существуют довольно сильные различия в строении и составе габброидных комплексов трех типов офиолитовых разрезов.

В Лигурийском типе слабо деплетированные лерцолиты ассоциируют с мало мощным и неполно представленным расслоенным комплексом; здесь широко развиты феррогаббро и ферродиориты [247]. В лерцолитовых массивах Южного Урала полностью представлена нижняя (дунит-верлит-пироксенитовая) часть разреза и практически отсутствуют пироксеновые габброиды. Здесь верлиты и пироксениты сменяются через тектонический или интрузивный контакт пироксен-роговообманковыми габбро, габбро-диабазами, переходящими в роговообманковые кварцевые диориты-тоналиты. В этом типе разреза, в ассоциации с лерцолитами, габброидные серии имеют меньшую мощность и более простую структуру, нежели в разрезах, сопровождающих гарцбургитовые массивы.

Оманский тип разреза, к которому относится и полярно-уральские офиолиты массивов — Войкаро-Сыньинского, Райиз, Сым-кеу, имеет наиболее сложное строение мощных габброидных серий: с многократными повторениями отдельных пачек пород, резко переменчивыми мощностями пропластков; включениями — отторженцами мантийных гарцбургитов в габбро-норитах; дунитовыми линзами в габбро, окруженными зональными оторочками верлитов и клинопироксенитов; многофазными жилами и, главное, интенсивными высокотемпературными деформациями нижней части разреза и деформациями в условиях амфиболитовой фации — в локальных зонах по всему разрезу (Полярный Урал). Для этого же типа характерно многостадийное внедрение пироксенитов и габброидов: вебстеритов в полосчатую серию и габбро-нориты, изотропного оливинового габбро в полосчатые габбро-нориты и переслаивающиеся верлиты, пироксениты, пегматондного роговообманкового габбро в породы полосчатой серии и габбро-нориты.

Для Малокавказского типа разреза характерна сложная структура сочленения мантийных перидотитов с переходной полосчатой и габброидными сериями.

Рис. 24. Структурная карта Илякского габбро-перидотитового массива (Малый Кавказ по Г.Н. Савельевой)

G — габбро; H — гарцбургиты; D — дуниты; K — альб-сеноманская осадочно-вулканическая толща. Точками показана область развития дунит-верлит-пироксенитовой серии; пунктирными линиями — залегание полосчатости в гарцбургитах, верлит-пироксенитах и габбро-норитах

Так, на Ипякском массиве (рис. 24) Севано-Акеринской зоны в области границы гарцбургитов с полосчатой дунит-верлит(троктолит)-вебстеритовой серией первые насыщены примерно на четверть объема жилами — прослоями дунитов, вебстеритов, диаллагитов, реже — габбро, согласных и субсогласных с гарцбургитовой полосчатостью. Вся грубополосчатая, линзовидно-полосчатая толща рассекается ветвящимися жилами габбро и пироксенитов. Жилы и пачки пород полосчатой серии деформированы в складки двух поколений. Анализ рисунков деформационных текстур пород в области контакта показывает, что внедрение габбро происходило в процессе развития сдвига в теле ультрабазитов; сдвиг оперялся многочисленными сколовыми трещинами. Синкристаллизационные складки полосчатости габбро-норитов особенно сильно развиты вблизи их контакта с гарцбургитами.

Другой подтип разреза в Севано-Акеринской зоне Малого Кавказа представлен на Гейдаринском массиве, где мантийные гарцбургиты и плагиоклазо-содержащие лерцолиты прорываются мелкозернистым изотропным габбро, габбро-диабазами, нередко с ортопироксеном и бурой роговой обманкой. Здесь наблюдались резкие контакты с закаленными эндоконтактами габбро — как в самом массиве, так и в жилах, образующих рои в гарцбургитах.

Подобные соотношения пород отражают длительные перерывы в истории формирования этого типа офиолитовых разрезов — между выведением в кору мантийных перидотитов и внедрением габброидов.

В химическом отношении породы габброидных серий в целом представляют продукты кристаллизации сильно дифференцированной толеитовой (пикритовой?) магмы; общая направленность дифференциации осуществлялась согласно толеитовому тренду фракционирования компонентов. Существование многократных внедрений отражают активные контакты; иногда мелких интрузий магнезиальных троктолитов в габбро-нориты и даже верлитов в габбро, чаще — роговообманкового, пироксен-роговообманкового габбро в клинопироксеновое габбро и габбро-нориты. Первые порции расплава вначале внедрялись в лерцолиты (гарцбургиты), маркируя, по сути, каналы продвижения магмы, в которой происходило фракционирование оливина (в первую очередь). Являясь продуктом частичного плавления лерцолита, расплав, очевидно, мог поступать как из более глубоко расположенных (относительно данного перидотитового тела) источников, так и из той области лерцолита, которая впоследствии связывалась с габброидами в единый разрез.

Метаморфические преобразования пород полосчатой и габброидных серий в разной степени проявлены во всех типах разреза. Наиболее характерны следующие изменения первичных структур и состава пород.

1. Высокотемпературные деформации габбро-норитов сопровождали становление этих пород, развиваясь вслед за их кристаллизацией. В этот период возникали серии асимметричных малоамплитудных складок полосчатости, будинаж меланократовых прослоев и их смещения, залеченные жилами анортит-оливин-диопсидового состава.

2. Актинолит-анортитовые породы по габбро, габбро-норитам образовались в приповерхностной части разреза океанической коры. Мозаичный рисунок размещения актинолит-анортитовых пород, псевдоморфное замещение пироксенов актинолитом, не сопровождавшееся в основном образованием структур течения, расщеплением, поддерживают представления А. Миясиро и др. [94] о своеобразии этого типа метаморфизма "океанического дна", происходившего на зеленосланцевом уровне в тектонически спокойной обстановке. Этот метаморфизм проявлен в той или иной степени во всех типах офиолитовых разрезов.

Рассмотренный материал позволяет рекомендовать следующую этапность работ при картировании полосчатой и габброидной серий.

1. Выделение и прослеживание на местности ассоциирующих групп ультра-

базитов и габбро — например, дунит-верлит-клинопироксенитовая или дунит-троктолит-вебстеритовая серия; в их составе — пачки, линзы, с преобладанием дунитов, либо клинопироксенитов; существенно троктолитовые, либо вебстеритовые пачки и т.д.

2. Детальные наблюдения в зоне контактов между сериями, пачками или отдельными широко распространенными типами пород (дунитов, вебстеритов, габбро и т.п.). Эти контакты могут представлять собой постепенные переходы, образующиеся в результате последовательной кристаллизации дифференцированного расплава, могут быть резкими интрузивными, с явлениями закалки или без них, либо нерезкими, нередко при внедрении сопровождавшиеся высокотемпературным метасоматозом.

3. Картирование полосчатости во всех сериях с выделением участков, различающихся по наличию трахитоидных флюидальных структур, степени деформированности (обилию и морфологии складок); прорисовка всех деформационных структур и наблюдения над положением жил пироксенитов, габбро по отношению к элементам складок, очерченных полосчатостью.

4. Сопоставление ориентировки деформационных структур полосчатой, габброидной серии с деформационными структурами мантийных тектонитов. В мантийных тектонитах, как правило, устанавливается сложный узор многостадийных деформаций, резко отличный от деформационного рисунка в полосчатой и габброидной серии. Наиболее четко эта картина проявлена в существенно лерцолитовых разрезах. В Оманском (гарцбургитовом) типе разреза породы полосчатой серии в нижней части разреза испытали деформации одновременно с поздними стадиями деформаций гарцбургитов, из-за чего локально устанавливается субогласная ориентировка деформационных структур этих разновозрастных серий.

5. Опробование пород по всему разрезу — от контакта с мантийными тектонизированными гарцбургитами (лерцолитами) к кровле дунит-верлит-пироксенитовой серии и, далее, вверх по разрезу габбро к подошве дайковой диабазовой серии.

6. Выделение и прослеживание метаморфических фаций пород полосчатой и габброидной серий; определение их положения в общей структуре пакета тектонических пластин офиолитов.

Вышеописанные магматические породы формировались в обстановке непрерывного растяжения в условиях открытой системы. Об этом можно судить по составу оливинов в расслоенном комплексе, в котором Fe/Mg остается постоянным по всему разрезу. Хорошо известно, что в закрытых системах внутри магматической камеры это отношение в оливинах вверх по разрезу постепенно возрастает, что связано с магматической дифференциацией (Стилуотер, Бушвельд, Скаергард и др.).

Поскольку этого явления в данной части разреза офиолитового комплекса не происходит, то его следует связывать с периодическим поступлением в камеру все новых и новых порций базальтового расплава, что невозможно себе представить без непрерывного (или пульсационного) растяжения. Наиболее подходящей обстановкой для такого процесса будут спрединговые зоны.

Дайковые серии

Верхи разреза офиолитовой ассоциации часто слагаются своеобразным дайковым комплексом (в котором преобладают диабазы), обычно описываемым в англоязычной литературе под названием "Sheeted dike complex". В отечественной литературе эта серия пород выделяется под названием "комплекс параллельных даек", или "пластинчатый комплекс", или комплекс "дайка в дайке". Впервые описанный на о-ве Кипр этот комплекс типичен для разрезов Оманского типа

Центр растяжения

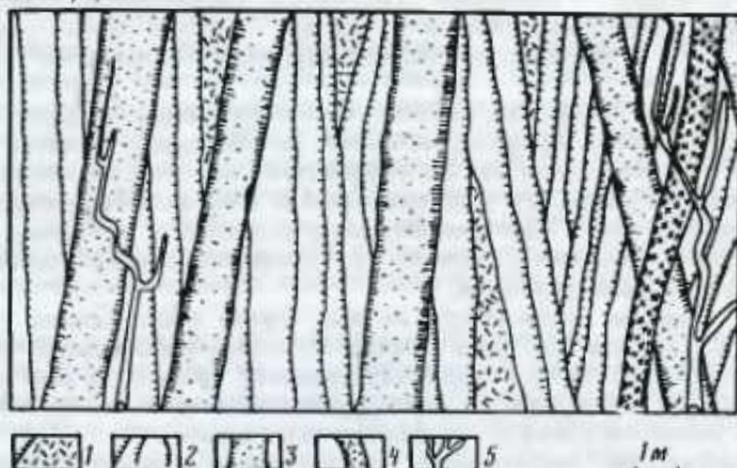


Рис. 25. Схема взаимоотношения даек в комплексе "дайка в дайке" массива Троодос по: [190]

1 — скрин крупнозернистых долеритов (тип 1), диоритов или троцдемитов; 2 — дайки тонкозернистых диабазов (тип 2); 3 — дайки долеритов с призматической отдельностью (тип 3); 4 — дайки пикритов (тип 4); 5 — дайки метабазальтов (тип 5). Дайки "типа 1" являются пассивными, "типа 2" — однозакальными или симметричными (полудайки), "типа 3—5" — двузакальными (с симметричной закалкой)

и пользуется широким распространением на о-ве Кипр, в Турции, Сирии и Омане. Описан он также и на п-ове Ньюфаундленд, о-ве Маккуори, в Норвегии, Калифорнии и Монголии. В пределах Советского Союза подобные дайки встречаются на Полярном и Южном Урале, в Южном Тянь-Шане, в северо-восточной Фергане и на Южном Гиссаре, в Саянах и на северо-востоке СССР. Эти дайковые комплексы целиком состоят из прилегающих вплотную даек без каких-либо перемишек более древних вмещающих пород [59]. Мощность таких комплексов может достигать 1,5 км.

Специфические черты строения дайковых комплексов предопределяются особенностями геодинамических напряжений, возникающих в процессе растяжения (спрединга), во время которого, при раздвигании блоков литосферы, происходит высвобождение пространства с одновременным заполнением его магмой, сформированной в камере, где кристаллизовалось габбро. В связи с тем, что раздвигание происходит импульсивно, т.е. периоды раскрытия чередуются с моментами стабилизации, создаются условия застывания внедрившейся магмы в виде даек. Многократное повторение такого процесса приводит к образованию пакетов магматических тел, в которых наряду с обычными дайками чередуются их половинки (разорванные дайки), нередко резко преобладающие в разрезах дайковых комплексов (рис. 25). Специфический механизм образования пакетов вложенных друг в друга даек приводит к формированию не совсем обычных с точки зрения классической геологии магматических тел. Сложность их строения вызывает трудности не только при их изучении, но и при описании геологической документации. Именно поэтому эти образования потребовали введения специализированных терминов и методик.

Дайка в традиционном понимании представляет собой своеобразное магматическое тело, первоначально занимающее в пространстве положение, близкое к вертикальному. Такое тело характеризуется наличием двух эндоконтактов, представленных субпараллельными закальными зонами, ограничивающими дайку с двух сторон. Такие дайки можно дополнительно определять как двузакаль-

ные или дайки с симметричной закалкой. В процессе образования комплекса "дайка в дайке" дайки, как правило, разрываются на две и более части. В первом случае, когда дайки рвутся пополам, образуются тела, у которых один контакт будет закальным или активным, а другой — без закалки — пассивным. Такие тела можно называть однозакальными дайками, или дайками с одним активным контактом или полудайками.

В случае разрыва дайки более чем на две части могут получаться тела, лишенные обоих эндоконтактов. Такие тела правильнее всего называть пассивными дайками, так как в них оба контакта пассивны.

В каждой разновидности дайковых тел выделяют краевые зоны (закалки, эндоконтакты, закальные зоны и т.п.) и ядерную или центральную часть.

В тех случаях, когда ядерная и краевые части существенно отличаются по составу (например, базитовая и гипербазитовая), дайки носят название телескопированных.

В системах "дайка в дайке" редко встречаются остатки междайковых пространств, получившие в зарубежной, а теперь и в отечественной геологии специальные термины — скрин (screen) или септа (septa).

По составу пород, выполняющих междайковое пространство, выделяются: 1) лавовый скрин — пространство между дайками, представленное лавами базальтового состава, обычно подушечными, нередко с гиадокластикой; 2) габбровый скрин — междайковое пространство, представленное породами габброидного ряда; 3) дайковый скрин — более древняя дайка (или ее часть), которая располагается среди более молодых даек или полудаек; 4) сложный скрин — междайковое пространство, выполненное более древним фрагментом дайкового комплекса. Как правило, такие скрины представлены сочетанием нескольких даек со своими лавовыми скринами.

В редких случаях, когда в едином разрезе совмещаются офиолитовые комплексы двух поколений, междайковые пространства могут быть сложены метаморфическими породами, возникшими по породам более древнего офиолитового комплекса (например, в Севано-Акеринской зоне Малого Кавказа).

Как уже говорилось в самом начале этого раздела, комплекс параллельных даек состоит почти на 100% из долерит-диабазов. В нем, однако, встречаются и плагиогранитные дайки, продукт дифференциации той же толентовой магмы, которая привела к формированию как габбровой серии, так и комплекса "дайка в дайке". Необходимо также отметить, что эти дайковые серии во многих случаях являются магмоподводящими каналами для залегающих выше толентовых базальтов.

Специфичность строения дайковых комплексов вносит некоторые дополнительные методы при их картировании. Так, при составлении разрезов должны быть отражены следующие характеристики каждой дайки или полудайки: мощность, наличие заалок и их ориентация, мощность закальных зон, степень раскристаллизации закальных зон и ядерной части, относительная мелано- или лейкократовость даек, петрографическая характеристика.

Поскольку образование комплекса параллельных даек не может осуществляться без растяжения, то характер этого раздвигания, даже в количественном выражении, может быть получен при некоторых специфических приемах, например при методике последовательного совмещения разорванных даек. Эта методика с успехом может быть использована лишь при наличии достаточно протяженных (несколько километров) сплошных разрезов комплекса "дайка в дайке". При этой методике из разреза последовательно удаляются все двузакальные дайки и полудайки, которые удается совместить до целой. Такая операция позволяет выделить рой даек одной генерации, что позволяет говорить о характере раздвижения.

Так если при изъятии из разреза двузакальных даек окажется, что закалки в полудайках будут направлены в одну сторону, то это будет говорить о непре-

рывном растяжении в одном центре спрединга. Если в разрезе устанавливается несколько генераций роев даек и после изъятия всех совмещающихся даек остается пакет полудаек с завалками, направленными в одну сторону, то такое явление скорее всего будет говорить о рассеянном спрединге (скачках зоны растяжения), как это имеет место в Южных Мугоджарах (Шуддагский комплекс).

При изучении дайковых комплексов желательно также применение таких новых методов исследования, как палеомагнитный, позволяющий установить его первичное положение по широте (в случае, если известен возраст комплекса "дайка в дайке"), и термобарогеохимический, позволяющий судить о физико-химических процессах образования как самих минералов пород, так и сложенных ими даек. Методика таких работ достаточно подробно изложена в литературе.

Применение означенных методических приемов позволяет расчленять дайковый комплекс по вертикали на "слои": нижний (корневой), где сохраняются реликты магматических камер с зарождающимися в них дайками и с большим количеством габбровых скринов; средний — основной горизонт, состоящий из внедренных друг в друга магматических тел, лишенных скринов; верхний, который характеризуется появлением лавовых скринов, объем которых быстро увеличивается вверх по разрезу до полного исчезновения даек. Здесь наряду с лавами в скрины попадают глубоководные кремнистые отложения. Их изучение современными методами микропалеонтологии позволяет датировать время образования дайкового комплекса, в некоторых случаях очень точно.

Для решения многих геодинамических вопросов очень важным оказывается выявление структурно-морфологического рисунка дайковых полей. Они могут быть линейными концентрированными, т.е. такими, которые образуются в условиях срединных хребтов при непрерывном процессе спрединга на протяжении продолжительного отрезка времени. Линейные дайковые комплексы, представленные разрозненными пакетами, которые сложены образованиями типа "дайка в дайке", свидетельствуют о возникновении геодинамических условий рассеивания осей раздвигания блоков земной коры (спрединг рассеянного типа).

Мозаичные дайковые поля, также имеющие в себе элементы "дайка в дайке", свидетельствуют о сложных геодинамических характеристиках поля растягивающих усилий.

Следует дать еще несколько "рецептов", которые необходимо знать при картировании дайковых серий офиолитовых комплексов и помогающих восстановить историю их формирования.

В целом ряде случаев все породы офиолитового комплекса (в том числе и дуниты, гарцбургиты и лерцолиты) секутся одиночными диабазовыми дайками, число которых может быть очень велико. Эти породы не имеют прямого отношения к комплексу "дайка в дайке" и были сформированы позже его и в другой геодинамической обстановке (см. ниже).

Эти дайки часто превращены в родингиты — гранат-пироксеновые, хлорит-гранатовые, везувиан-хлоритовые и другие метасоматические породы. Поскольку процесс родингитизации обычно связывается с одним из этапов серпентинизации ультраосновных пород, то следует считать, что внедрение этих даек произошло до этапа последней серпентинизации ультраосновных массивов. И наоборот, если диабазы даек не превращены в родингиты, то их внедрение произошло после последнего этапа серпентинизации.

Вулканические серии

Вулканические серии слагают самую верхнюю часть разреза офиолитового комплекса и в подавляющем большинстве случаев состоят из продуктов подводных излияний. Методика картирования этих серий ничем существенно не отличается от таковой обычных вулканических пород. Однако строение вулканических

комплексов офиолитовой ассоциации имеет свою специфику, что должно учитываться при их изучении. Следует сразу отметить, что выяснение палеогеодинамической обстановки, в которой был сформирован тот или иной офиолитовый разрез, что является в настоящее время необходимым, невозможно без привлечения петрологических и геохимических данных. Это связано с тем, что только данные полевого картирования зачастую не могут дать ответа на поставленный вопрос из-за большого внешнего сходства офиолитовых серий, сформированных в разных палеогеодинамических условиях. Петрологические и геохимические исследования, проведенные на современном уровне и нанятые на данные геологической съемки, являются необходимым условием исследования офиолитового комплекса (см. ниже).

Необходимо учитывать при картировании вулканических серий офиолитовых серий следующее.

1. В составе офиолитового комплекса могут присутствовать одна или несколько вулканических серий, существенно отличающихся друг от друга как по химизму, так и по взаимоотношениям с подстилающими породами офиолитовой ассоциации.

В наиболее полных ее разрезах (Оманский тип), как правило, присутствуют две вулканические серии.

Нижняя из них сложена толеитовыми базальтами, которые по химизму и геологическим соотношениям тесно связаны с породами комплекса "дайка в дайке". Их возраст — средний мел. Верхняя серия, имеющая также среднемиоценовый возраст, более пестра по составу и представлена бонинитами (верхние пиллоулавы Кипра и Сирии), щелочными или известково-щелочными сериями (Оман). Породы этой верхней серии отделены от нижележащих толеитов перерывом и несогласием, которое возникло в результате внутриокеанических деформаций. Их формирование происходило в условиях энсиматической островной дуги, в то время как толеиты возникли в условиях спрединга [54]. Аналогичная последовательность вулканических серий наблюдается и на Урале, где породы контрастно-дифференцированной серии связаны с толеитовой свитой непрерывными переходами.

Для разрезов Лигурийского типа характерно наличие одной верхнеюрской толеитовой вулканической серии, имеющей характеристики базальтов срединно-океанических хребтов. Время ее образования отделено от периода образования более нижних частей офиолитового разреза перерывом и этапом метаморфизма. Это несогласие подчеркивается и наличием своеобразного горизонта брекчий, в том числе и офикальцитов (см. ниже), повсеместно слагающих кровлю лерцолитов и габбро.

Для Малокавказского типа выделяется несколько различающихся по химизму вулканических серий, по-разному сочетающихся между собой, по вертикали в пространстве.

Все эти серии располагаются на более древних породах офиолитового комплекса с перерывом и метаморфическим несогласием. Внутри разрезов вулканических серий выделяется несколько подтипов.

В первом из них толеитовые подушечные лавы (верхняя юра) с постепенным переходом сменяются щелочными базальтами, которые, в свою очередь, согласно кроются радиоляритами (готтерив—баррем) и радиоляритами с прослоями офиолитокластовых турбидитов (альб—сеноман), а затем и флишем. Во втором подтипе разреза щелочные базальты, без толеитовой серии, прямо контактируют с серпентинизированными ультраосновными тектонитами и содержат в основании офиолитокластовые конгломераты и осадочные брекчии, нередко залегающие на офикальцитах. Кроются щелочные лавы радиоляритами и офиолитокластовыми турбидитами, возраст которых тот же, что и в первом подтипе. В третьем подтипе разреза эти вулканические комплексы отсутствуют и на размытой, карманообразной поверхности ультраосновных пород и габбро с крупным перерывом

вом располагаются разнотипные вулканические серии, датируемые в основании альбом—сеноманом. Здесь присутствуют дифференцированные щелочные серии (трахибазальты, трахиандезиты и трахидациты), переслаивающиеся с радиоляритами, микритовыми известняками и офиолитокластовыми турбидитами, бимодальные серии, представленные эффузивными базальтами и дайками дацитового состава, а также дифференцированные известково-щелочные серии.

Пестрота этих вулканических серий связана с новым средне меловым этапом развития океанического бассейна Тетис, во время которого была сформирована система незрелых эписинатических островных дуг и подводных вулканических гор [54].

Таким образом, вулканическая часть разрезов офиолитовой ассоциации имеет весьма сложное и незакономерное строение. Выше были охарактеризованы только три их подтипа. Однако не следует думать, что эти примеры исчерпывают все их разнообразие.

2. Вулканические комплексы офиолитов ассоциируют с несколькими типами осадочных пород.

К первому из них относятся пелагические осадки, такие, как разноокрашенные радиоляриты и тонкослонистые микритовые известняки. Как правило, в толетовых сериях эти осадочные породы залегают в кровле этих вулканических толщ, где они могут слагать достаточно мощные (150—300 м) пачки. Переслаивание этих пород с толетовыми базальтами, описанное во многих работах, часто является кажущимся и связано с наличием сложных изоклиальных складок в этой части разреза. Дифференцированные и дифференцированные щелочные серии, наоборот, содержат многочисленные их линзы и пачки. Эти осадочные горизонты содержат обильную фауну радиолярий и конодонтов, которые в настоящее время позволяют уверенно датировать возраст вулканических серий.

К особому типу железомарганцевых осадков следует отнести умберы — аналог металлоносных осадков современных океанов. Эти породы вишнево-красные, иногда почти черные образуют маломощные линзы и пласты, прослеживающиеся на первые десятки метров. Нередко они слагают и межподушечные пространства.

Типичны также и гиадокластиты, ассоциирующие с базальтовыми и андезитовыми потоками. Эти породы представляют собой стекловатый обломочный материал, возникший на месте при раздроблении или перемыве и перетолжении стекловатой корки подушечных лав.

Ко второму типу осадочных пород, ассоциирующих с вулканическими породами офиолитов, относятся различные вулканогенно-осадочные породы (туфобрекчии, туфы, тефротурбидиты и др.). Они практически отсутствуют в толетовых сериях и необычайно характерны для вулканических толщ, надстраивающихся толетам.

К третьему типу относятся известняковые глыбы и линзы, включенные в состав вулканических свит, что особенно характерно для разрезов Малокавказского типа. Часть из них вне всякого сомнения представляют собой биогермы или биостромы; другая их часть (небольшие массивы, блоки) — продукты разрушения этих построек и обломки, скатившиеся из мелководных областей в глубоководные. К третьему типу относятся экзотические блоки, не имеющие никакого отношения к вулканогенным сериям. Так, например, в разрезах Малокавказского типа верхнеюрские базальты содержат массивы и глыбы верхнедевонских [21] и верхнетриасовых известняков, а также мраморов, чей возраст вплоть до настоящего времени остается неизвестным.

3. При картировании вулканических серий возникает необходимость выяснения условий их залегания, что относительно просто делается при наличии прослоев осадочных пород (хотя и здесь возникает ряд трудностей в связи с изоклиальной складчатостью) и совсем непросто — в монотонных вулканиче-

ских сериях. В связи с этим мы рекомендуем ряд методов, значительно облегчающих эту задачу.

Как уже говорилось выше, большинство вулканитов офиолитового комплекса (разного типа базальты и андезиты) были сформированы в подводных условиях, в связи с чем для них характерна подушечная текстура. Большинство подушек, которые видны в реальном обнажении, представляют собой поперечные срезы труб, возникающих на дне моря при разделении лавового потока на ряд струй. Во время этого процесса, при соприкосновении с морской водой происходит моментальное застывание наружных частей этих струй и они превращаются в трубообразные тела, внутри которых еще продолжается течение лавы. При неоднократном повторении извержений эти трубы образуют как бы необъятную "поленицу", в которой нижний ряд "полен" (труб) к моменту наложения (излияния) каждого более верхнего ряда является уже застывшим. Поэтому жидкий расплав каждого более верхнего потока, уже разделенного на ряд струй, стремится приспособиться к структуре поверхности, на которую он изливается. В связи с этим возникает своеобразная структура, в которой многие из труб как бы имеют ножку, которая приурочена к межтрубному пространству подстилающего потока и всегда ориентирована вниз по разрезу. В том случае, когда нижняя труба имеет большой диаметр, а верхняя струя — малый, то ножка может отсутствовать. В этом случае верхняя струя или струи при застывании как бы повторяют очертания нижней трубы, образуя в поперечном сечении трубы караванобразной формы, верхние края которых изогнуты вниз, а нижние повторяют форму нижней трубы.

Знание этих текстурных признаков необходимо при составлении разреза и условий залегания вулканических толщ. Дополнительным критерием в спорных случаях, возникающих при плохой обнаженности и фрагментарности разреза, может служить расположение миндалин внутри подушки, которые главным образом располагаются в верхней ее части, где их больше и они крупнее. Это связано с тем, что газы, выделяющиеся при излияниях, естественно устремляются вверх и локализуются в большинстве случаев в верхней части трубы.

Наличие осадочных прослоев в лавах, достаточное для определения падения пород, часто оказывается малоинформативным при определении верха и низа разреза. В этом случае следует обращать самое пристальное внимание на внутреннее строение этих прослоев. Некоторые из прослоев или пачек радиоляритов могут представлять собой турбидные потоки, нижняя и верхняя часть которых легко определяется по градационной слоистости. Кроме того, контакт осадочных прослоев (радиоляритов и микритовых известняков) с подстилающими покровами лав всегда холодный, а верхний — с более молодым лавовым покровом — нередко несет на себе следы обжига. Кроме того, здесь нередко удается заметить разрушение осадочного прослоя потоком лавы, включение его обломков в основание потока, вскипание карбонатного осадка или срезание осадочного горизонта нижней поверхностью вулканического покрова.

Знание всех этих признаков обычно оказывается достаточным для составления разреза и картирования структуры лавовых комплексов офиолитовой ассоциации.

4. Во многих случаях оказывается полезным определить направление течения лавового потока. Для этого следует знать, что расщепление одной относительно крупной трубы на ряд более мелких дочерних труб происходит по направлению течения лавовой струи. В плане сочетание этих труб будет иметь характер поваленного дерева, от ствола (главный поток) которого будут отходить ветки (дочерние струи), направленные главным образом в сторону его макушки.

5. Часто необходимо также знать относительную глубину излияния монотонных лавовых толщ, в которых отсутствуют осадочные горизонты, которые позволяют достаточно уверенно говорить о палеогеографической обстановке накоп-

ления вулканитов. В этом случае следует обратить внимание на внутреннюю структуру лавы. Если базальты и андезиты представлены афанитовыми породами с полным отсутствием миндалекаменных структур, то следует думать, что давление столба воды было большим и препятствовало выделению пузырьков газа из лавы и они, следовательно, изливались в относительно глубоководной обстановке. И наоборот, наличие многочисленных миндалин свидетельствует о том, что давление газа в лаве было большим, чем в столбе воды, и они, таким образом, формировались в относительно более мелководной обстановке по сравнению с афанитовыми базальтами и андезитами.

Как уже говорилось выше, сходные по внешнему облику и петрохимии офиолитовые ассоциации могут формироваться в разных палеогеодинамических условиях, как например, в зонах срединно-океанических хребтов и в области "малого" спрединга в задуговых бассейнах. Неоценимую помощь в установлении этой обстановки, а следовательно, и в классификации офиолитовых комплексов оказывают данные геохимических исследований, полученные за последние 10—15 лет.

Краткий обзор геохимических методов классификации офиолитов¹

Среди существующих методов классификации офиолитов первостепенное значение имеют варианты, в основе которых лежит актуалистический принцип сопоставления офиолитовых пород и типов разрезов с породами и структурой верхних частей литосферы разных геотектонических зон современных океанов. Такой подход, позволяющий в итоге реконструировать первичную тектоническую обстановку формирования конкретных офиолитовых массивов, стал достаточно обоснованным лишь в последние годы, когда появился значительный объем петрологических и геохимических данных для океанических и офиолитовых комплексов пород.

В настоящее время наиболее полно и всесторонне изучены самые верхние, вулканогенные горизонты океанской литосферы. Соответственно важнейшую роль в разделении офиолитов на разные петро- и тектонотипы играет геохимический анализ их эффузивных и дайковых комплексов. Он базируется на зависимости составов магм от сложной совокупности условий формирования и на практике осуществляется с помощью дискриминационных, петрохимических и геохимических диаграмм, полученных разными исследователями в результате обобщения и статистического анализа данных для кайнозойских вулканических серий из разных регионов земного шара. Как было показано, необходимыми для указанных целей свойствами обладают диаграммы, учитывающие соотношения таких главных и редких компонентов в продуктах вулканических извержений, закономерности распределения которых являются четкими петрогенетическими индикаторами и одновременно мало зависят от процессов последующих постмагматических преобразований пород.

В существующих публикациях наиболее часто применяются следующие виды бинарных и тройных диаграмм: 1) Ti—Cr, Cr—Y, Ti—Zr—Y [238]; 2) Ti/Cr—Ni [176]; 3) Th—Hf—Ta [257]. Все они обоснованы фактическим материалом и определяют принадлежность исследуемых пород к трем петротектоническим типам, поля которых выделены на диаграммах: абиссальные толеиты, лавы океанических островов и лавы островных дуг. В тех случаях, когда аналитические данные по указанным комбинациям элементов отсутствуют, вполне удовлетворительные результаты по дискриминации пород на те же группы могут быть получены с помощью диаграмм типа Ti—V [248] и MnO—TiO₂—P₂O₅ [230].

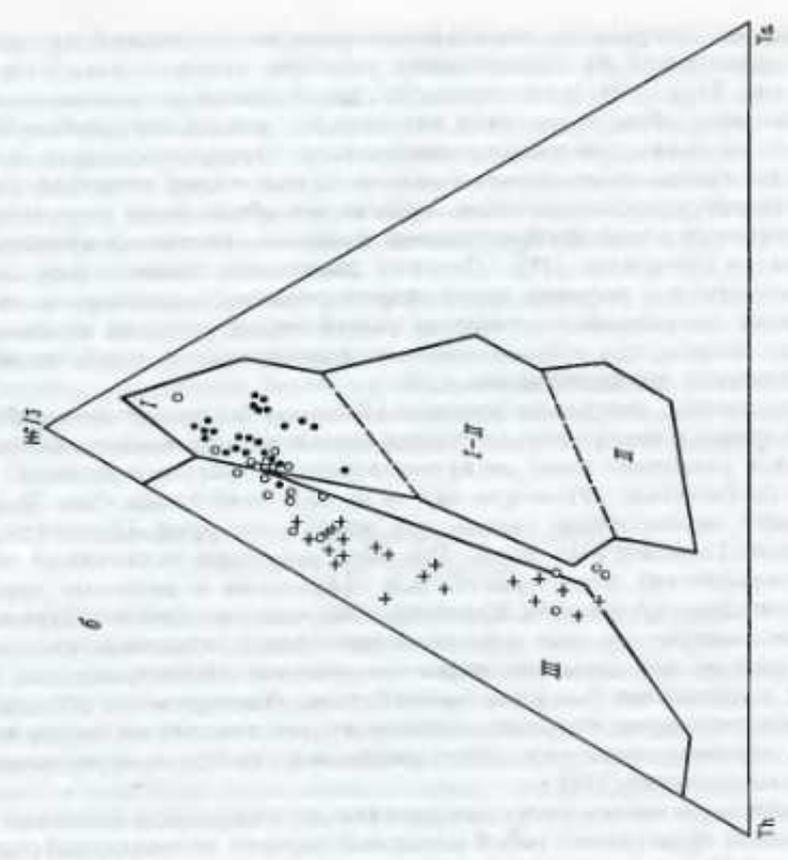
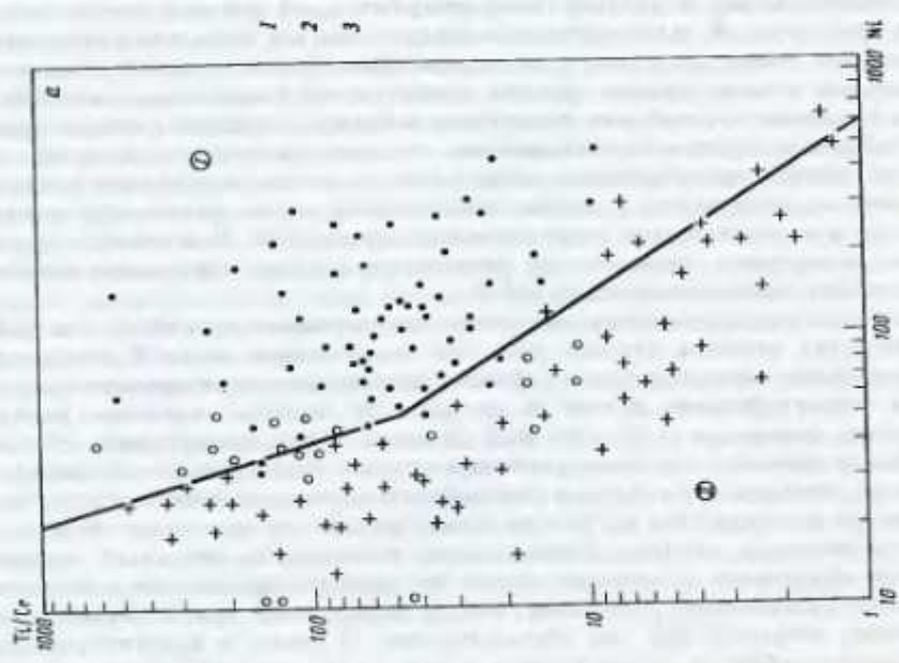
¹ Раздел написал А. Я. Шараськин.

Бинарные диаграммы, описывающие изменение отношений пары редких элементов в зависимости от концентрации элемента, который находится в числителе (т.е. вида $Zr/Y-Zr$), мало пригодны для решения дискриминационных задач. Как правило, области составов для пород с разной тектонической принадлежностью на таких диаграммах значительно перекрывают друг друга. Однако линейные тренды точек имеют в данном случае четкий петрогенетический смысл и характеризуют комагматичные серии пород, образование которых происходило в соответствии с термодинамическими законами равновесного плавления — кристаллизации (например, [18]). Поэтому диаграммы данного вида целесообразно использовать для решения задач петрологического характера, в частности для выявления возможных генетических связей между разными комплексами пород одного массива, для оценки составов родоначальных магм, расчета моделей магматической дифференциации и т.п.

Имеющиеся в литературе примеры убеждают в том, что определение тектонической принадлежности вулканогенных комплексов офиолитов с помощью разных вариантов указанных выше дискриминационных диаграмм приводят к согласующимся результатам. Это можно видеть на двух диаграммах (рис. 26, а, б), которые обобщают литературные данные для пород некоторых офиолитовых массивов Альпийско-Гималайского пояса. Оба вида диаграмм показывают четкие различия геохимических характеристик для эффузивных и дайковых пород из офиолитов западного (Апеннины, Калабрия, Корсика) и восточного (Вуринос, Троодос) Средиземноморья и, если следовать аналогии с современными прототипами, указывают на формирование первых в условиях океанических зон спрединга и вторых в обстановке "островодужного" типа. Одновременно обе диаграммы хорошо иллюстрируют сложный характер тех же комплексов пород из офиолитов Омана, образование которых было сложным и проходило через несколько последовательных стадий [171].

Подобная согласованность результатов по различным выборкам геохимических данных представляет собой идеальный вариант, позволяющий считать геотектонические выводы достаточно аргументированными. Сложнее, когда результаты дискриминации пород по разным видам диаграмм в той или иной степени противоречат друг другу. В таких ситуациях следует иметь в виду, что разделительные линии на диаграммах получены эмпирическим путем, и значит степень их достоверности самым прямым образом зависит от представительности той базы данных, на основе которой они выводились в каждом отдельном случае. Кроме того, необходимо принимать во внимание, что надежность результатов при том или ином способе интерпретации зависит еще от степени сходимости аналитических данных, получаемых в разных лабораториях порою различными методами анализа с неодинаковыми погрешностями определений. Учитывая эти факторы, следует отдавать предпочтение одному из выводов дискриминационного анализа при их расхождении между собой.

В отличие от вулканогенных, плутонические породы и мантийные ультрабазиты океанских регионов изучены пока еще недостаточно полно. В имеющихся работах обобщающего характера по данному вопросу систематизированы главным образом петрохимические данные и особенности составов отдельных породообразующих минералов [133, 238, 247]. В свете обсуждаемых здесь проблем заслуживают внимания выводы названных авторов о существовании как минимум двух групп океанических габбро и ультрабазитов, различающихся между собой по характеру распределения и уровням концентраций титана, а также некоторых других петрогенных окислов. Здесь уместно подчеркнуть, что такой элемент, как титан, фигурирует в качестве одного из главных индикаторов в большинстве дискриминационных диаграмм для вулканогенных пород. Кроме того, заслуживают внимания еще два обстоятельства: 1) низко- и высокотитанистые разновидности габбро и ультрабазитов в океанских регионах пространственно



6

разобцены (первые приурочены к островным дугам с их вулканическими сериями, которым свойственны пониженные содержания титана, а вторые распространены во внутритрокеанических областях, толеитовые и щелочные лавы которых более богаты этим элементом); 2) аналогичные группы габбро и ультрабазитов выделяются и среди пород офиолитовых массивов, причем и здесь в ассоциации с каждой из групп находятся однотипные с ними (т.е. низко- или высоко-титанистые) вулканогенные и дайковые комплексы.

К примеру, отмеченный выше контрастный характер геохимических параметров для лав и дайковых пород из офиолитов западного и восточного Средиземноморья остается в силе при сопоставлении их габброидов [133] и ультраосновных пород, относимых к мантийным частям разрезов. Такое совпадение индикаторных геохимических характеристик для пород из разных частей конкретных офиолитовых разрезов нельзя считать случайным. Примеров этому достаточно, и представление о генетических, хотя порою и сложных взаимосвязях "мантийных", плутонических и вулканогенных комплексов офиолитов принимается сейчас как вполне аргументированное.

Это представление дает основу для разработки петрологических критериев, которые наряду с геохимическими индикаторами могут служить задачам петротектонической классификации. Так, если лавы, дайки и породы расслоенного комплекса, составляющие единый разрез, образуются из единой родоначальной или определенной серии исходных магм, то в структуре расслоенных пачек должна найти отражение петрологическая последовательность кристаллизации минералов, характерная для магм данного состава. В частности, типичная для океанических толеитовых расплавов последовательность кристаллизации (оливин—плагноклаз—клинопироксен) должна приводить к преобладанию дунит—троктолит—анортозит—габбровых ритмов в составе расслоенных комплексов. Со своей стороны, ранняя, непосредственно за оливином, кристаллизация пироксенов в бонинитовых и других типах магм островных дуг должна увеличивать пропорцию логатых пироксенами прослоев в их разрезах. Эти и подобные им петрологические предпосылки уже не раз подтверждались на практике изучения офиолитовых массивов. Если еще раз обратиться к западным и восточным районам Средиземного моря, то нетрудно заметить, что, например, в нижних частях разреза кумулятивных пород Северо-Апеннинских массивов отчетливо преобладают дуниты (часто плагноклазсодержащие), троктолиты с прослоями анортозитов, а также высокомагнезиальные оливиновые габбро. Явно иной состав имеет та же часть разреза в массиве Вуринос. Троктолиты и анортозиты здесь отсутствуют, но зато широко распространены кумулятивные гарцбургиты, лерцолиты, верлиты, а также оливиновые и безоливиновые вебстериты и клинопироксениты [242].

Подводя итоги петрологическим и геохимическим исследованиям офиолитов за последнее время, надо отметить, что они сыграли большую роль в решении проблем их классификации, происхождения и геотектонической эволюции. Благодаря именно этим исследованиям сейчас уже не возникают сомнения в том, что существуют офиолиты разных типов, возникшие в разных геотектонических зонах океанов и, как следствие, при неодинаковых физико-химических условиях дифференциации мантийного вещества. Наиболее контрастны по всем категориям признаков офиолитовые ассоциации, относимые к срединно-океаническому и остро-

Рис. 26. Классификация вулканогенных и дайковых пород офиолитовых массивов с помощью двух разных типов дискриминационных диаграмм [176, 191, 234, 238, 242]

а — диаграмма $Ti/Sc-Ni$ с полями океанических базальтов (I) и вулканических пород островных дуг (II) [176]; б — диаграмма $Th-Ni/3-Ta$ с полями океанических базальтов (I), пород океанических островов и поднятий (II) и вулканических островных дуг (III) [257]. I—II — область перекрытия составов пород первого и второго типа.

1 — западные районы Средиземного моря (Северные Апеннины, Калabria, Корсика); 2 — восточные районы Средиземного моря (Вуринос, Троодос); 3 — Оман

водужному типу. Массивы, где устанавливаются "чистые" линии признаков, характерных для каждого из этих типов, встречаются сравнительно редко. Более обычные случаи, когда комбинация индикаторных характеристик достаточно сложны. Это может быть связано со сложностью самих этапов формирования офиолитовой ассоциации, но может и возникать в результате тектонического совмещения ассоциаций, изначально находившихся в разной обстановке. Отсюда следует, что, несмотря на все возможности и преимущества геохимических методов, их необходимо тесно сочетать со всеми другими методами геологии и тектоники. Только такой комплексный подход позволяет получать взаимосвязанные и дополняющие друг друга результаты, на основе которых можно восстанавливать историю происхождения и геологической эволюции пород офиолитовых ассоциаций.

Офиолитокластовые брекчии в разрезах офиолитов

Эти породы встречены во всех выделяемых в настоящей работе типах офиолитовой ассоциации, и их подробному описанию посвящена специальная работа [53]. Брекчии подобного типа могут быть разделены на две группы: брекчии, залегающие в кровле меланократового фундамента, и брекчии, залегающие внутри вулканогенно-осадочного разреза.

Брекчии в кровле меланократового фундамента. Наиболее широко известны из брекчий этой группы офикальциты, а вернее, их специфическая разновидность, выделенная итальянскими геологами под названием "Россо ди Леванто". Офикальциты этого типа представляют собой брекчированную ультраосновную породу (чаще всего серпентинизированную и иногда пропитанную гидроокислами железа), пронизанную сетью карбонатных жил и расположенную в кровле ультрабазитов параллельно подошве перекрывающих их пород (базальтов или яшм в Лигурийском типе, серпентинитокластовых конгломератов и песчаников в Малокавказском типе). В обнажениях видно, как относительно массивные ультраосновные породы вверх по разрезу (по мере приближения к кроющим породам) становятся все более и более трещиноватыми. В какой-то момент эти трещины начинают заполняться карбонатным материалом. Еще выше цемента становится все больше и больше, так что отдельные обломки серпентинитов или перидотитов начинают как бы плавать в карбонатном материале и порода приобретает вид брекчии с карбонатным цементом. Эти брекчии образуют неправильной формы линзы, иногда жиллообразные тела. Наибольшее количество обломков обычно встречается в краевых частях таких жил и затеков, где обломки абсолютно не окатаны и не сортированы. Если карбонатный цемент не перекристаллизован, то к центру "жил" карбонатные породы приобретают вид типичного микритового известняка белого или розового цвета с неясной слоистостью, подчеркнутой полосчатым распределением мелких серпентинитовых обломков. Эта слоистость, как правило, бывает ориентирована поперек карбонатной "жилы". В этом карбонатном цементе иногда встречаются обломки и целые раковины пелагических фораминифер [55]. Все это говорит о том, что в момент осаднения карбонатного ила раздробленные и уже серпентинизированные ультраосновные породы были обнажены на дне морского бассейна, где их обломки и были цементированы карбонатным материалом.

Наличие офикальцитов в кровле ультраосновных пород всегда ясно указывает на перерыв во время образования разреза офиолитовой ассоциации (Лигурийский и Малокавказский типы [53]) или после его формирования (Оманский тип [55]).

Другим своеобразным типом брекчий этой группы являются брекчии преимущественно габбрового состава, которые встречены только в разрезах Лигурийского и Малокавказского типов [53]. Их строение принципиально не отличается

от такового офикальцитов, за исключением того, что обломки в этой брекчии сложены породами основного состава. Преобладают обломки габбро и метагаббро, цементированные мелкораздробленной массой, состоящей из обломков габбро и их минералов. Этот цемент и обломки нередко пропитаны окислами и гидроокислами железа. Нередко пироксены в габбро замещаются гематитом. Характерной чертой такого типа брекчий является присутствие в них обломков диабазов и долеритов. Одновременно в обнажениях прекрасно видны дайки того же состава, секущие брекчии. Вдоль их краев видны зоны закалки. Диабазы внутри даек сильно брекчированы, дайки иногда разорваны и изогнуты, но в целом сохраняют свою первичную интрузивную форму. Полное тождество диабазов в дайках и обломках внутри брекчий указывает на то, что эти фрагменты являются частями растащенных и брекчированных даек, внедрение которых происходило параллельно с образованием брекчий. Последние порции базальтовой магмы внедрялись уже в более спокойной тектонической обстановке, и продолжающееся брекчирование привело лишь к дроблению породы внутри дайки.

К вышесказанному следует лишь добавить, что на Малом Кавказе в состав брекчий входят также зеленые сланцы, прорываемые дайками, а также редкие хорошо окатанные небольшие обломки мраморов и известняков.

Иногда в составе брекчий этого типа (Лигурия) преобладают обломки феррогаббро, ферродиоритов, габбро-амфиболитов, амфиболитов и плагиогранитов.

Брекчии внутри вулканогенных и осадочных пород офиолитового комплекса. В Лигурийском типе разреза эти брекчии встречаются очень часто и расположены на разных стратиграфических уровнях. Они залегают как внутри вулканогенной части разреза, где они отделяют массивные лавы от подушечных, так и в его кровле. Отдельные линзы брекчий располагаются и внутри радиоларитов. Линзы, пласты и пачки брекчий имеют мощность от 10 до 250 м. В зависимости от состава обломков эти брекчии могут быть разделены на два типа.

В первом из них преобладают обломки диабазовых подушек и массивных долеритов. В подчиненном количестве встречаются обломки флазер-габбро. Во втором встречены преимущественно габбровые обломки. В брекчиях обоих типов в резко подчиненном количестве встречены фрагменты серпентинитов и офикальцитов. Очень редки обломки яшм и тремолитизированных пород, возникших по перцолитам, габбро и серпентинитам. Преобладают обломки диаметром 10—15 см, хотя встречаются и блоки, достигающие 1 м. Все эти полуокатанные и неокатанные щелесвидные обломки плотно притерты друг к другу и окружены примазками цемента, который состоит из мелких обломков тех же пород, кристаллов плагиоклаза и роговой обманки, цементированной хлоритовой массой. Характерной особенностью всех этих брекчий является присутствие в их разрезе горизонтов и линз аргиллитов, песчаников и осадочных микробрекчий, которые в целом ряде случаев цементируют и более крупные обломки. В этих осадочных образованиях нередко видны градационные циклы. Обломки в этих породах сложены главным образом остроугольными, иногда полуокатанными обломками диабазов, габбро и слагающих их минералов.

В Малокавказском типе брекчий этой группы отсутствуют, однако в разрезах альба-сеномана широко распространены горизонты офиолитокластовых турбидитов (см. выше), содержащие хорошо окатанные обломки и глыбы (до 30 см в диаметре) ультраосновных пород и габбро. Эти турбидиты переслаиваются с яшмами, которые представляют собой осадки глубоководного бассейна, в который скатывались турбидитные потоки.

Все вышеперечисленные классы брекчий представляют собой неотъемлемую часть офиолитового разреза и были сформированы у подножия крутых уступов (за исключением офикальцитов) в обстановке океанической коры.

Термин "меланж" (смесь) был введен в геологическую литературу И. Гринли¹, который под названием "автокластический меланж" выделил в докембрии о. Энглса (Уэльс, Англия) сложнопостроенную тектоническую брекчию, состоящую из блоков спилитов, диабазов, кварцитов, известняков, яшм и крупнозернистых песчаников, сцементированных сланцевым цементом. Образование меланжа, по И. Гринли, связано с чисто тектоническими причинами: дроблением и перемешиванием пород во время движения крупных шарьяжей.

Одна группа исследователей (К. Хсю, А.В. Пейве, В.Е. Ханн, А.Л. Книппер) вслед за И. Гринли считает меланж чисто тектоническим образованием, возникшим при дроблении и перемешивании разных по происхождению комплексов, что и объясняет его пестрый состав. Согласно этой точке зрения разнородность пород в меланже вторична и целиком связана с тектоническими причинами.

Согласно другой гипотезе, неоднородный петрографический состав меланжа первичен и связан с конседиментационным перемешиванием пород. Эта гипотеза, близкая к олистостромовой, предложена А. Гансером в 1959 г. Близкой точки зрения придерживается и И.И. Белостоцкий, выделивший "осадочный меланж". В основе последней точки зрения лежит вполне реальный геологический факт, заключающийся в том, что тектонически деформированную олистострому очень трудно отличить от типичного меланжа. В то же время отличать эти разные по происхождению комплексы необходимо, поскольку геологическая история конкретного геологического региона в зависимости от принятия той или иной точки зрения будет выглядеть абсолютно по-разному.

Этому вопросу, а также некоторым принципам определения понятия "меланж" посвящена работа К. Хсю, где он пишет, что меланжем являются такие картируемые и имеющие конкретную границу тела деформированных пород, которые характеризуются включениями тектонически перемешанных обломков или блоков, достигающих нескольких миль длины и заключенных в повсеместно распространенный рассланцованный цемент. Любой меланж состоит из экзотических и из собственных блоков, а также из цемента, в котором как бы плавают экзотические блоки, представляющие собой тектонические включения, вырванные из каких-либо окружающих пород, соседствующих с телом меланжа.

К. Хсю в этой работе описывает меланж, цемент которого сложен осадочными породами. Отличить этот меланж от первичной олистостромы в зонах с развитием интенсивных тектонических деформаций, естественно, очень трудно. Однако этот вопрос все же может быть решен при внимательном изучении цемента и включенных в него глыб. Цемент в меланже повсеместно носит следы деформаций в уже консолидированных породах, в то время как в цементе олистостромы всегда обнаруживаются следы течения неконсолидированного осадка, подводно-оползневые деформации и градиционная слоистость. Что же касается глыб, то в меланже присутствуют глыбы, возраст которых моложе возраста цемента, что, конечно, не встречается в олистостромовых комплексах. Картирование меланжевых комплексов, по мнению К. Хсю, должно быть основано на некоторых правилах, наиболее важными из которых представляются следующие: 1) составление геологических карт меланжевых зон не может быть основано на предположении о протяженности пластов; 2) последовательность разреза меланжа не может быть основана на предположении о нормальном наслонении; 3) определение возрастного интервала образования всех пород меланжа на основании древнейшей и наиболее молодой фауны, содержащейся в меланже, неверно.

¹ Вопрос о термине "меланж" был подробно рассмотрен в работе "Океаническая кора в структуре Альпийской складчатой области" (Тр. ГИН АН СССР. 1983. Вып. 267. С. 208), где читатель может найти все необходимые ссылки на литературу.

К этим трем "правилам" меланжа можно добавить еще одно, уже отмеченное В.Е. Хаином: нижний контакт меланжа с любыми подстилающими его образованиями всегда тектонический.

Итак, меланж — это тектонически передробленный и перемешанный комплекс пород, состоящий из деформированного цемента и экзотических глыб, часть из которых моложе возраста цемента. Законы нормальной седиментации неприменимы по отношению к меланжевым комплексам.

Меланж может иметь самый разнообразный состав цемента и глыб. В связи с этим возникает проблема его классификации. Состав экзотических блоков мало что дает в этом смысле, поскольку он в значительной мере случаен. Меланж удобнее всего разделять по составу его цемента, поскольку он никак не является случайным элементом этой тектонической брекчин. В связи с этим могут быть выделены песчано-сланцевый меланж, гипсовый меланж (в кепроках соляных куполов), серпентинитовый меланж и др. Наиболее часто в природе встречается серпентинитовый меланж (термин предложен А.Л. Книппером в 1971 г.), многократно описанный во многих складчатых областях и включающий в себя породы офиолитовой ассоциации и экзотические блоки; он может быть подразделен, по классификации А.В. Пейве, на мономиктовый (состоит только из пород офиолитовой ассоциации) и полимиктовый (в случае более разнообразного состава глыб). Серпентинитовый меланж может возникать на самых разных этапах формирования складчатой области. Он известен в виде захороненных в олистостроме гравитационных покровов (Севано-Акеринская зона Малого Кавказа), в основании и на продолжении офиолитовых аллохтонов (Урал, Северо-Восток СССР), внутри протрузий (Малый Кавказ), аккреционных призмах (Макран, район Анкары), где он чередуется с офиолитокластовой олистостромой и флишем, а также вдоль крупных сдвигов (Вардарская зона Динарид).

Важное свойство серпентинитового меланжа заключается в том, что его образование не ограничено каким-то одним интервалом геологического времени, что характерно для серий осадочных пород (в том числе и олистостромовых комплексов). Формирование серпентинитового меланжа импульсивно и связано с этапами тектонических сжатий, во время которых он вновь приходит в движение в виде тектонических покровов и протрузий. В это время он усложняет свою внутреннюю структуру и, захватывая новые тектонические отторженцы, изменяет свой внутренний состав. Такие важнейшие характеристики любой породы, как структура и состав, в серпентинитовом меланже с течением времени могут не оставаться постоянными.

Офиолиты и геодинамика

Выше было показано, что офиолитовые комплексы имеют разное строение, что для них характерна разная полнота разреза и существенно разные взаимоотношения между его членами. Все эти данные позволяют говорить, что выделенные типы разрезов формировались в разных обстановках, вполне сопоставляемых с обстановками современных структур с корой океанического типа. Больше того, даже в строении одного офиолитового разреза (типа), как правило, запечатлены минимум два этапа их образования. Все это позволяет говорить о том, что офиолиты Оманского типа были сформированы в зонах спрединга (срединно-океанического или задугового) и энсиматических островных дуг, Лигурийского типа — в рифтовых зонах (или трансформных разломах). Малокавказский тип был создан в еще более сложных условиях, когда разные палеогеодинамические обстановки сменяли друг друга во времени. Возможны и другие ситуации [219].

Таким образом, офиолитовая ассоциация является очень чутким индикатором палеогеографических (палеогеодинамических) условий и внимательное изучение ее внутреннего строения позволяет нам восстановить историю формирования и

Таблица 2. Предполагаемый характер напряжений во время формирования офиолитового комплекса Омни

Часть офиолитового разреза	Характер напряжений	Принцип для установления характера напряжений
Дунит-гарибургиты	Сжатие в условиях верхней мантии Растяжение во время перемещения в верхние части литосферы	Пластические деформации в безводных условиях при высокой T и умеренном P Ранняя петельчатая lizardитовая серпентинизация
Расслоенная серия и изотропное габбро	Образование открытой магматической камеры в условиях растяжения	Строение расслоенных серий, состав оливинов
Комплекс "дайк в дайке"	Растяжение	Особенности внутреннего строения комплекса
Нижний лавовый комплекс	Растяжение	Трещинный характер излияния, связь с комплексом "дайк в дайке"
Верхний лавовый комплекс	Сжатие	Образование метаморфических пород в результате внутриокеанических деформаций

развития бассейна с океанической корой в его динамике от момента его возникновения до времени закрытия и шарьирования офиолитовых масс на края обрамляющих этот бассейн континентов или островных дуг. Внимательный анализ разреза офиолитовой ассоциации также позволяет восстановить и характер напряжений (растяжение, сжатие, сдвиг), господствовавших на том или ином этапе деформирования офиолитового комплекса. Рассмотрим последовательность этих событий на примере офиолитов Оманского типа (табл. 2).

ИЗУЧЕНИЕ И КАРТИРОВАНИЕ ПОКРОВНО-СКЛАДЧАТЫХ СТРУКТУР

Тектонические покровы широко распространены в большинстве складчатых сооружений мира. Обычно они определяют стиль их структуры, что позволяет рассматривать такие сооружения не просто как складчатые, а покровно-складчатые. Тектоническими покровами (шарьяжами, напсами) называются структуры перекрытия, в которых по вертикали совмещены первоначально пространственно разобщенные комплексы пород. Следует отметить известную неопределенность понимания термина "покров". Существуют два подхода: количественный и структурный. Количественный основан на величине амплитуды перекрытия. Так, например, В. Шван предложил называть покровом всякое крыло любого надвига амплитудой свыше 10 км. Уязвимость подобного рода критериев очевидна. Во-первых, амплитуды в 10, 20 км и более часто не являются граничными, присутствия принципиально различным в морфологическом отношении дислокациям. Во-вторых, истинные величины шарьирования часто не могут быть определены с достаточной точностью, вследствие чего геологу приходится иметь дело с минимальными видимыми амплитудами. По-видимому, более строгим является структурный подход. В этом случае покровом принято считать надвинутую массу, ограниченную плоскостью надвига, смещение вдоль которого происходило сначала вверх, а затем вниз, в результате чего фронтальная часть смещаемого комплекса структурно обособлялась. Вместе с тем следует учитывать, конечно, что многие покровные нарушения обладают огромными (многие десятки и сотни километров) амплитудами, что позволяет выделить их в особую категорию структур.

В морфологическом отношении обычно выделяются три типа покровов: 1) покровные пластины, 2) покровные лежачие и ныряющие складки, 3) пластины, смятые в покровные складки. Довольно часто в литературе встречается понятие "покровы чехла и основания". Первые сложены только осадочными и вулканогенно-осадочными отложениями, сорванными со своего кристаллического основания (сиалитического или меланократового), вторые включают в состав шарьированной массы породы этого основания. Такое разделение, на наш взгляд, является формальным, так как сорванные пластины чехла обычно развиваются в кровле покровов основания. Кроме того, оба указанных типа покровов часто образуют единую систему. В этом случае поверхность базального срыва может переходить с чехольного уровня в фундамент и наоборот. В морфологическом же отношении все отмеченные выше типы характерны как для покровов чехла, так и покровов основания.

1. Покровы-пластины — основной тип нарушений. Среди них различаются две разновидности структур. Первая представляет собой систему относительно небольших, но многочисленных пластин. Амплитуда перемещения каждой такой пластины обычно невелика (от нескольких до первых десятков километров), хотя суммарные размеры сокращения первоначальной ширины деформируемого объема горных пород из-за многочисленности нарушений могут достигнуть внушительных размеров. Как правило, указанные нарушения генетически связаны с поверхностью базального срыва, экранирующего снизу всю систему рассматриваемых покровов (рис. 27). Часто пространственно они ассоциируют с бескорневыми гребневидными складками. Система срыв—дисгармоничное смятие смещаемой толщи—рассечение подвернутого крыла складок надвигами—трансформация висячего крыла таких складок в пластины сейчас доказана для большинства складчатых сооружений мира, особенно внешних их зон (Гельветские Альпы, Провинция Долин и Хребтов в Южных Аппалачах, красовой прогиб Южного Урала, Центральный Памир и др.).

Второй разновидностью покровов-пластин являются гигантские, амплитудой в многие десятки и сотни километров, относительно монолитные, тонкие (мощность до 10 км) пластины. Вторично они могут быть достаточно сложно деформированы. Обычно подобного рода пластины характерны для внутренних зон покровно-складчатых поясов, хотя в процессе своего развития могут быть шарьированы и в пределы прилегающих платформенных областей (например, красвые офиолитовые аллохтоны Урала и Аппалач). Установление подобного рода нарушений как единых структур из-за их размеров представляет проблему. Вместе с тем очевидно, что такие структуры реально существуют. Примером могут служить хорошо изученные сейчас Восточно-Альпийские покровы (амплитуда свыше 100 км), покров Голубого Хребта и Внутреннего Пидмонта (около 250 км), каледонские покровы Скандинавии (около 300 км), Майницкий покров в Корьякии (около 150 км) и др.

2. Среди покровных складок выделяются структуры продольного изгиба и течения. Особенно широко распространены покровные (лежачие или ныряющие) складки продольного изгиба (Гельветские Альпы, Бетские Кордильеры, Динариды, Памир, Карпаты и др.). Покровные складки течения, известные под названием покровов пеннинского типа, описаны в Пеннинских Альпах, на Памире, в Гималаях, Внутреннем Пидмонте (Аппалачи), Грампианском нагорье (Шотландия).

Складки продольного изгиба (рис. 28), имеющие правильную поперечную конфигурацию, могут образовать целые каскады, число отдельных элементов в которых иногда достигает 10—15. Различаются складки со срезанными подвернутыми крыльями, когда смещение тела покрова сопровождается истиранием толщ, и складки с сохранившимися подвернутыми крыльями, в которых надвижение осуществлялось путем перекатывания смещаемой толщи через замок складки. Очень характерно здесь явление дисгармоничного расслоения, когда

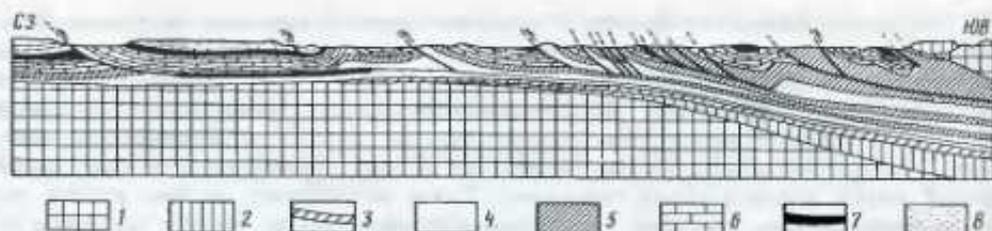


Рис. 27. Геологический профиль через Провинцию Долин и Хребтов в Южных Аппалачах по Ф. Кингу

1 — докембрий; 2 — группа Чилхови (Є₁); 3 — формация Шейди (Є₁); 4 — формация Ран (Є₁); 5 — группа Канасуга (Є₂); 6 — формация Нокс (Є₁—О₁); 7 — средний ордовик—девон; 8 — миссисипий

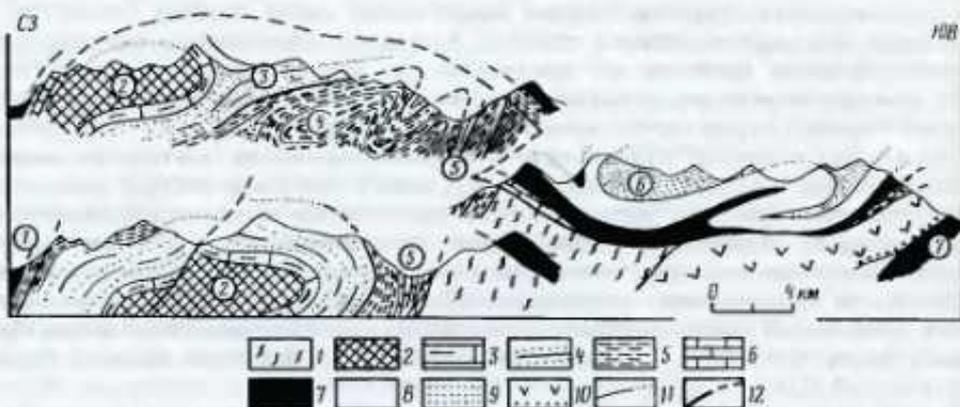


Рис. 28. Геологические профили через Центральный Памир

1 — язгулемский комплекс (PR); 2—4 — ванский комплекс (PR₁—PZ₁): 2 — барнаваджская свита, 3 — язгулемская свита, 4 — джамакская свита; 5 — зорабатская и козындыйская свиты (Є₁—О₁); 6 — известняки (S₁₋₂); 7 — песчаники и аргиллиты (T₁—J₁); 8 — известняки, мергели (J₂₋₃); 9 — песчаники, конгломераты (K—P); 10 — андезиты, песчаники, конгломераты (P); 11 — стратиграфические контакты; 12 — разрывы. Структурные элементы: 1 — Ванская корневая зона, 2 — Ванская антиклиналь, 3 — Ванская антиклиналь (хвостовая часть), 4 — Гуджунпайская синклинали, 5 — Язгулемская корневая зона, 6 — Язгулемский аллохтон, 7 — Бартагский автохтон

верхние части деформируемой толщи в всячем крыле покровных антиклиналей смещаются независимо, образуя сорванье пластины.

Для покровов пеннинского типа, обладающих более сложной морфологией, присуще послойное течение вещества, которое обуславливает резкое изменение мощности, появление послойной дисгармонии. Согласно схеме В. Набхольца, формирование типичных Пеннинских покровов связано с ремобилизацией пород кристаллического фундамента, которые в пластическом состоянии в условиях сжатия на глубинных уровнях вдавливаются в перекрывающий чехол, образуя систему складок, ядра которых слагают кристаллические оболочки — осадочные породы (рис. 29).

Ниже мы кратко остановимся на характеристике структурных элементов указанных типов покровов, а также методов их изучения в поле. Описание конкретных примеров в данном разделе ограничено, так как в развернутом виде оно дается в главе 3.

Надвинутое (всяческое) крыло покровной структуры называется аллохтоном,

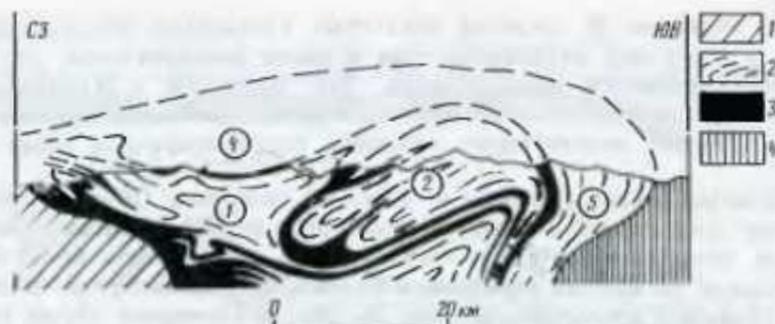


Рис. 29. Структурный профиль через Пеннинские Альпы по Э. Аргану

1 — Нижнepenнинские покровы, 2, 3 — Верхнepenнинские покровы, 2 — гнейсовые ядра, 3 — вулканогенно-осадочная оболочка; 4 — Восточно-Альпийские покровы. Структурные элементы: 1 — покров Сен-Бернар, 2 — покров Монте-Роза, 3 — корневая зона Монте-Роза, 4 — покров Дан-Бланш, 5 — корневая зона Сезиа

лежащее — автохтоном. В случае системы пластин (складок) автохтоном считается наиболее глубинный из вскрытых элементов. Выше автохтонных часто залегают небольшие покровы или чешуи, которые образовались в результате стесывания верхней части автохтона в процессе движения аллохтона. Указанные элементы выделяются как параавтохтонные. Исторически сложилось так, что автохтон обычно считался стабильным, пассивным элементом, на который активно надвигались шарьруемые массы. Однако сравнительный анализ структуры автохтона и аллохтона в ряде покровно-складчатых сооружений показал, что автохтоны иногда имеют более сложную и напряженную структуру, нежели перекрывающие их покровы. Отсюда делается вывод об относительности понятия автохтон, который может являться более подвижным элементом. В этом случае относительный автохтон рассматривается как элемент, пододвинутый под более или менее стабильный покров (относительный аллохтон). Рассматриваемый комплекс вопросов скорее связан с генетическими проблемами шарьрования. В структурном же смысле автохтоном следует считать нижний, аллохтоном — перекрывающий элементы покровного нарушения.

Покровные лежащие складки по фронту часто расщепляются на серию осложняющих их нарушений, получивших название дигитации. Иногда часть слоев, образующих лежащие складки, отслаивается, смещается независимо, образуя хвостовую складку (см. рис. 28). Отслоенные и смещенные (внешние) толщи в структурном отношении представляют собой оболочку, внутренние — ядро покрова.

В пределах каждого покрова выделяется фронтальная и тыльная части. Фронт (лоб) покрова — его внешняя по ходу движения часть. Истинный фронт соответствует внешней части аллохтона, избежавшей существенного размыва, видимый — претерпевший значительную эрозию. В этом случае перед фронтом покрова сохраняются тектонические останцы (клиппены) — остатки когда-то единого аллохтона. По мере погружения плоскости сместителя они сливаются с основным телом аллохтона, в поле развития которого из-под надвинутых толщ местами появляются подстилающие. Указанные участки называются тектоническими окнами.

Серия пластин, обладающих определенным структурно-вещественным сходством, группируется в покровный пакет. Последний может быть трансгрессивно перекрыт отложениями, фиксирующими конечный этап шарьрования для данного пакета. Указанные отложения рассматриваются как неоавтохтон. Пакет или несколько пакетов пластин, "запечатанных" единым неоавтохтоном, объединяются

в систему покровов. В пределах некоторых складчатых сооружений (Альпы, Корякия, Урал и др.) установлено два и более неавтохтонов, что отражает длительность процессов шарьирования. Так, например, в Корякском хребте выделяются юрско-раннемеловой, маастрихтский, эоценовый и миоценовый этапы шарьирования, что подтверждено наличием соответствующих неавтохтонных чехлов.

Очень важным является понятие о корнях покровов. Обычно используются два термина: зона корней и область корней. Зона корней (рубцовая зона, альпийская линия, покровная сutura) — относительно узкая полоса более или менее крутых клиньев, сложенных породами, в фациальном отношении сходными с теми, которые образуют аллохтон (см. рис. 28, 29). В идеальном случае (например, Альпы) каждому покрову соответствует вполне определенная корневая зона. Пространственно она может быть отделена от покрова, но может и смыкаться с ним (Центральный Памир). Корневая область (родина покровов) понимается более широко и употребляется для обозначения места, когда-то занимавшего аллохтоном.

В заключение кратко остановимся на явлении ретрошарьирования. Ретрошарьяжами обычно называются пластины и лежащие складки, характеризующиеся встречной вергентностью по отношению к направлению смещения основного аллохтона. Указанное явление лишь сравнительно недавно было установлено в Западных Альпах, Бетской Кордильере, на Памире (рис. 30) и в Южном Тянь-Шане.

Шарьируемые толщи редко образуют пологие аллохтонные массы. Как всякие геологические тела, в процессе складчатости они деформируются, сминаясь в антиформы и синформы, т.е. антиклинали и синклинали с аномальным (неправильным) чередованием горизонтов (рис. 31). Подобного рода структуры описаны во всех регионах, где установлены покровные нарушения.

Изучение покровов, как и любого геологического объекта, включает полевые исследования и камеральную обработку собранного материала. На этой основе дается их морфологическая и генетическая интерпретация. Конечной же целью любых исследований покровных структур является восстановление той палеотектонической обстановки, которая существовала здесь до шарьирования. Изучение покровных нарушений в поле при крупномасштабной геологической съемке не требует каких-то особых приемов, лишь степень детальности работ здесь выше, а умение устанавливать на местности достаточно специфические разрывные и складчатые дислокации обязательно. В то же время интерпретация полученного полевого материала требует применения специальной методики (в общем малоизвестной широкому кругу геологов-съемщиков).

Как следует из самого определения покровов, основная задача при проведении полевых исследований сводится к установлению самого факта структурного совмещения первоначально разобщенных объектов. Решение этой задачи во многом будет зависеть от геолого-геоморфологической обстановки, в которой приходится работать геологу. Хорошая вертикальная обнаженность, наличие скальных стенок, позволяющих видеть структурное соотношение разновозрастных толщ, являются одними из главных условий, дающих возможность уверенно наблюдать покровные налегания. Именно поэтому наиболее однозначно проблема шарьяжей решена в областях с альпийским рельефом.

Перед началом площадной съемки следует проводить рекогносцировочные маршруты, в процессе которых устанавливается сам факт существования покровных нарушений. Трудно дать какие-либо стереотипные рекомендации при планировании таких маршрутов, так как это зависит от ряда конкретных условий: геолого-геоморфологических особенностей района, степени его изученности (в первую очередь стратиграфической), наличия горных выработок и т.д. Однако необходимо стремиться проводить исследования в участках, характеризующихся

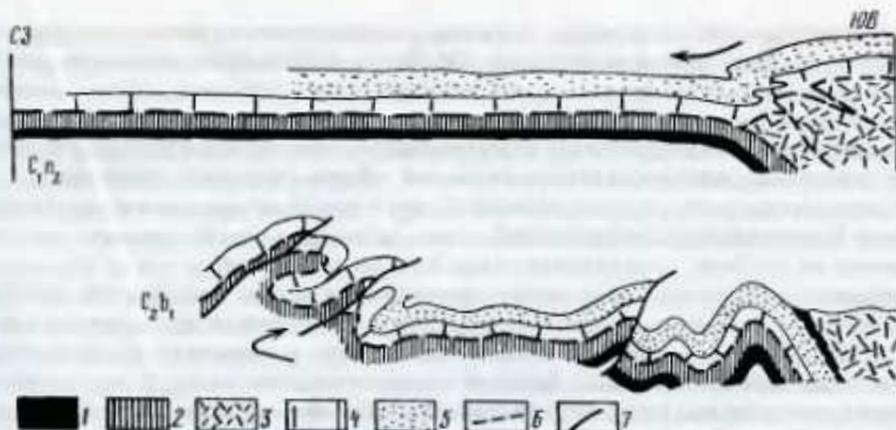


Рис. 30. Схема формирования ретрошарьяжей Юго-Западного Дарваза

1, 2 — Калайхумбская зона: 1 — ультрабазит-базитовый комплекс, 2 — вулканогенно-осадочная толща ($C_{1,2}$); 3—5 — Висхаран-Курговатская зона; 3 — биршидская серия (PR), 4 — висхарская и диканкоуская и диканкоуская свиты (V—D), 5 — сауксайская серия (C_1); 6 — поверхность шарьяжа; 7 — ретрошарьяжи

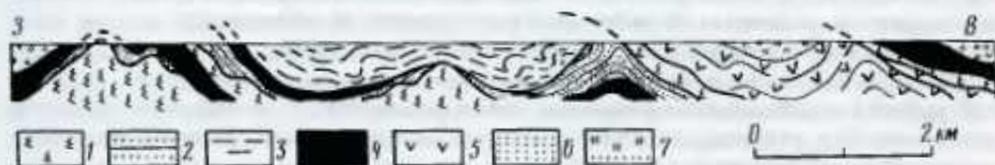


Рис. 31. Геологический профиль через южную часть Сакмарской зоны Урала

1 — серпентинитовый меланж; 2 — песчаники, аргиллиты, базальты (O_1-2); 3 — туфы, туффиты, вулканомиктовые песчаники, конгломераты (O_2-S_1); 4 — фтаниты (S_1-2); 5 — базальты, ишми, фтаниты (O_2-S_2); 6 — песчаники, известняки, микститы (D_1-2); 7 — конгломераты, кремни (D_2-C_1)

достаточной обнаженностью, хорошей возрастной определенностью толщ и сравнительно пологим их залеганием. Особо отметим проблему стратиграфического обеспечения проводимых работ. Очевидно, что доказанность покровов тем выше, чем лучше обоснован возраст авто- и аллохтона. Опыт изучения покровных нарушений показывает, что проблема удовлетворительно решается в шельфовых и склоновых (многоэосинклинальных) зонах. Не случайно именно здесь (Гельветские Альпы, покровы Емтланд в скандинавских каледонидах) шарьяжные структуры были установлены еще в прошлом столетии (работы М. Бертрана, Г. Шардта, М. Люжона, А. Гейма, А. Тернбома и др.). Для внутренних (эвгеосинклинальных) зон с их зачастую слабо охарактеризованными фаунистически вулканогенными и вулканогенно-осадочными сериями дело обстоит сложнее. Лишь сравнительно недавно в связи с успехами в изучении радиолярий и конодонтов, извлекаемых из кремнистых пород, удалось доказать широкое развитие покровных нарушений для целых регионов. Примером могут служить приокеанические зоны Востока СССР (Корякия, Камчатка, Сихотэ-Алинь, Сахалин), где покровы до последнего времени не выделялись.

При проведении рекогносцировочных маршрутов следует пересекать основные разновозрастные и разнофациальные комплексы, установленные при проведении мелкомасштабной съемки. В случае выявления тектонического контакта тщательно исследуются особенности состава и мощность полосы тектонитов вдоль плос-

кости сместителя, ее наклон и, главное, соотношение падения сместителя и слоистости в обоих крыльях разрыва. Особенно пристальное внимание следует уделять разрывам надвигового и взбросового типа, которые могут оказаться частью смятой поверхности регионального срыва или шарьирования. Очень важно планировать маршруты так, чтобы имелась возможность осмотреть тектонические контакты разновозрастных толщ по обеим сторонам структуры. Если плоскости сместителей падают навстречу друг другу и наклонены под полосу развития более древних образований, есть основание предположить, что они смыкаются на глубине, ограничивая снизу покровный останец.

Мощные брекчи довольно редко встречаются вдоль плоскостей крупных шарьяжей. Гораздо чаще здесь можно наблюдать узкие зоны глинок трения, милонитов и перекристаллизованные породы (например, в известняках). Достаточно мощные зоны грубообломочных брекчий появляются лишь там, где в соприкосновении приходят породы, резко отличающиеся по своей компетентности. Примером такого рода брекчий являются разнообразные меланжи, в том числе и наиболее распространенный серпентинитовый меланж. В целом же следует сказать, что по особенностям тектоники трудно судить о характере и амплитуде движения масс. Пожалуй, единственным свидетельством значительного их перемещения служит присутствие экзотических глыб, захватываемых подошвой аллохтона. В этом же плане можно рассматривать и микститы — осадочные глыбовые образования. Сами по себе они не доказывают существование покровов. Однако, формируясь в условиях нестабильной тектонической обстановки, в том числе и в условиях надвигообразования, часто они слагают фронтальные и подстилающие аллохтон толщ, являясь важным индикатором времени движений.

В районах с альпийским рельефом легко установить угол наклона плоскости сместителя. На участках с относительно пологим залеганием слоев покровные соотношения видны четко. Классическим примером пологого залегания аллохтона являются Гларские Альпы (Восточная Швейцария), где еще в середине прошлого столетия было установлено налегание пермских отложений на эоценовый флиш. Примеры подобного рода структур известны на Кавказе и Памире, в Южном Тянь-Шане, Кызылкумах и многих других местах.

Участки с пологим залеганием покровов часто удается выделить даже в сложноскладчатых сооружениях. Именно такие участки должны стать объектом тщательного изучения, так как могут дать наиболее наглядную картину покровных соотношений.

В процессе реконструктивных маршрутов необходимо осмотреть также места, где установлено или есть основание предполагать несоответствие стиля структуры разновозрастных или разнофациальных комплексов, особенно когда более молодые толщи дислоцированы сильнее древних. Тщательно изучаться должны и участки, где в пятнистом рисунке совмещены разнофациальные комплексы отложений. Может оказаться, что такое расположение этих комплексов обусловлено не седиментационными причинами, а связано с тектоническим совмещением первоначально разобщенных толщ.

При крупномасштабном картировании покровных структур особое внимание следует обращать на следующие вопросы: 1) выделение автохтонных, параавтохтонных и аллохтонных элементов; в сложноскладчатых областях в качестве автохтона обычно выделяется нижний структурный элемент, отложения которого в фациальном отношении отличаются от перекрывающих аллохтонных толщ; 2) разделение аллохтона на серию пластин (покровных складок) и выяснение особенностей их чередования в разрезе; 3) тщательное составление разреза каждого структурного элемента всего покровного пакета с целью установления качественной определенности каждого покрова. Понятие определенности включает литолого-петрографическую и мощностную характеристику отложений, слагающих тот или иной покров, наличие стратиграфических перерывов и поверхностей

угловых несогласий, степень метаморфизма и характер дислоцированности толщ до шарьирования, словом, весь комплекс признаков, позволяющих отличить тот или иной элемент при прослеживании его на площади. Выяснение определенности покровов имеет огромное значение при установлении их корней.

Ни в коем случае нельзя ограничиваться составлением одного, пусть даже весьма представительного разреза. В процессе рекогносцировочных работ должно быть намечено по крайней мере несколько участков, где такие разрезы могут быть составлены. Их сравнение сразу позволит выяснить, насколько выдержан покровный пакет на площади.

В целом следует сказать, что установление тектонических покровов не представит особых затруднений, если получены доказательства налегания более древних толщ на молодые и имеется возможность проследить эти соотношения на площади. Однако обязательными условиями являются наглядность таких соотношений в опорных участках (обнаженных) и хорошая палеонтологическая охарактеризованность толщ. Уже упоминалось, что наиболее отчетливо покровные соотношения видны на участках с пологим залеганием аллохтона.

В практической работе гораздо чаще приходится иметь дело со сложно дислоцированными комплексами, в которых плоскость сместителя, отделяющего автохтон от аллохтона, круто наклонена. Первичные покровные соотношения в этом случае скрыты, так как в обнажениях будут наблюдаться более или менее крутые надвиги или взбросы. Оконтуривание таких покровных структур потребует проведения тщательного площадного картирования. В качестве прослеживаемых геологических тел избираются тектонические пластины или тела покровных складок, картируются ограничивающие их горизонты (или линзы милонитов). В процессе картирования определяются структурное положение той или иной пластины, изменение ее мощности, характер выклинивания и т.д. Тщательному изучению подвергается складчатость пород покрова, определяются изменения морфологии дислокаций на площади. Это, в свою очередь, дает возможность оценить характер структурного соотношения аллохтонных элементов и автохтона.

Задача упрощается, если автохтон и аллохтон смяты конформно, т.е. наклон плоскости сместителя и слоистости подстилающих и перекрывающих толщ приблизительно совпадает. В этом случае покровные соотношения устанавливаются достаточно легко, как бы круто ни были наклонены пластины. Снятие эффекта наложенной складчатости сводится, по существу, к распрямлению таких складок. В районах с недостаточным вертикальным врезом определение азимута и угла наклона плоскости разрыва потребует расчистки контактов, проходки канав или картировочного бурения. Более сложная картина, если автохтон и аллохтон смяты дисгармонично. В районах с альпийским рельефом поверхность дисгармонии, фиксирующая плоскость разрыва, устанавливается в опорных разрезах, откуда может быть прослежена в процессе картирования. В районах с плоским нерасчлененным рельефом выяснить положение плоскости разрыва можно только с помощью горных работ.

На геологической карте в конечном счете найдут отражение анти- и синформные структуры, которые могут быть либо брахискладками, либо линейными складками. Первые (особенно, если они имеют форму простых куполов и мульд) дают наиболее наглядную картину покровных соотношений. В областях с неглубоким вертикальным врезом наличие антиформ и синформ, по существу, только и делает возможным картирование покровов. При этом ядра куполов нередко представляют собой своеобразные тектонические окна, тогда как синформы — останцы покровов.

В областях развития линейных анти- и синформ установить покровные соотношения тем труднее, чем интенсивнее последующее смятие. Первичные покровные нарушения здесь могут быть скрыты в результате образования наложенных изоклинальных опрокинутых складок, осложняющих продольных сколов и т.д.

Представление о контурах таких сложно дислоцированных покровов можно получить только путем детального изучения периклинальных и центриклинальных окончаний складок.

Все сказанное относится к покровным структурам, в которых наблюдается налегание древних толщ на молодые. Если имело место надвигание более молодых отложений на древние или совмещение разновозрастных толщ, всегда есть опасность принять такой шарьяж за поверхность срыва, когда смещение верхних толщ относительно нижних происходит без существенного надвигания. В этом случае первостепенное значение приобретает фациальная характеристика структурно разобитых горизонтов. Практически задача сводится к обоснованию автохтонности тех или иных фациальных комплексов по отношению к более молодым (этот случай наиболее неопределен, и часто аллохтонность смещаемого комплекса доказать невозможно) или разновозрастным образованиям, рассматриваемым как аллохтон. Это доказывается либо тектоническим налеганием определенных толщ на разновозрастные, но отличные в фациальном отношении отложения, либо невозможностью объяснить седиментационными причинами их совместное сонахождение, если по условиям обнаженности такое налегание установить трудно. Необходимо отметить очень высокие требования к точности возрастной привязки элементов разреза как автохтона, так и аллохтона. Достаточно сказать, что иногда вопрос решается только при наличии зональной стратиграфии.

Заканчивая характеристику первых двух типов покровов, отметим, что изучение их в поле включает: установление в процессе рекогносцировки факта совмещения первоначально разобитых геологических объектов в разрезе и прослеживание покровных соотношений на площади. Очевидно, что в этом плане картирование покровных структур не требует каких-либо специальных методик.

3. Тектонические пластины, смятые в покровные складки, — наиболее сложные нарушения. Как правило, они являются результатом длительного развития структуры, выразившегося в наложении дополнительных деформаций на уже сформировавшийся покровный пакет (или систему). Подобного рода структуры отличаются огромными размерами и крайне сложным, часто неупорядоченным размещением в разрезе и на площади разновозрастных и разнофациальных толщ. В таких структурах не всегда удается определить характер залегания крыла (нормальное, опрокинутое) из-за того, что замок складки может оказаться за пределами картируемой площади, или из-за несопоставимости крыльев, срезанных осложняющими надвигами. "Хаотичность" строения покровных систем может привести к потере критериев автохтонности и аллохтонности тех или иных элементов. Автохтон для покровов ранней генерации в процессе дополнительного шарьирования может оказаться надвинутым на аллохтон и к тому же смят в морфологически сложные складки. Примеры таких дислокаций рассмотрены в разделах книги, посвященных Южному Уралу, Корякии, Альпам, Кавказу.

Изучение сложной покровной системы также начинается с установления ее принципиального разреза. Главная задача здесь сводится к снятию эффекта осложняющих нарушений. Для этого могут оказаться недостаточными данные по непосредственно изучаемому участку, вследствие чего необходимо привлечение материала по региону в целом. Можно указать на два приема. Первый — установление факта закономерного, прослеживаемого на площади чередования пластин, характеризующихся вещественной определенностью. Второй — выделение разделяющих неоавтохтонных чехлов. Как уже отмечалось, это облегчает снятие наложенных деформаций и выделение первичных (элементарных) покровных пакетов. В случае смятия таких пакетов в лежащие складки задача становится крайне сложной, так как возникает необходимость идентифицировать последовательность пластин в нормальном и перевернутом крыле лежащей антиформы (или синформы). Основанием для выделения покровных анти- и синформ следует

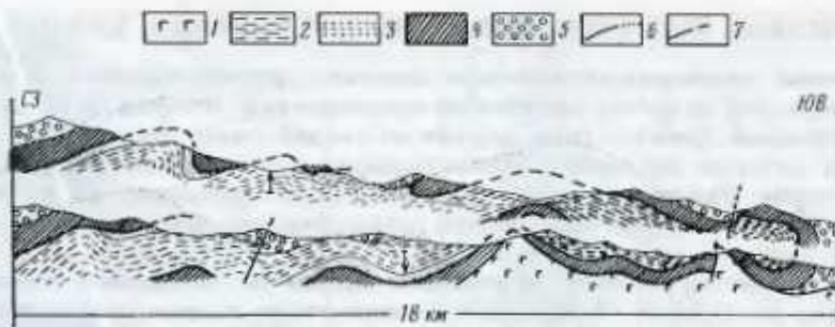


Рис. 32. Геологический профиль через Пнаксую антиформу (Корякский хребет)

1 — базальты, яшмы, песчаники (J_1 — K_2 sr); 2 — песчаники, алевролиты, известняки (J_1 — K_1 v); 3 — песчаники, туфы, известняки (K_1 h); 4 — базальты, кремни (P—T); 5 — конгломераты, песчаники (K_2 m); 6 — стратиграфические контакты; 7 — разрывы

считать установление в той или иной зоне разрывов с обратной и прямой последовательностью пластин. Желательно (а порой просто необходимо) подтверждение полученных выводов наблюдениями в замке (лбе) покровной складки.

Изучение рассматриваемых покровных структур, как мы видим, задача сложная. Поэтому специально проиллюстрируем ее решение на конкретном примере Пнакских гор (Корякский хребет). Более детально геология района будет рассмотрена в главе 3. В структурном отношении он представляет собой покровную систему, в основании которой залегает толща переслаивающихся базальтов, яшм и песчаников, содержащих радиолярии юры — нижнего мела и пелелиподы кампана. По сути дела, это система чешуй, объединяемых в яранайский комплекс (относительный автохтон). Выше залегает Пнакская антиформа (рис. 32). Ее ядро сложено терригенной толщей волжского яруса, берриаса, валанжина и готерива. Оболочка антиформы образована вулканогенно-кремнистой толщей пермо-триаса (конодонты, радиолярии), а также меланжированными офиолитами. Все это трансгрессивно перекрыто конгломератами и песчаниками маастрихта (неоавтохтонный чехол). В всячем крыле антиформы установлен нормальный разрез юрско-меловых отложений (волжские слои внизу, готеривские — вверху), в лежачем — разрез перевернутый. Соответственно пермо-триасовая толща в всячем крыле имеет первичное покровное положение, в лежачем — вторичное, перевернутое. При формировании рассматриваемой структуры намечается следующая последовательность событий. В пределы зоны с терригенной и туфотерригенной седиментацией (J_3 — K_1 за пределами Пнакских гор в указанный комплекс входят также отложения K_2 sp) был шарьирован офиолитовый аллохтон, состоящий из ультрабазитов, габброидов и вулканогенно-кремнистой толщи (P—T). В кампане автохтон (J_3 — K) и аллохтон (P—T) совместно были смяты в покровную Пнаксую антиформу, которая запечатана маастрихтским неоавтохтонным чехлом. Позднее (по-видимому, в эоцене) весь комплекс был надвинут на вулканогенно-яшмово-терригенную толщу (J_3 — K_2). Осевая плоскость антиформы, в свою очередь, смята в систему брахивидных складок, вследствие чего здесь возникла серия куполов, на территории которых и удастся наблюдать подвернутое крыло Пнакской лежачей антиформы. Очевидно, что восстановление первичной структуры имеет обратную последовательность изложенной.

В целом методика изучения сложных покровных нарушений сходна с таковой, рассмотренной ранее. Она также включает установление факта наличия покровов (рекогносцировочные маршруты) и выявление в процессе площадного картирования вторичной их деформации. Пожалуй, главное отличие здесь заключается в усложнении второй задачи, для решения которой большое значение имеет последовательное снятие наложенных деформаций.