В.В.БЕЛОУСОВ

ГЕОТЕКТОНИКА

ДОПУЩЕНО
МИНИСТЕРСТВОМ ВЫСШЕГО И СРЕДНЕГО
СПЕЦИАЛЬНОГО ОБРАЗОВАНИЯ СССР
В КАЧЕСТВЕ УЧЕБНОГО ПОСОБИЯ
ДЛЯ СТУДЕНТОВ
ГЕОЛОГИЧЕСКИХ СПЕЦИАЛЬНОСТЕЙ ВУЗОВ

ИЗДАТЕЛЬСТВО
МОСКОВСКОГО УНИВЕРСИТЕТА
1976

УДК 551.24

Книга является учебным пособием по курсу «Геотектоника». В первой части рассматриваются основные вопросы тектоники материков. Вторая часть посвящена тектонике океанов. В третьей части суммируются основные геофизические и геохимические сведения о строении глубоких слоев коры, верхней и нижней мантии, ядра и о протекающих в недрах земного шара процессах. Специально описывается тектоносфера (кора и верхняя мантия) Излагаются современные идеи в общих проблемах геотектоники («новая глобальная тектоника»). В заключение автор формулирует некоторые свои выводы о глубинных причинах тектонических процессов и указывает направления для дальнейших исследований.

Рецензенты:

доктор геолого-минералогических наук, профессор Д. П. РЕЗВОЙ;
кафедра общей геологии
и геологического картирования МГРИ

Б $\frac{20802-065}{077(02)-76}$ 161—76 © *Издательство Московского университета, 1976 г.*

Предисловие

Геотектоника занимает особое место среди геологических дисциплин. Наряду с той совокупностью представлений, которые основаны на твердо установленных фактах и которые составляют научные ценности длительного значения, геотектоника как обобщающая отрасль геологии включает в свою сферу широкие построения, связывающие глубокие недра планеты с ее поверхностью и имеющие в значительной степени гипотетический характер. Трактовка этих наиболее общих вопросов строения и развития земного шара меняется не только от одного поколения геологов к другому, но многократно и в пределах жизни одного поколения. Такая трактовка зависит не только и даже не столько от состояния геологических знаний, сколько от прогресса сопредельных наук — геофизики и геохимии. Стремясь раскрыть глубинные причины тектонических процессов, геотектоника должна объединять результаты всех наук о твердой Земле, превращаясь из науки чисто геологической в некоторой мере в науку общеземлеведческую, или геономическую.

Подвижность общих представлений и необходимость совместного рассмотрения геологических, геофизических и геохимических данных при обосновании этих представлений составляют основные трудности, возникающие перед автором, решившимся написать учебное руководство по геотектонике. Однако нужда в таком руководстве, несомненно, существует и особенно теперь, когда литература по различным вопросам геотектоники так разрослась и стала столь пестрой по содержанию, что ориентироваться в ней не только студенту, но и опытному исследователю весьма трудно.

Автор стремился возможно ближе следовать программе курса «Геотектоника», принятой для геологических специальностей университетов и других аналогичных высших учебных заведений. Основное внимание автор старался сосредоточить на тех процессах формирования структур земной коры, которые поддаются непосредственному изучению. Однако было бы странно,

если бы изложение ограничилось только тем, что можно наблюдать. Достижения современных наук о Земле таковы, что можно идти довольно далеко по пути обобщения фактических данных без риска безнадежно заблудиться в дебрях гипотетических построений. Такие обобщения, содержащие основные закономерности тектонического развития земной коры, составляют существенную часть книги. Но в нее включены и вполне гипотетические представления, поскольку последние, хотя и имеют преходящее значение, обычно служат ориентиром для выбора направлений дальнейших исследований. Автор отдает себе отчет в том, что эта часть книги потребует пересмотра уже в течение ближайших лет.

Только немногие вопросы, рассматриваемые обычно в курсах структурной геологии, повторно включены в это учебное пособие по геотектонике. Предполагается, что студент знаком со структурной геологией и основами тектонофизики по крайней мере в объеме книги автора «Структурная геология», изд. 2 (1971).

Список основной литературы по различным вопросам геотектоники и сопредельным наукам на русском языке, приложенный в конце настоящей книги, позволит студенту значительно расширить свои познания. Тот же список может быть использован при подготовке аспирантов.

Поскольку автор хорошо понимает, что далеко не все трудности, стоящие перед составителем учебного руководства по курсу геотектоники, ему удалось преодолеть, он не решается предложить эту книгу в качестве учебника и полагает, что ее следует рассматривать как учебное пособие.

Введение

Глава 1

СОДЕРЖАНИЕ ГЕОТЕКТОНИКИ

Слово «геотектоника» составлено из двух древнегреческих слов: «ге» — Земля и «тектоникон» — строить. Следовательно, буквально это слово означает науку о строении Земли. Но такое определение геотектоники слишком широко, так как охватывает, по существу, почти всю геологию. Требуется уточнить, каково же истинное содержание геотектоники.

Будучи геологической дисциплиной, геотектоника занимается строением не всей Земли, а в основном земной коры. Правда, чтобы понять причины, определившие наблюдаемое строение земной коры, и закономерности развития ее строения, необходимо исследовать и более глубокие оболочки земного шара, но в таких случаях мы уже выходим за пределы собственно геотектоники и обращаемся к данным геофизики и геохимии.

Под строением земной коры геотектоника понимает размещение в коре тел, образуемых различными горными породами. Это размещение можно представить себе как совокупность разных геометрических фигур, заполняющих кору. Некоторые породы образуют в коре слоистые пачки, причем слои могут быть горизонтальными, наклонными или изогнутыми в складки; другие породы встречаются в виде массивов неправильной формы и т. д. Такие геометрические тела, образуемые разными породами, называются формами залегания горных пород, структурными формами или просто структурами. Геотектоника изучает структурные формы, их историю и процессы, ведущие к их образованию.

Легко установить, что образование и дальнейшее изменение структурных форм происходят всегда в результате тех или иных перемещений в материале земной коры. Эти перемещения могут захватить всю толщу коры, когда она целиком выгибается или прогибается, а могут проявиться в деформациях некоторых объемов горных пород внутри коры.

Перемещения в материале земной коры, приводящие к образованию и изменению структурных форм, называются тектоническими движениями[1]. Таким образом, перед геотектоникой стоит

[1] Наряду с «тектоническими движениями» в качестве синонимов употребляются термины «тектонические деформации» и «дислокации», которые, однако, относятся так-

задача изучения не только структурных форм, но и тектонических движений, их создающих. Это позволяет определить геотектонику как дисциплину, занимающуюся механическими процессами в коре и их результатами. При этом геотектоника не изучает самый процесс формирования вещества горных пород и пользуется в таких случаях данными других разделов геологии — петрологии и литологии. Однако ее интересуют не только форма залегания горной породы в целом, но и те особенности ее внутренней структуры и текстуры, которые также создаются в результате тектонических движений. Такой особенностью, например, может быть ориентированное расположение зерен породы, создаваемое в процессе деформаций.

Уточняя дальше содержание геотектоники, мы должны исключить из рассмотрения структурные формы заведомо поверхностного происхождения, например такие, как оползневые структуры или дислокации, возникшие под влиянием движения ледника по поверхности земли, и т. п. Геотектоника занимается структурами глубинного происхождения. Тектонические движения принадлежат к разряду эндогенных процессов.

Следует, однако, оговориться, что в данном случае границу между эндогенными и экзогенными процессами не всегда легко провести. Например, многие как тектонические, так и экзогенные дислокации горных пород вызываются одной и той же причиной — силой тяжести. Критерием для выделения экзогенных, т. е. нетектонических, процессов может служить то, что они захватывают лишь самую поверхность коры. Тектонические движения распространяются в земной коре на значительную глубину.

Все эти рассуждения позволяют наиболее точным образом определить геотектонику как геологическую дисциплину, изучающую движения земной коры, охватывающие значительные ее глубины, а также те структуры, которые такими движениями образуются.

Эта общая задача геотектоники может быть подразделена на ряд вопросов, следующих друг за другом в логической последовательности.

Первая задача состоит в изучении морфологии структурных форм и в их классификации по морфологическим признакам. Например, складки могут быть разделены на линейные и куполовидные, прямые и наклонные и т. д., а разрывы — на сбросы, надвиги, сдвиги и т. п.

Вторая задача заключается в изучении механизма образования структурных форм. Уже указывалось, что структурные формы образуются и развиваются в процессе движений в земной коре. Сравнивая современное залегание пород с их более ранним положением (например, изогнутый в складку слой — с горизонтально отложенным слоем), мы может составить представление о направлении и размере происшедших движений. Совокупность таких движений отдельных участков и зерен горных пород и является механизмом образования данной структурной формы. Другими словами, механизм — это кинематика процесса формирования структурных форм. Изучение ее поз-

---

же и к структурным результатам тектонических движений. Кроме того, эти два последних термина употребляются преимущественно для обозначения тектонических движений, происходящих в ограниченном объеме пород и не охватывающих всю толщу земной коры.

воляет морфологическую классификацию структурных форм дополнить кинематической классификацией.

Эти две первые задачи относятся к тому разделу геотектоники, который именуется структурной геологией.

Третья задача состоит в изучении пространственного расположения структурных форм и их истории, что достигается методами региональных геологических исследований. При этом могут быть выделены структурные комплексы, характеризующиеся некоторыми общими структурными чертами, например платформы, складчатые зоны, а также переходные зоны, обладающие структурными особенностями, промежуточными между платформами и складчатыми зонами, и т. д. Устанавливается также и возраст структурных комплексов. Результатом решения задачи может быть геотектоническое районирование изучаемой территории. Эта задача относится к региональной геотектонике.

Четвертая задача состоит в выяснении закономерностей развития тектонических движений. При этом выделяются зоны, характеризуемые определенными последовательностью и взаимоотношением различных геотектонических процессов. Например, выделяются геосинклинальные зоны с характерным и определенным циклом тектонических процессов. В процессе решения этой задачи могут быть установлены зоны разных геотектонических режимов, а в историческом аспекте тектоническая история земной коры может быть разделена на геотектонические циклы, или этапы.

Наконец, пятая задача носит обобщающий характер. Она заключается в разработке теории геотектонических процессов, в выяснении их причин и движущих сил. Как уже отмечалось, ставя перед собой эту конечную задачу, геотектонист неминуемо должен выйти за пределы собственно геотектоники. Он должен привлечь данные других отраслей геологии: в первую очередь петрологии, освещающей условия образования магматических и метаморфических пород. Он должен внедриться и в соседние науки о Земле — геофизику и геохимию, так как только с их помощью можно составить представление об обстановке и процессах в глубоких недрах Земли. А именно в этих недрах, находящихся глубже земной коры, сосредоточены причины геотектонических процессов.

Последние две задачи относятся к общей геотектонике. Следует отметить, что пятая задача остается до сих пор нерешенной. Пока не существует вполне обоснованной геотектонической теории, причинно объясняющей развитие структуры земной коры. Наши представления в этой области сводятся сейчас к ряду предположений, к геотектоническим гипотезам. Поскольку они основаны на далеко не полном знании глубинных условий и процессов, они всегда содержат элементы, в той или иной степени (часто в очень значительной) спорные. По мере того как расширяются наши знания о глубинах Земли, одни гипотезы не выдерживают проверки в свете новых данных и на их месте возникают другие. Положительное значение таких гипотез заключается в том, что они обобщают накопленные данные и подсказывают наиболее перспективные направления для дальнейших исследований.

Наряду с термином «геотектоника» употребляется более короткий «тектоника». Часто они являются синонимами. Но «тектоника» употребляется в качестве синонима слов «структура» или «строение»: говорят о тектонике (т. е. о строении) того или иного района, но не о геотектонике его.

Геотектоника служит как практическим целям, так и решению теоретических проблем. Понимание механизма образования и закономерностей размещения структурных форм необходимо для любых региональных геологических исследований: для геологического картирования, для ведения поисков и разведки месторождений полезных ископаемых, для решения задач инженерной геологии, гидрогеологии и других отраслей геологии, имеющих дело с любыми особенностями строения земной коры. Например, геолог, как правило, видит далеко не полный разрез поверхностных частей земной коры. Этот разрез прерывается частыми пропусками в обнажениях. Такие пропуски надо заполнить, для чего необходимо иметь правильные представления о закономерностях сочетания структурных форм. В свою очередь, такие закономерности зависят от общего тектонического режима данной местности и надо уметь найти признаки, позволяющие разгадать, с каким режимом в данном случае мы имеем дело. Правильная оценка месторождения полезных ископаемых возможна лишь при понимании его строения, которое достигается при помощи методов геотектоники.

Тектонические движения недавнего геологического прошлого, которые, судя по ряду признаков, продолжаются до сих пор, необходимо изучать для проектирования портовых и гидротехнических долгосрочных сооружений, а также для сейсмического районирования, т. е. для установления того, какой силы землетрясения могут возникнуть в данном сейсмическом районе.

Теоретическое значение геотектоники чрезвычайно велико. Выясняя закономерности развития тектонических движений, геотектоника освещает важнейшую сторону развития земной коры в целом. В значительной степени она содержит в себе возможности теоретического обобщения в масштабах всей геологии и даже в масштабах всех наук о Земле. Поэтому неудивителен тот интерес к геотектоническим обобщениям, который проявляется представителями самых различных геологических дисциплин, а также и соседних наук о Земле — геофизики и геохимии. Поскольку глубинные процессы, развивающиеся в земном шаре, связаны со всей историей последнего и даже с условиями его образования, геотектоника в самых общих своих проблемах смыкается с космогонией солнечной системы. Последние исследования Луны показали, что геотектоника способствует правильному пониманию многих структур лунной поверхности, но, с другой стороны, и сама может почерпнуть из наблюдений на Луне сведения, полезные для понимания структур земной коры.

Глава 2

ТИПЫ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ

Основы структурной геологии в этой книге не излагаются. Предполагается, что читатель знаком с ними в объеме обычных учебных руководств[1]. Здесь будут затронуты только некоторые специальные вопросы структурной геологии. В основном же эта книга посвящена общей геотектонике. Это означает, что в центре нашего внимания будут преимущественно не тектонические формы, а движения земной коры, которые их создают. Однако не следует забывать, что представления о самих тектонических движениях получают почти исключительно при

[1] В. В. Белоусов. Структурная геология, изд. 2. Изд-во МГУ, 1971.

изучении структурных форм, являющихся конечным результатом этих движений. Только изучая складки слоев земной коры, мы можем составить заключение о «складкообразующих» тектонических движениях. Только рассматривая распределение в земной коре мощностей и литологического состава горных пород, а также обширных пологих выгибов и прогибов слоев, мы получаем данные о вертикальных (так называемых колебательных) движениях коры. История поднятий и опусканий земной коры, происходивших в былые геологические периоды, восстанавливается также по изменению очертаний суши и моря, запечатлевшемуся в распределении областей накопления морских и континентальных отложений и областей, где отложения данного возраста уничтожены размывом. Только в некоторых ограниченных случаях оказывается возможным изучать тектонические движения не по их конечному результату, а путем непосредственной их регистрации. Таковы, например, современные поднятия и опускания земной коры, которые могут непосредственно наблюдаться с помощью геодезических методов.

Геологи в течение долгого времени стремятся разработать наилучшую классификацию тектонических движений.

По наблюдениям в земной коре структур и признаков былых изменений очертаний суши и моря уже в XVIII в. М. В. Ломоносов выделил две категории тектонических процессов: с одной стороны, быстрое катастрофическое разламывание «камней диких», которые «сворочены с прежнего своего положения» и образуют «расселины, наклонные положения, стремнины, пропасти разной величины и фигуры отменной», а с другой — «нечувствительные и долговременные понижения и повышения» земной поверхности.

Сходное разделение тектонических движений укрепилось во второй половине XIX — начале XX в. и частично сохраняется до сих пор. В конце XIX в. Дж. К. Гильберт предложил различать эпейрогенические и орогенические тектонические движения. Определения этих терминов были уточнены в XX в. Г. Штилле, и его понимание сохранилось на многие десятки лет. Согласно ему, эпейрогенические движения (эпейрогенез) выражаются в медленных поднятиях и опусканиях отдельных участков земной коры, тогда как орогенические движения (орогенез) представлены смятием слоев в складки и смещениями их по разрывам. Следует отметить, что в этом понимании первоначальный смысл терминов оказался искаженным: в переводе с древнегреческого «эпейрогенический» означает «создающий материки», а «орогенический» — «создающий горы». Но вертикальные движения земной коры создают не только сушу, но и моря (при опускании), а складки и движения по разрывам далеко не всегда создают горы: последние обычно возникают в процессе вертикальных медленных поднятий коры, т. е. в результате тех же эпейрогенических движений.

Несколько раньше Гильберта и одновременно с ним ряд русских ученых (Н. А. Головкинский, А. Д. Озерский, А. П. Карпинский) те движения, которые получили на Западе название эпейрогенических, наименовали «колебательными», или «волнообразными колебаниями земной поверхности».

Довольно широко была распространена (и до сих пор применяется) крайне простая классификация, разделяющая тектонические движения на вертикальные (радиальные) и горизонтальные (тангенциальные). К вертикальным движениям относятся не только эпейрогенические, или колебательные, движения предыдущей классификации, но и вертикальные перемещения по разрывам глыб

земной коры или образование куполовидных складок. С горизонтальными движениями связывают линейные складки, образованные горизонтальным сжатием земной коры, надвиги и сдвиги. Классификация эта имеет тот недостаток, что во многих структурообразующих процессах совместно проявляются как вертикальные, так и горизонтальные движения (например, при складкообразовании происходит как горизонтальное сближение участков земной коры, так и вертикальные смещения слоев).

М. М. Тетяев называл тектонические движения «формами геотектогенеза». Он выделял колебательную, складчатую, магматическую формы геотектогенеза, а также форму макроколебаний, понимая под последней вертикальные движения большой амплитуды глыб земной коры по разломам.

Автор этой книги в общем ранее следовал классификации Тетяева, но выделял лишь колебательные, складчатые и разрывные тектонические движения, исключая, таким образом, «магматическую форму геотектогенеза» и «макроколебания» и вводя отдельную группу тектонических разрывов.

Эта последняя классификация оказалась удобной для использования в повседневном обиходе. Однако она (впрочем, так же, как и предыдущие) имеет характер простого перечисления наблюдаемых процессов или их структурных результатов и никак не отражает ни их взаимоотношения, ни их происхождение. Последнее, правда, не может быть отражено в классификации до тех пор, пока мы не узнаем достоверные причины тектонических движений. Но отразить в классификации в какой-то мере взаимоотношения и взаимную подчиненность процессов следовало бы.

Шаг в этом направлении был сделан В. Е. Хаиным, который попытался связать различные тектонические движения с разными глубинами земного шара. Он выделил движения: экзотектонические, происходящие на самой поверхности земли и связанные с экзогенными причинами (оползни, гляциодислокации и т. п.); поверхностные, причины которых лежат в осадочном слое коры (например, соляные диапиры); коровые — развивающиеся в связи с процессами в консолидированной части коры (например, линейная складчатость); глубинные — связанные с процессами в верхней мантии; сверхглубинные—вызванные процессами в нижней мантии и ядре Земли.

С нашей точки зрения, из этой классификации следует исключить экзотектонические и сверхглубинные движения. Первые представляют собой экзогенный процесс и как таковые к геотектонике не относятся. Вторые принадлежат в большей мере к геофизике, чем к геотектонике. Остаются поверхностные, коровые и глубинные движения. Хотя в принципе такое разделение имеет определенное значение, термины нельзя признать удачными, так как все эти движения происходят в коре.

Ставя задачу отразить в классификации соподчиненность разных категорий тектонических движений, следует исходить из того, что наиболее важной характеристикой тектонических процессов является не столько глубина их «заложения», сколько охват ими того или иного объема коры. В наиболее грубой форме можно разделить тектонические движения на общекоровые и внутрикоровые. Первые охватывают кору во всей ее толщине, т. е. в этих случаях движется вся кора (в пределах того или иного участка). Внутрикоровые движения проявляются в ограниченном объеме коры, выражаются в деформации этого объема без влияния на перемещения всей коры. В качестве примера общекоровых процессов можно указать медленные поднятия и

опускания коры, охватывающие широкие территории. В таких «колебательных» движениях участвует заведомо вся кора. Примерами внутрикоровых тектонических процессов могут служить соляные диапировые купола или сильно сжатая линейная складчатость. И тот и другой процессы всегда локализованы в некотором объеме пород и не охватывают кору на всю ее толщину. В табл. 1 приведены некоторые схемы классификаций тектонических движений.

Наше изложение мы начнем с общекоровых тектонических движений.

Среди них прежде всего выделяется важнейший класс колебательных движений земной коры, т. е. ее медленных поднятий и опусканий. Естественно было бы этому классу противопоставить горизонтальные коровые движения. Но вопрос о них в настоящее время не может считаться ясным. Если просто следовать всему тому, что публикуется сейчас в геологической литературе, то сюда можно было бы отнести: дрейф материков, «растекание» океанического дна, общекоровые сдвиги, общекоровые надвиги, общекоровые сбросы, раздвиги. Но дальше мы попытаемся показать, что, судя по всей геологической очевидности, дрейф материков и «растекание» океанического дна не существуют в природе. Общекоровые надвиги, возможно, сейчас существуют вокруг Тихого океана (так называемые «зоны Беньофа»), хотя природа этих разрывов неясна. Общекоровые сдвиги, по-видимому, существуют, но их масштаб и роль в развитии коры в современной литературе сильно преувеличены. Важное место в развитии материковой коры занимают общекоровые сбросы и раздвиги.

Следует заметить, что общекоровые сдвиги, надвиги, сбросы и раздвиги объединены тем, что они связаны с разломами, прорезающими всю толщу земной коры и, по-видимому, проникающими в верхние слои мантии. Это так называемые глубинные разломы. Они играют важную роль не только в связи с горизонтальными общекоровыми движениями, но и в связи с колебательными движениями и вообще, можно думать, во многом определяют структурное развитие коры.

В связи с рядом неясностей в вопросе о типах общекоровых движений, мы будем следовать здесь предварительной упрощенной классификации, в которой общекоровые движения разделяются на колебательные и разрывообразующие; последние ведут к возникновению различных видов глубинных разломов. В дальнейшем для краткости разрывообразующие движения называются разрывными.

Общекоровые движения ведут к образованию общекоровых структур постольку, поскольку эти движения происходят в разных направлениях или с разной скоростью на соседних участках коры. Если такие участки связаны между собой плавными изгибами коры, то при колебательных движениях образуются общекоровые флексуры или общекоровые выгибы и прогибы, а при горизонтальных сдвигах — общекоровые горизонтальные флексуры. Если же на границе участков разных режимов существуют первичные или вторичные глубинные разломы, то возникают глыбовые структуры (общекоровые горсты и грабены при колебательных движениях и общекоровые сдвиги при горизонтальных движениях).

Внутрикоровые тектонические движения мы разделим ниже на связные и разрывные, выделив среди них отдельные более дробные типы.

Все тектонические движения, а также созданные ими структуры будут рассмотрены прежде всего для материков. Тектонике океанов будет посвящен особый раздел книги.

Таблица 1

НЕКОТОРЫЕ КЛАССИФИКАЦИИ ТИПОВ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДВИЖЕНИЙ

Гильберт, Штилле и др. (конец XIX – начало XX в.)	Тетяев (1941) (формы тектогенеза)	Белоусов (1954, 1962)
Эпейрогенические (радиальные)	колебательная	колебательные (общие и волновые)
Орогенические (тангенциальные)	складчатая	складчатые
	макроколебаний	разрывные
	магматическая	

Продолжение табл. 1

Хаин (1973)*			
существенно вертикальные		существенно горизонтальные	
поверхностные (покровные)			
складчатые (складки нагнетания)	блоковые (по сбросам и взбросам)	складчатые (складки общего сжатия, гравитационного скольжения. принадвиговые, присдвиговые)	сдвиги, надвиги, шарьяжи (гравитационные)
коровые			
складчатые (складки основания и облекания)	блоковые (по сбросам и взбросам)	складчатые	сдвиги, региональные надвиги и шарьяжи (негравитационные)
глубинные			
волновые	глыбовые (по глубинным сбросам и взбросам)	волновые (мегаскладки)	глубинные сдвиги и надвиги

Продолжение табл. 1

Белоусов (1975)	
внутрикоровые	
складчатые (глыбовые, нагнетания, общего смятия, глубинные)	разрывные (сбросы, взбросы, взрезы, надвиги, раздвиги, шарьяжи)
общекоровые (глубинные)	
колебательные (общие и глыбово-волновые)	разрывные (глубинные разломы — взрезы, сдвиги, сбросы, надвиги, раздвиги)

* Из таблицы исключены экзотектонические и сверхглубинные движения.

ЧАСТЬ I

ТЕКТОНИКА МАТЕРИКОВ

Раздел А

ОБЩЕКОРОВЫЕ ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ДВИЖЕНИЯ

Глава 3

СОВРЕМЕННЫЕ КОЛЕБАТЕЛЬНЫЕ ДВИЖЕНИЯ

КАТЕГОРИИ КОЛЕБАТЕЛЬНЫХ ДВИЖЕНИЙ

Колебательные движения земной коры, ее поднятия и опускания происходят сейчас и происходили на всем протяжении известной нам геологической истории материков. Они происходили и происходят в пределах последних повсеместно. В то же время другие виды как общекоровых, так и внутрикоровых движений всегда локальны и каждое их проявление ограничено во времени. Поэтому мы вправе рассматривать колебательные движения земной коры как наиболее общую форму тектонических движений.

Для изучения колебательных движений используются различные методы: геодезический, исторический, геоморфологический, геологический.

Геодезические измерения позволяют изучать те колебательные движения коры, которые происходят сейчас. Исторический метод основан на использовании исторических памятников или свидетельств, которые указывают на то, что когда-то раньше, в течение исторического времени, высота того или иного участка над уровнем моря отличалась от современной. Геоморфологический метод состоит в использовании форм современного рельефа для восстановления истории тех вертикальных движений земной коры, которые участвовали в его образовании. Поскольку современный рельеф земной поверхности образовался преимущественно в неогене и четвертичном периоде, эти методы пригодны для изучения колебательных движений, приуроченных к указанным двум самым молодым геологическим периодам.

Геологические методы включают изучение осадочных толщ, в составе и мощности которых отразились происходившие во время образования их опускания и поднятия коры. Эти последние методы применимы для изучения колебательных движений любых геологических периодов, оставивших после себя толщи осадочных горных пород.

Хотя нет сомнений в том, что колебательные движения, происходившие в любую геологическую эпоху — от современной до самой отдаленной от нас,— представляют единый процесс, их все же удобно разделить на три категории по времени проявления, а именно: на *современные*, *новейшие* и *древние*. Такое разделение оправдывается различием методик, используемых для изучения движений, происходящих сейчас и происходивших в историческое время, приуро-

ченных к неотектонической эпохе формирования современного рельефа и, наконец, проявлявшихся в течение более ранних геологических периодов. Однако следует отметить, что методы изучения новейших и древних колебательных движений лишь частично различны, но в другой части совпадают. Различие состоит в том, что только для новейших движений может быть использован геоморфологический метод. Для древних движений он неприменим, поскольку от более древних периодов рельеф, за редким исключением, не сохранился. Геологические же методы, являющиеся единственными для древних движений, могут быть использованы и для новейших.

СОВРЕМЕННЫЕ КОЛЕБАТЕЛЬНЫЕ ДВИЖЕНИЯ

В 1620 г. в глубине Ботнического залива была построена гавань Торнео. Через сто лет она настолько обмелела, что стала непригодной для использования. Впрочем, обмеление моря шло вокруг всей Скандинавии в течение всего того времени, которое помнит прибрежное население. Мели постепенно превращались в острова, острова — в полуострова, бухты и проливы мелели, берег отодвигался все дальше. По историческим свидетельствам можно было приблизительно определить и скорость падения уровня моря относительно суши. Она оказалась близкой к 1 см/год.

Первоначально это явление пытались объяснить общим опусканием уровня Мирового океана. Однако такое объяснение пришлось отбросить, когда заметили, что одновременно на других побережьях происходит обратное явление — подъем уровня моря относительно суши. Например, жители прибрежных районов Голландии начиная с X—XI вв. вынуждены были строить и непрерывно надстраивать дамбы, защищавшие от наступавшего на их землю моря. Эти дамбы к нашему времени достигли 15 м вышины. На глубине 18 м в прибрежной полосе здесь был обнаружен слой торфа, возраст которого с помощью радиоуглеродного метода определен в 7200 лет. Поскольку торф первоначально образовался не ниже уровня моря, глубина его залегания и его возраст указывают на опускание прибрежной части суши со средней скоростью 0,25 см/год. Но в течение последних столетий опускание происходило быстрее: со скоростью 0,5—0,7 см/год.

Сопоставление этих двух случаев — подъема суши относительно уровня моря в Скандинавии и опускания ее в Голландии — показывает, что причина подобных изменений лежит не в колебаниях уровня Мирового океана, а в вертикальных движениях отдельных участков твердой земной коры, одни из которых (как Скандинавия) поднимаются, другие опускаются.

Во многих других местах на морских побережьях также были обнаружены исторические свидетельства подъема или опускания суши относительно уровня моря. Например, в Сухумской бухте найдены затопленные постройки древнегреческой колонии Диоскурии. О погружении берега говорят древнегреческие вазы, найденные в море на глубине нескольких десятков метров около Крымского полуострова. В Северной Италии старые мостовые в г. Равенна, расположенном на побережье Адриатического моря, погрузились на 45 см за первую половину нашего столетия. Близ Марселя в море на глубине 6 м были обнаружены остатки древнеримского города. Погрузившиеся под воду древние города известны вдоль Далматинского побережья Адриатического моря. Напро-

тив, бельгийский город Брюгге, бывший в средние века оживленным морским портом, сейчас оказался отделенным от моря полосой суши в 15 км.

В некоторых случаях за исторический период наблюдалось изменение направления движений суши: ранее опускавшиеся участки позже поднимались, а в других местах поднятие сменялось опусканием. На побережье Италии неподалеку от Неаполя в г. Поццуоли находится древнеримское сооружение, построенное во II в. до н. э. Обычно это сооружение именуется храмом Юпитера Сераписа. На самом деле оно представляет собой остатки рыночной площади. От нее осталось несколько колонн. В настоящее время их основание опущено под уровень моря на 225 см. Однако следы действия морских камнеточащих моллюсков поднимаются по колоннам до высоты 6,3 м над их основанием. Следовательно, было время, когда колонны были затоплены на эту высоту. По историческим свидетельствам, опускание продолжалось со времени постройки колонн до XV в., т. е. в течение 17 веков. Затем началось поднятие, которое развивалось до середины XVIII в., т. е. в течение трех веков. После этого возобновилось опускание, которое до сих пор идет со скоростью 2 см/год.

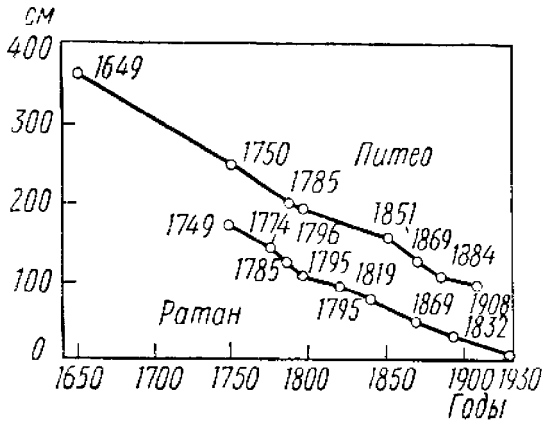


Рис. 1. Изменение уровня моря в городах Ратан и Питео. Цифры на кривых обозначают годы наблюдений (по Ч. Цубои)

Археологические раскопки на Херсонесе в Крыму показали, что пониженные участки этой древнегреческой, а позже византийской колонии периодически затоплялись морем и снова осушались. Такие затопления происходили: в VI—V вв. до н. э.; в I в. до н. э.—I в. н. э.; IV—V вв.; X—XI вв. В этом случае продолжительность одного цикла колебательных движений равнялась 5—6 векам.

Наиболее точно измеряются современные колебательные движения с помощью геодезических приборов и методов. К таковым относятся водомеры (мареографы, футштоки), повторное нивелирование, наклономеры.

Водомеры употребляются преимущественно на берегах морей. В настоящее время многие сотни их установлены в разных береговых пунктах всех континентов. Уже в 1649 г. был установлен водомерный прибор на берегу Ботнического залива в г. Ратан. Через 100 лет такой же прибор начал работать в г. Питео. Результаты записей этих приборов до 1930 г. показаны на рис. 1. Мы видим, что скорость опускания уровня моря относительно суши очень постоянна и равна 1 см/год.

Наиболее универсальным методом измерения современных колебательных движений является повторное точное нивелирование. Оно может применяться в любых районах, расположенных внутри суши на любом расстоянии от берега моря. Надежные результаты получаются при повторении нивелировочных ходов через 10—20 лет.

Такие повторные нивелировки проводились, например, по многочисленным направлениям в западных и юго-западных районах Русской равнины. По результатам сравнения нивелировок, проведенных в промежуток времени с 1913 по 1932 г., с нивелировками 1945—1950 гг. Ю. А. Мещеряковым с сотрудниками была составлена карта современных

движений этих районов европейской части СССР. В дальнейшем она совершенствовалась. В 1973 г. была издана карта современных вертикальных движений коры для всей Восточной Европы. Мы приводим здесь часть этой карты (рис. 2).

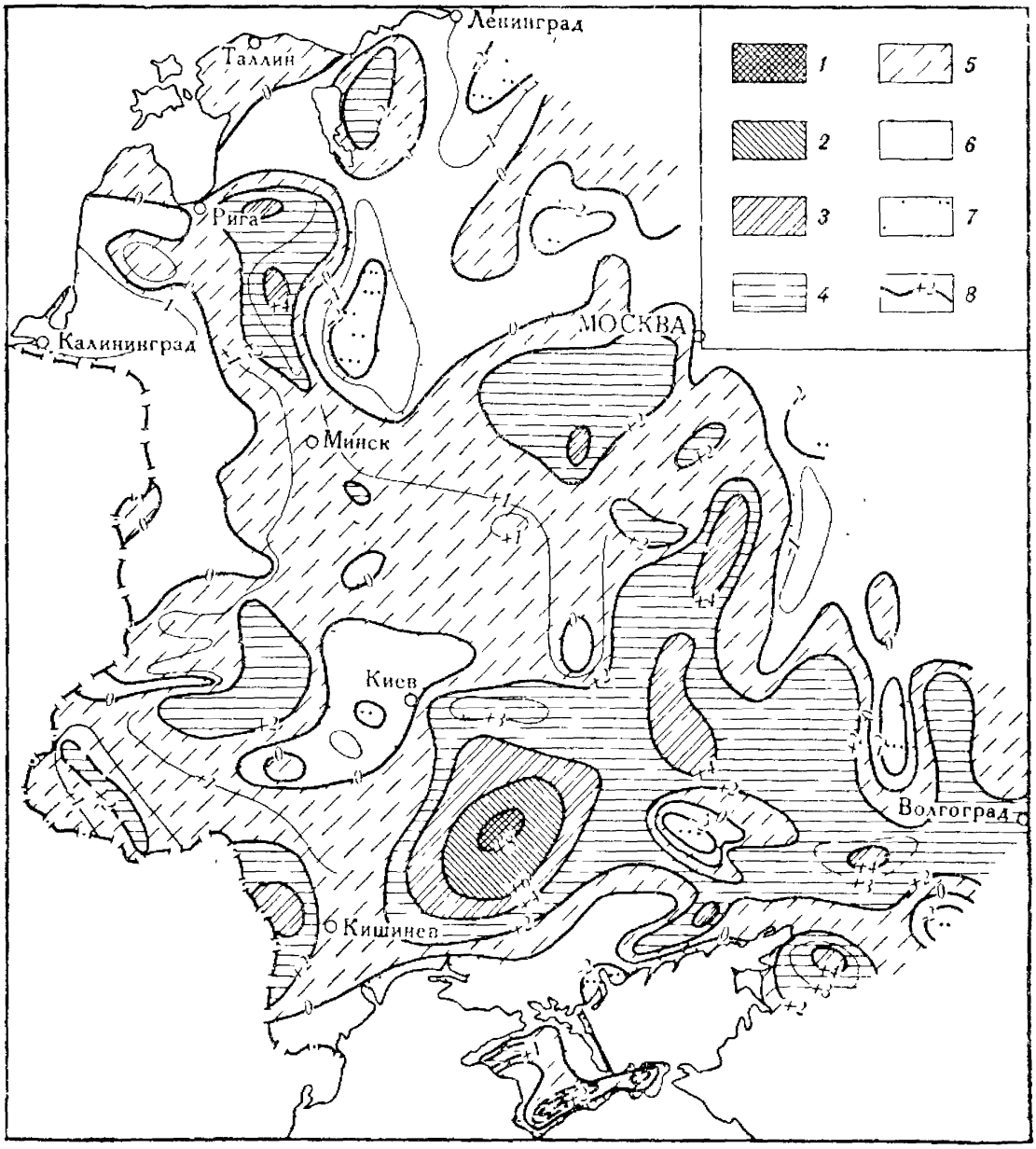


Рис. 2. Схематическая карта скоростей современных вертикальных движений земной коры на части Восточно-Европейской платформы (под ред. Ю. А. Мещерякова): *1—5* — поднятия разной интенсивности (в мм/год): *1* — от +8 до +10, *2* — от +6 до +8, *3* — от +4 до +6, *4* — от +2 до +4, *5* — от +0 до +2; *6—7* — опускания разной интенсивности (в мм/год): *6* — от —2 до —0, *7* — от —4 до —2; *8* — изолинии

Как показывают изолинии, на западе Русской равнины вырисовывается современная меридиональная Эстонско-Карпатская зона поднятия. Другая зона поднятия, занимающая срединное положение, может быть названа Среднерусской. Подмосковный бассейн испытывает опускание.

В Главном Кавказском хребте геодезические измерения обнаружили современное поднятие со скоростью до 10—12 мм/год. Поднятие приблизительно той же скорости измерено на Карпатах. А у подножия Кавказа, в г. Поти, происходит опускание со скоростью 6,2 мм/год.

Обширные нивелирные работы были выполнены в Японии. Они обнаружили очень сложное мозаичное расположение областей современных поднятий и опусканий, каждая из которых имеет в поперечнике десятки или немногие сотни километров. Скорости обычно колеблются около 4—5 мм/год.

К настоящему времени измерения современных колебательных движений земной коры проведены и проводятся во многих странах. Эти наблюдения выполняются по Международной программе. Разработка последней, а также организация этих работ в международном масштабе во многом обязаны инициативе советского ученого Ю. А. Мещерякова.

Собранный материал показывает, что современные колебательные движения происходят на материках повсеместно. Их скорость обычно колеблется в пределах до нескольких миллиметров в год, но местами достигает и даже превышает 1 см/год. Большие скорости современного поднятия (около 1 см/год) наблюдаются, в частности, в областях последнего покровного оледенения (Балтийский и Канадский щиты). Но в общем отмечается очень малая разница скоростей современных движений между равнинами и горами. Например, скорости поднятия равнинного Донбасса и горного Кавказа одинаковы.

Важным мерилом колебательных движений вообще и современных в частности является их градиент, т. е. изменение относительной высоты двух точек, отнесенное к расстоянию между ними и к единице времени. Для определения максимального градиента необходимо, чтобы точки, между которыми он измеряется, лежали на линии, перпендикулярной к изолиниям скоростей движений. Размерность градиента выражается следующим образом:

$$\frac{[\text{расстояние}]}{[\text{время}] \times [\text{расстояние}]} = \frac{1}{[\text{время}]}.$$

Если в качестве единицы времени мы примем год, то размерность градиента будет $\frac{1}{[\text{год}]}$, или $[\text{год}]^{-1}$.

Оказывается, что обычно градиенты современных колебательных движений находятся в пределах от $2 \cdot 10^{-8}$ до $5 \cdot 10^{-8}$ год$^{-1}$, что соответствует приращению разности высот между точками, расположенными на взаимном расстоянии 100 км, на 2—5 мм/год. Эти градиенты возрастают у краев локальных интенсивно поднимающихся или опускающихся структур, а также у разрывов.

Интересно сопоставить распределение современных поднятий и опусканий земной коры со структурами ее, являющимися результатом значительно более длительных предыдущих вертикальных движений. Такое сопоставление обнаруживает в одних случаях совпадение направления современных движений с более древними, а в других — несовпадение. Как правило, горные хребты, образовавшиеся в результате поднятия земной коры в течение неогена и четвертичного периода, поднимаются и сейчас. Но, например, Апеннинские и Средневенгерские горы сейчас опускаются. Структурные депрессии, как правило, опускаются и сейчас (например, опускается Московская синеклиза), но Кубанская депрессия поднимается. Для Восточно-Европейской платформы Ю. А. Мещеряков обнаружил совпадение современных движений с характером более древних структур в 70% случаев. В остальных 30% случаев современные движения оказываются «наложенными», т. е. чуждыми более древней структуре.

Если бы современные колебательные движения продолжали развиваться в наблюдаемом сейчас направлении и с той же скоростью в

течение долгого геологического времени, то должны были бы образоваться высокие горы и глубокие впадины там, где их сейчас нет. Например, в том районе Восточно-Европейской платформы, который поднимается со скоростью 2 мм/год, за 1 млн лет должна была бы образоваться возвышенность 2 км высотой. Такие скорости на платформе наблюдаются, но высокий рельеф отсутствует.

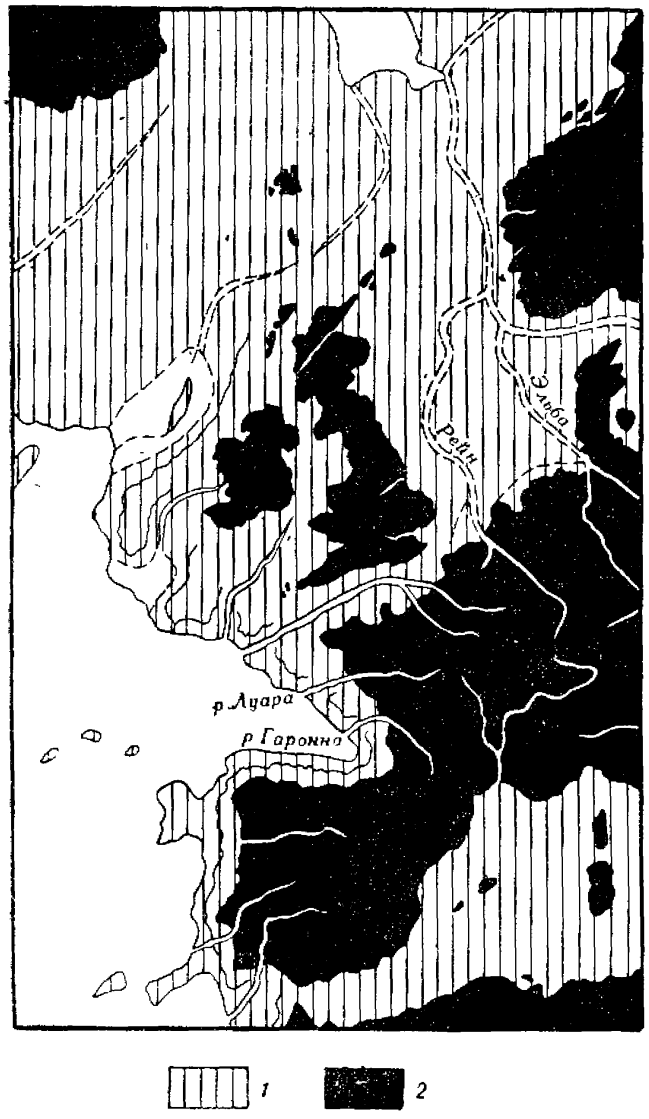


Рис. 3. Древняя речная сеть Северо-Западной Европы, ныне затопленная морем:
1 — древняя суша; *2* — современная суша

Это заставляет думать, что наблюдаемые в данный момент скорости колебательных движений не могут сохраняться долго, что направление движения быстро меняется, т. е. движения носят колебательный характер. Мы можем представить себе колебательные движения вообще как сложный процесс, состоящий из колебаний разного порядка и разных периодов, наложенных друг на друга. Изучая современные движения, мы регистрируем лишь самые малые и самые быстрые колебания с периодом, вероятно, в несколько сотен лет, а формирование больших общекоровых прогибов и выгибов, депрессий и поднятий определяется колебаниями, значительно более медленными и имеющими значительно более длинный период.

Причины колебательных движений, в том числе и современных, неизвестны. Но некоторые процессы, специфические для новейшего времени, в той или иной мере влияют на эти движения. Выше, например, отмечалось, что современные поднятия интенсивны в областях четвертичного покровного оледенения. Здесь действует с запозданием, вызванным вязкостью подкорового материала, разгрузка коры после таяния ледниковых покровов. Тяжесть последних вдавливала кору в субстрат, оттесняя его в стороны. Когда тяжесть была снята, субстрат стал возвращаться на свое место, а кора начала всплывать. Однако геологическая история показывает, что Балтийский и Канадский щиты поднимались уже очень давно — с конца протерозоя. Но этот подъем был очень медленным. Мы можем поэтому думать, что «гляциоизостатический фактор» сыграл лишь дополнительную, ускоряющую роль, тогда как в основе своей подъем коры был вызван глубинными процессами.

Большие сложности в изучение современных колебательных движений вносят собственные (эвстатические) колебания уровня Мирового океана Значение таких колебаний ясно из того, что все геодезические измерения высот ведутся от уровня моря, и если этот уровень меняется, то в сопоставление разновременных нивелировок вкра-

дывается ошибка. Эвстатические колебания уровня Мирового океана могут происходить от разных причин, но главной причиной, по-видимому, является изменение количества воды в океане. Такое изменение, например, происходит при оледенении суши, когда значительное количество воды связывается в форме льда на суше, не доходя до океана, или, наоборот, при таянии льдов, когда ранее связанная вода освобождается и стекает в океан.

Установлено, что в течение максимума четвертичного оледенения уровень Мирового океана стоял приблизительно на 100 м ниже современного и значительная площадь морских шельфов была осушена. И сейчас еще во многих местах на поверхности шельфов, залитых морем, можно видеть не занесенные осадками следы прежних речных русел (рис. 3).

Чрезвычайно трудно установить и измерить современные эвстатические колебания уровня океана из-за отсутствия реперов. Предполагается, что в связи с продолжающимся уменьшением площади ледников в настоящее время уровень океана поднимается со скоростью около 1 мм/год.

Глава 4

НОВЕЙШИЕ КОЛЕБАТЕЛЬНЫЕ ДВИЖЕНИЯ

Под новейшими колебательными движениями понимаются вертикальные движения земной коры, явившиеся причиной формирования крупных черт современного рельефа материков — хребтов, впадин, равнин. Наблюдаемый рельеф земной поверхности геологически молод. В разных местах начало эпохи современного рельефообразования относится к несколько разному геологическому времени, но в большинстве случаев оно падает на поздний миоцен, лишь в редких случаях опускаясь в палеоген. Установлено, что на месте таких хребтов, как Кавказ, Альпы, Тянь-Шань, Кордильеры, в конце палеогена — начале миоцена существовал если не вполне равнинный, то во всяком случае выровненный, слегка всхолмленный рельеф. Лишь позже начался этап «новейшей тектонической активизации», называемый также «неотектоническим» этапом, в течение которого на поверхности материков поднялись современные горные хребты, в том числе и такие грандиозные, как Тянь-Шань и Памир. Длительность этого этапа, охватывающего, как правило, неоген и четвертичный период, не превышает 10—15 млн. лет.

Для изучения истории колебательных движений в течение этого этапа применяются как геоморфологические, так и геологические методы. Первые из них используются преимущественно там, где в целом преобладают поднятия и образуются выпуклые формы рельефа. Вторые применяются главным образом при изучении зон прогибания и накопления осадков.

Геоморфологические методы состоят в изучении некоторых особенностей рельефа.

Общая, весьма грубая, оценка направленности и интенсивности новейших колебательных движений может быть сделана просто по высоте крупных форм рельефа: высокий горный хребет всегда является результатом новейшего тектонического поднятия, а окаймляющие его низменности принадлежат к областям новейшего опускания или меньшего поднятия. Глядя на гипсометрическую карту Советского Союза,

мы видим, что вся южная и восточная периферии его заняты горными хребтами и массивами, охватывающими страну как бы огромным амфитеатром. К северу от последнего преобладают низкие и равнинные пространства. Мы будем правы, если истолкуем эту картину как проявление общего новейшего тектонического подъема южных и восточных окраин страны, в результате чего создался уклон поверхности в целом на север.

Значительно большие возможности геоморфологических методов связаны с основным свойством рассматриваемых движений, а именно с их колебательным характером. Уже говорилось, что процесс колебательных движений земной коры всегда распадается на движения разных порядков, наложенных друг на друга. Длительное, охватывающее весь неотектонический этап поднятие горного хребта отражает наиболее крупный порядок новейших колебательных движений. Он определяет общую направленность развития рельефа. На его фоне происходят колебания высших порядков соответственно с меньшими периодами. Малые колебания, накладываясь на более крупные, суммируются с ними алгебраически. Когда малые и крупные колебания направлены в одну сторону, их скорости складываются и результирующая скорость возрастает. Если же малое колебание направлено противоположно крупному, то скорость первого вычитается из скорости второго. В таких случаях от соотношения скоростей зависит, произойдет ли в результате наложения замедление основного движения или его остановка, или же движение временно окажется направленным в противоположную сторону. Именно такие замедления колебательных движений земной коры, их временные остановки и повороты вспять и оставляют в выпуклых формах рельефа суши следы, которые могут быть использованы геологом для разделения процесса новейших колебательных движений на этапы, а также для определения амплитуды и скорости этих движений.

Дело в том, что изменения скорости и направления вертикальных движений земной коры влияют на скорость эрозии и в связи с этим на характер эрозионных форм рельефа.

Известно, что каждый водный поток стремится к некоторому «профилю равновесия», который является тем очень пологим уклоном, с которого вода еще стекает, но при котором ее дальнейшее врезание в подстилающее основание прекращается. Пока уклон русла много круче профиля равновесия, врезание потоков идет быстро и они вырабатывают узкие овраги и каньоны с крутыми стенками. По мере того как уклон русла приближается к профилю равновесия, врезание замедляется и все большую роль играет боковая эрозия: поток меандрирует и расширяет свою долину, на дне которой все в большем размере накапливается аллювий.

Изменения скорости и направления вертикальных движений земной коры приводят к тому, что подъем хребтов над соседними депрессиями то убыстряется, то замедляется и соответственно уклоны местности, в том числе и существующих уже русел водных потоков, становятся то круче, то положе. Одновременно эпохи быстрого врезания потоков сменяются эпохами боковой эрозии.

Такая смена эрозионных режимов приводит к образованию в долинах лестниц террас. Каждая терраса является остатком более или менее широкого днища долины, образованного боковой эрозией в один из периодов замедления или остановки врезания. А когда последнее возобновляется, новое русло вырабатывается на более глубоком уровне, оставляя террасу на той или иной высоте над собой.

Для того чтобы по террасам судить о тектонической истории местности, надо знать хотя бы относительный возраст террас и иметь возможность сравнить их современное положение с тем исходным профилем равновесия, на котором они вырабатывались.

В горных хребтах относительно более древние террасы, как правило, расположены выше молодых. Это отражает основную направленность процесса: последовательный подъем хребта, хотя и прерываемый колебаниями второго порядка. Поскольку осевая часть хребта обычно поднимается быстрее его окраин, террасы приобретают с течением времени все более крутой уклон, тем больший, чем древнее терраса. Поэтому террасы обычно веерообразно расходятся от подножия хребта к его гребню, вертикальные расстояния между ними увеличиваются. По наклону террас можно судить об амплитуде поднятия хребта со времени образования той или иной террасы и о том, насколько при этом изменился наклон его склонов.

Если подъем хребта сопровождается образованием на его склонах крутых флексур или разрывов, то эти дислокации запечатлеваются в залегании террас и при тщательном прослеживании последних могут быть установлены.

Если подъем местности сменяется длительным опусканием, последовательность террас нарушается и более ранние террасы оказываются погребенными под более молодыми (так называемые переуглубленные долины).

Лестницы террас образуются и на берегах морей. Они и здесь связаны с неравномерностью развития колебательных движений. Каждая морская терраса отвечает времени сильного замедления или остановки в поднятии берега, когда прибой успевает выработать в прибрежном склоне абразионную площадку. Если поднятие берега временно сменяется опусканием, на такой площадке, опустившейся под уровень моря, накапливаются прибрежные осадки. Возобновление поднятия приведет к тому, что уступ поднимется выше уровня моря и станет очередной террасой.

Методика изучения новейших колебательных движений в областях преобладания поднятий опирается также на наблюдения над так называемыми поверхностями денудации. Последние по условиям образования родственны террасам, но представляют собой поверхности выравнивания, выходящие далеко за пределы отдельных долин и охватывающие широкие полосы на склонах и вершинах горных хребтов. Поверхность денудации — это пенеплен или предельная равнина, образующаяся там, где все водные потоки, как постоянные, так и временные, достигли профиля равновесия и их долины почти слились. Это — полого всхолмленная поверхность. Она формируется при особенно длительных остановках в поднятии земной коры. Длительные остановки случаются реже, чем более кратковременные остановки, приводящие к образованию террас. Поэтому число эпох пенепленизации всегда меньше числа эпох террасообразования. Но все же в горных областях обычно наблюдается несколько поверхностей денудации друг над другом. Наиболее старые поверхности находятся вверху, на гребне хребта. Их формирование предшествовало началу подъема хребта. А наиболее молодые поверхности расположены внизу. Древние поверхности обычно бывают более или менее разрушены. Их реликты сохраняются лишь на отдельных вершинах. А былое существование самой древней и самой верхней поверхности, сейчас уже полностью разрушенной, сплошь и рядом лишь угадывается по «уровню вершин», которые как бы «вписываются» в пологовыпуклый свод (рис. 4).

Поверхности денудации, как и террасы, первично чрезвычайно пологи, почти горизонтальны. Поэтому если сейчас наблюдается крутое их залегание или они нарушены разрывами, то можно утверждать, что после своего образования они подверглись тектоническим дислокациям.

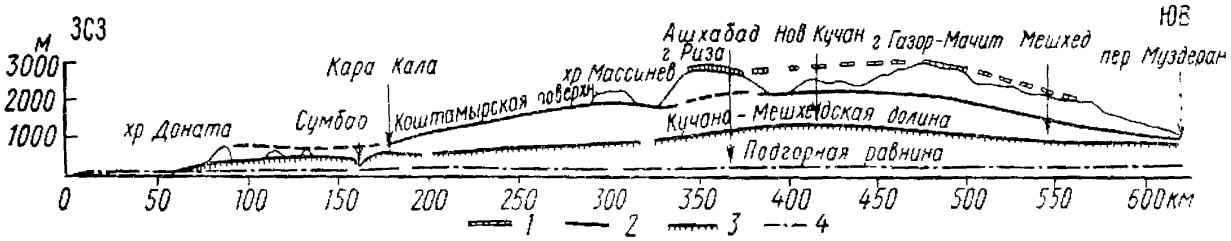


Рис. 4. Схематический геоморфологический профиль по простиранию Копетдагского хребта (по И. А. Резанову). Поверхности денудации: *1* — миоценовая, *2* — плиоценовая, *3* — раннечетвертичная; *4* — позднечетвертичная предгорная равнина

Обратимся теперь к зонам длительного новейшего прогибания земной коры. В новейших прогибах накапливаются неогеновые и четвертичные отложения, и их история, как указывалось, изучается с помощью геологических методов, основанных на рассмотрении состава и мощности отложений. Геологические методы в гораздо большем объеме используются при изучении истории древних колебательных движений, в связи с чем они и будут полно рассмотрены ниже. Все, что будет о них сказано, применимо и к изучению новейших колебательных движений в областях прогибания земной коры. Здесь мы ограничимся лишь некоторыми краткими замечаниями.

Осадки в областях опускания накапливаются постепенно, слой за слоем, по мере того как развивается прогибание. Мощность накопленных осадков обычно близка к амплитуде прогибания и может быть использована для измерения последней.

Естественно, что в разрезах областей прогибания более древние слои оказываются внизу, а более молодые вверху. При этом характер обломочных осадков отражает не только физико-географические условия области накопления, но и события, происходящие в той области поднятия, откуда обломочный материал приносится. Когда усиливается поднятие в соседней области и эрозионная энергия водных потоков возрастает, в прогиб сносится более грубый обломочный материал, когда же поднятие замедляется или вовсе останавливается, приносимый в депрессию материал бывает тонким. Таким образом, чередование эпох усиления и ослабления эрозии, отражающееся на склонах поднятий образованием террас, выражено в разрезах областей прогибания чередованием слоев более и менее грубых обломочных осадков. При этом, поскольку на поднятиях более древние террасы обычно расположены выше молодых, а в прогибах более древние слои залегают под молодыми, на границе между зонами поднятия и прогибания происходит «перекрещивание» одновременно образовавшихся генетически связанных друг с другом элементов геологического строения. Речные террасы и поверхности денудации к подножию хребта не только все больше снижаются, но и все ближе сходятся. На линии перехода к зоне прогибания разновозрастные террасы и поверхности денудации сливаются, а в зоне прогибания они продолжаются в форме отвечающих им пс

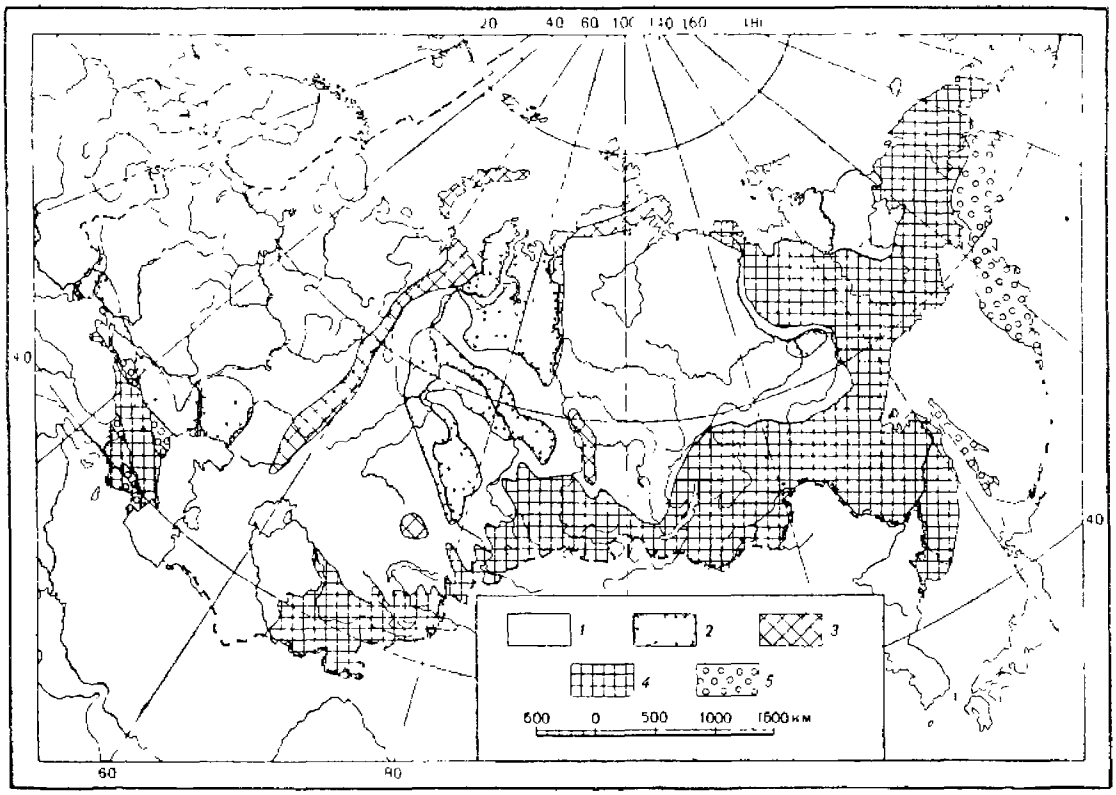


Рис. 5. Карта новейших колебательных движений земной коры на территории СССР (по Н. И. Николаеву и С. С. Шульцу, с упрощениями): *1* — области очень слабых проявлений новейших движений; *2* — области слабых опусканий; *3* — области слабых поднятий; *4* — области интенсивных движений с преобладанием поднятий; *5* — области интенсивных движений с преобладанием опусканий

времени образования разделов между слоями, причем к оси прогиба мощности слоев между разделами возрастают.

В настоящее время изучение новейших колебательных движений, как и современных, ведется во многих странах по программе специального международного проекта. Для Советского Союза была составлена (под редакцией Н. И. Николаева и С. С. Шульца) карта новейших колебательных движений, на которой показаны суммарные амплитуды поднятий и опусканий за весь неотектонический этап. Упрощенное изображение этой карты приведено на рис. 5. Аналогичные карты сейчас составляются и для других стран.

Рассмотрение всех существующих данных о новейших колебательных движениях показывает, что эти движения, как и современные, повсеместны на материках. На последних нет таких участков, которые были бы свободны от них.

Форма террас и поверхностей денудации указывает на то, что в основе горных хребтов обычно лежит сводообразный изгиб земной коры. Характер залегания осадков в областях новейшего опускания свидетельствует о корытообразной изначальной форме прогибов.

Было отмечено, что в горных хребтах от подножия к оси наблюдается не только расхождение террас, свидетельствующее о более быстром поднятии осевой зоны, но и увеличение их числа. Происходит расщепление террас: из одной террасы образуются две или три. Это можно понять так, что более медленное поднятие коры нарушается более редкими и более длительными остановками, тогда как при относительно быстром поднятии случается большее число, но более коротких остановок.

В соответствии с этой закономерностью на равнинах, где новейшие колебательные движения характеризуются малыми амплитудами и скоростью, образуется за тот же период времени меньше террас, чем в горах, где амплитуда и скорость колебательных движений много выше (3—4 террасы на равнинах против 12—15 террас в горах). Такое же соотношение наблюдается и для поверхностей денудации (1—2 на равнинах и до 7 в горах).

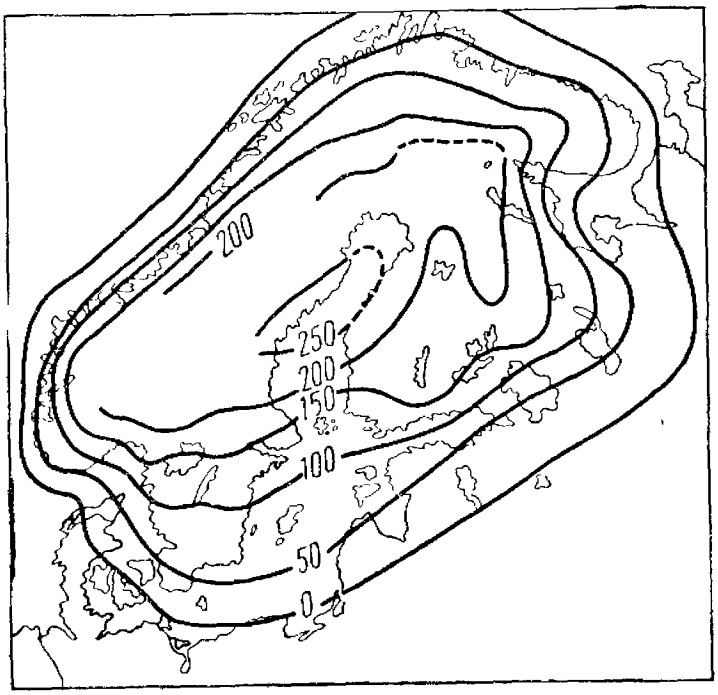


Рис. 6. Карта изоанабаз Скандинавии: линии равных поднятий дна Иольдиевого моря в метрах (по Хэгбому)

Начальные своды и корытообразные прогибы при интенсивных новейших колебательных движениях сплошь и рядом нарушаются местными значительными дислокациями как связными, так и разрывными. Например, в хребтах Тянь-Шаня есть наклоны поверхностей денудации, доходящие до 20°, тогда как первичный их наклон не мог превышать 1—2°. Местами поверхности денудации в той же горной стране разорваны вертикальными разрывами с вертикальными же перемещениями по ним до нескольких километров.

Сочетание сводовых изгибов земной коры с вертикальными разрывами превращает горные хребты в сводово-глыбовые структуры.

Сводовой структурой, связанной с новейшими колебательными движениями, хотя и очень пологой, является Скандинавия. Прослеживание террас Иольдиевого моря, существовавшего около 8 тыс. лет тому назад, позволило установить, что в течение послеледникового времени центральная часть Скандинавии, находящаяся в районе Ботнического залива, поднялась приблизительно на 250 м, тогда как к периферии этой области поднятие постепенно сходит на нет и дальше сменяется опусканием (рис. 6).

Являются ли новейшие колебательные движения продолжением древних аналогичных движений, наследуют ли они им или они «наложены» с иным планом распределения поднятий и опусканий на эти древние движения?

Как и для современных колебательных движений, в отдельных случаях обнаруживаются и унаследованность и наложенность новейших движений. Например, новейшее опускание Прикаспийской или Печорской низменностей можно рассматривать как продолжение прогибания, начавшегося еще в палеозое. Древнюю унаследованность имеют и медленные новейшие поднятия Урала, Донбасса, Центрального Казахстана. Примером «наложенности» являются хребты и впадины Тянь-Шаня и Памира, на месте которых перед неотектоническим этапом была слабо всхолмленная равнина. Уже отмечалось, что и на месте хребтов, образовавшихся из альпийских геосинклиналей, к началу неотектонического времени рельеф был низкий и спокойный. Эти последние примеры

указывают на то, что неотектонический этап привел к значительным изменениям в структуре земной коры, хотя и не повсеместно.

Скорость новейших колебательных движений в горах бывает до 5 мм/год и больше, а на равнинах не превышает 0,5 мм/год. В последнем случае она на порядок ниже скорости современных колебательных движений. Следовательно, в отличие от современных движений, скорость которых в среднем одинакова и в горах и на равнинах, новейшие движения оказываются дифференцированными; проявляются два их режима: подвижный (горный) и спокойный (равнинный).

Оба явления — и меньшая скорость по сравнению с современными движениями и разделение на разные режимы — можно объяснить тем, что отрезок времени, для которого определяется усреднение скоростей, для новейших движений много больше, чем для современных. Уже отмечалось, что чрезвычайно краткий срок наблюдений над современными движениями приводит к тому, что мы измеряем скорость самых мелких и в то же время самых быстрых колебаний, лишь усложняющих более длительные и устойчивые в своем направлении движения. Периоды этих мелких колебаний измеряются всего тысячами и даже сотнями лет. При усреднении новейших движений за миллионы лет самые мелкие колебания нейтрализуются и средние скорости отражают движения значительно более длинных периодов и гораздо более медленные.

Разделение же новейших движений на подвижный и спокойный режимы при отсутствии такого разделения для современных движений означает, что самые мелкие колебания, регистрируемые при изучении современных движений, одинаковы как в подвижных, так и в спокойных областях, а различия режимов сказываются на скоростях более медленных и длиннопериодных колебаний, определяющих более длительные тенденции в движениях земной коры.

Если установлен возраст отдельных этапов неотектонического развития, то оказывается возможным не только определить среднюю скорость колебательных движений за всю неотектоническую стадию, но и подметить и изменение их скорости на протяжении этой стадии. Например, по данным Е. Е. Милановского, в Главном Кавказском хребте средняя скорость поднятия за всю неотектоническую стадию не превышает 0,5 мм/год; однако средняя скорость за четвертичный период достигла 2—3 мм/год, а за последние 20 000 лет она равна уже 15 мм/год. Произошло ускорение в течение неотектонической стадии в тридцать раз. Напротив, для Скандинавского свода было установлено, что его центр поднимался в период, непосредственно следовавший за таянием льда, со скоростью 3 см/год, а к нашему времени поднятие замедлилось и сейчас не превышает 1 см/год.

Градиенты новейших колебательных движений для горных областей в среднем равны $1 \cdot 10^{-8}$ год$^{-1}$, т. е. они лишь немного меньше градиентов современных движений. Но для равнин они в 10—30 раз меньше последних. Следовательно, и в градиентах сказывается разделение новейших движений на подвижный и спокойный режимы.

Амплитуды неотектонических вертикальных движений достигают в подвижных областях многих километров. Например, в Большом Кавказе неотектоническое поднятие достигает 4—5 км, а амплитуда неотектонического прогибания межгорного Куринско-Рионского прогиба доходит до 5—7 км. В Тянь-Шане суммарный размах неотектонических движений около 12 км.

Изучение современных и новейших колебательных движений имеет большое практическое и теоретическое значение. Значительная груп-

па месторождений полезных ископаемых связана с новейшими колебательными движениями через процессы эрозии, переноса осадочного материала по поверхности земли и выветривания. Это — различные россыпные месторождения и большое число месторождений зоны выветривания. Понять законы распространения таких месторождений и тем самым определить наиболее эффективное направление их поисков можно только путем изучения истории и распределения новейших колебательных движений. От современных и новейших движений зависит режим рек: в областях опускания постепенно усиливается меандрирование рек и происходит заболачивание; в областях поднятия, напротив, русла рек спрямляются и интенсивно растут овраги. Изменение уклона, хотя бы и очень медленное, сказывается на направлении и быстроте стока. Колебательные движения влияют на уровень грунтовых вод, который повышается при опускании коры или при уменьшении ее уклона и понижается при ее подъеме. На берегах морей современные колебательные движения приводят либо к обмелению прибрежной зоны, либо к углублению ее.

Из этого перечня следует, что изучение современных и новейших колебательных движений должно интересовать и геолога-поисковика, и разведчика, и инженера-геолога, и гидрогеолога, и гидротехника, и мелиоратора, и агронома.

В значительной степени на знании распределения современных и новейших колебательных движений основывается сейсмическое районирование, т. е. определение зон возможного возникновения землетрясений той или иной силы. Обычно зоны повышенных градиентов этих движений являются наиболее опасными в сейсмическом отношении.

Теоретическое значение современных движений состоит в том, что они предоставляют редчайший случай изучать тектонический процесс в действии, тогда как в огромном большинстве случаев наши возможности ограничиваются изучением лишь конечного результата тектонического процесса. Соединение регистрации современных движений с наблюдениями над изменениями геофизических полей (гравитационного, магнитного, термального, электрического) может дать материал для суждения о глубинных причинах современных движений.

Глава 5

ДРЕВНИЕ КОЛЕБАТЕЛЬНЫЕ ДВИЖЕНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ

ТЕКТОНИЧЕСКОЕ И ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОЕ ВЫРАЖЕНИЕ КОЛЕБАТЕЛЬНЫХ ДВИЖЕНИЙ

Древние колебательные движения оставили свои следы в мощностях и литологическом составе (фациях) осадочных пород.

Обратимся к разрезу угленосной толщи верхнего визе и среднего и верхнего карбона Донецкого бассейна. Эта толща сложена перемежаемостью тонких слоев песчаников, глинистых сланцев, известняков и углей. Паралические угли образуются в заболачиваемых лагунах; уровень их отложения близок к уровню моря. Другие породы той же толщи содержат мелководную морскую фауну. Все они образовались на глубине, не превышавшей нескольких десятков метров, хотя известняки образовались на несколько большей глубине, чем глины, а последние — на несколько большей глубине, чем песчаники. Пределом

можно считать глубину 50 м, поскольку в известняках много остатков водорослей и колониальных кораллов.

Следовательно, смена пород, слагающих данную толщу, свидетельствует, что в течение визе, средне- и позднекаменноугольного времени здесь происходили колебания поверхности земли, которая то поднималась до уровня воды, то опускалась на небольшую глубину. Эти колебания поверхности могут быть изображены в виде кривой. На рис. 7 изображена часть кривой, относящаяся к веку C_2^5.

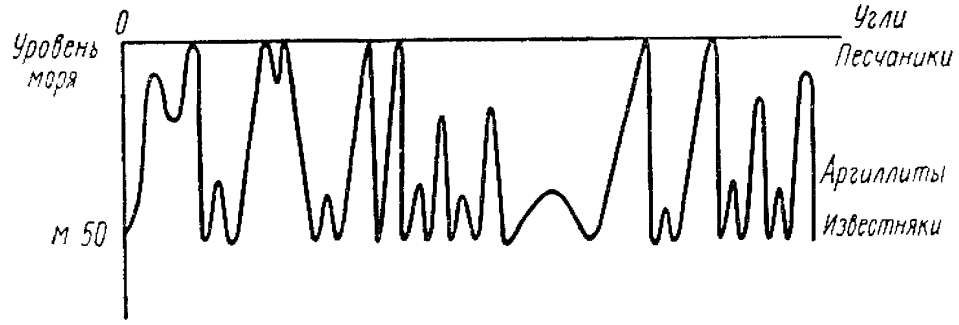


Рис 7. Колебания земной поверхности в Донбассе в течение века C_2^5 (по П. И. Степанову)

Но при рассмотрении того же разреза можно сделать и другой вывод. Угленосный карбон в Донбассе достигает очень большой мощности — не менее 6 км. По всей этой мощности угленосная толща сложена одинаковым комплексом мелководных осадков. В этом отношении никаких различий между нижней и верхней частями толщи нет. Ясно, что такая огромная толща однообразно переслаивающихся мелководных отложений могла накопиться лишь в обстановке постепенного прогибания земной коры, одновременного с накоплением осадков. Не было заранее образованной впадины, которая затем заполнялась осадками. Земная кора прогибалась и возникавший прогиб непрерывно заполнялся осадками. Поэтому поверхность последних оставалась все время близ поверхности воды и в бассейне сохранялись мелководные условия.

Таким образом, изменение фаций пород от одного слоя к другому указало на колебания земной поверхности — ее повышения и понижения, а мощность осадков является признаком прогибания всей земной коры в целом.

Земная поверхность — это уровень кровли осадков. Колебания поверхности определяются соотношением скоростей накопления осадков и прогибания коры.

Могут иметь место следующие случаи:

1) накопление осадков происходит медленнее прогибания земной коры;

2) накопление идет с той же скоростью, что и прогибание;

3) накопление происходит быстрее прогибания.

В первом случае поверхность отлагающихся осадков будет понижаться и глубина бассейна будет возрастать, но медленнее, чем идет прогибание земной коры. Во втором случае глубина бассейна остается неизменной. В последнем случае, поскольку накопление опережает прогибание, поверхность осадков будет повышаться, а бассейн — мелеть, несмотря на то что земная кора прогибается. Повышение поверхности осадков может продолжаться и после того, как она поднимается выше уровня моря; дальше накопление будет происходить в субаэральных условиях.

Аналогичные, но обратные случаи могут иметь место и в областях тектонического поднятия земной коры. Как только поверхность земли поднялась выше уровня моря, вступают в силу денудационные процессы, понижающие поверхность. Поэтому скорость повышения поверхности земли будет всегда меньше скорости тектонического поднятия коры. Если скорость денудации больше скорости тектонического поднятия, земная поверхность будет понижаться вопреки тектоническому поднятию.

Следовательно, накопление и денудация искажают поверхностный результат тектонических колебаний, и это искажение направлено в сторону, противоположную движению: вследствие накопления осадков поверхность земли понижается медленнее, чем идет тектонический процесс прогибания коры, и вследствие денудации повышается медленнее, чем идет тектоническое поднятие. В некоторых случаях изменение высотного положения поверхности может идти даже в направлении, обратном тектоническому движению.

Поэтому надо различать тектонический процесс поднятия и опускания земной коры, с одной стороны, и отражение этого процесса на поверхности — с другой, где он суммируется с явлениями накопления и денудации. Это поверхностное отражение колебательных движений земной коры можно назвать их геоморфологическим выражением.

Различать тектонический процесс и его геоморфологическое выражение необходимо, так как иначе могут возникнуть недоразумения. Например, наблюдая смену снизу вверх по стратиграфическому разрезу относительно глубоководных отложений все более мелководными и, наконец, континентальными, геолог сплошь и рядом говорит о «поднятии земной коры», тогда как в огромном большинстве подобных случаев земная кора не поднималась, а опускалась, а повышение поверхности земли было вызвано тем, что осадки накапливались быстрее тектонического прогибания.

Для решения вопроса о конкретных взаимоотношениях между тектоническими движениями и их геоморфологическим выражением существенное значение имеет определение глубины отложения различных осадков. Невозможно здесь рассматривать методы таких определений. Чтобы познакомиться с ними, надо обратиться к курсам литологии и палеогеографии. Укажем только, что эти методы основываются на использовании некоторых индикаторов, которыми могут быть как минералы, так и органические остатки, грубость зерна, текстура осадка, его цвет и т. п. Некоторые из таких индикаторов вполне определенны. Например, колониальные кораллы или зеленые водоросли указывают на глубину не более 50 м, эпигенетический глауконит образуется обычно на глубине около 100 м, паралические угли накапливаются в лагунах на уровне поверхности воды, породы эвапоритового происхождения — соль, гипс, ангидрит — также формируются практически на уровне моря, остатки наземной флоры свидетельствуют о субаэральных условиях отложения, а отсутствие донной фауны обычно рассматривается как признак сероводородного заражения и довольно значительной глубины, измеряемой сотнями метров. Многие другие индикаторы не столь определенны, но в своей совокупности помогают решить вопрос о глубине осадкообразования.

Если иметь в виду весь комплекс осадков, слагающих угленосную толщу Донбасса, то, как уже отмечалось, он не меняется на протяжении разреза и, следовательно, не меняются и пределы колебаний поверхности осадков. В целом, в течение среднего или позднего кар-

бона здесь имела место полная компенсация прогибания накоплением осадков. Это может быть изображено графически. На рис. 8 по горизонтальной оси отложено время. По вертикальной оси показаны как вертикальные движения всей земной коры (нижняя кривая), так и изменения высотного положения поверхности осадков (верхняя кривая). Колебания поверхности показаны условно, но выдержан их масштаб. Эти колебания столь малы, что уже при мощности отложений в не-

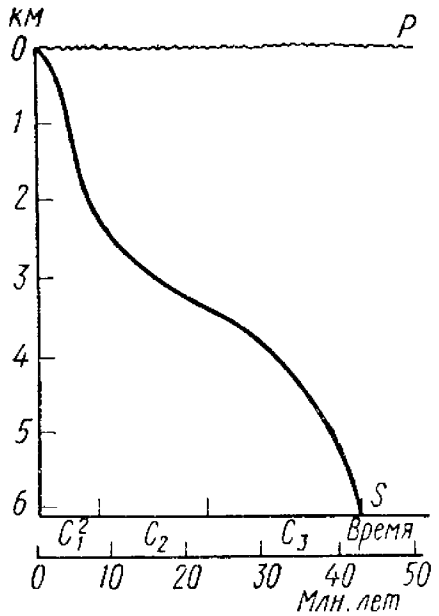


Рис. 8. График колебательных движений в Донбассе в течение среднего и позднего карбона: *P* — кривая морфологического выражения колебательных движений; *S* — кривая тектонических движений коры

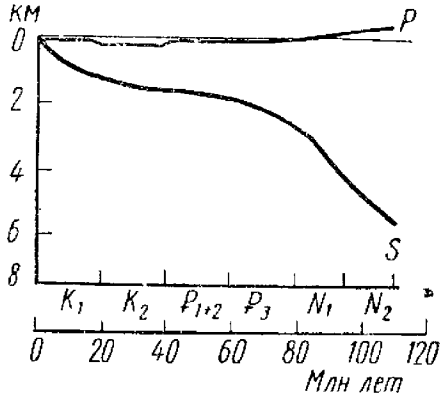


Рис. 9. График колебательных движений на Северном Кавказе (в районе г. Орджоникидзе). Обозначения те же, что на рис. 8

сколько сотен метров ими можно пренебречь и считать компенсацию прогибания накоплением вполне хорошей, а мощность рассматривать как меру тектонического прогибания. Это заключение будет тем более правильно, если рассматривать весь разрез угленосной толщи в целом. В этом случае максимальное возможное отклонение от компенсации, равное максимальному размаху повышений и понижений поверхности (50 м), составит меньше одного процента от общей мощности. К тому же такое отклонение явится весьма кратковременным, так как в процессе дальнейших быстрых колебаний поверхность осадков скоро вернется к тому положению, которое она занимала в самом начале накопления угленосной толщи, а это будет означать, что компенсация восстановилась.

Однако ясно, что если мы будем рассматривать весьма ограниченную часть разреза, мощность и продолжительность образования которой соизмеримы с амплитудой и периодом повышений и понижений поверхности, отклонения от компенсации могут оказаться весьма большими, а в момент резкого изменения глубины бассейна компенсация может полностью нарушиться и мощность уже не будет мерой прогибания.

Обратимся к разрезу мела и кайнозоя северного склона центральной части Главного Кавказского хребта (район г. Орджоникидзе) (рис. 9).

Для нижнемеловых отложений этого района, представленных мергелистыми и глинистыми песчаниками, песчанистыми глинами, а также мергелями и известняками, характерным минералом является глауконит. Исходя из условий его образования, можно считать, что глубина бассейна была около 100 м. Мощность нижнего мела 1100 м. Пока накапливались нижнемеловые отложения, глубина менялась мало и можно заключить, что в течение всего раннемелового времени осуществлялась хорошая компенсация прогибания накоплением.

Верхнемеловые известняки состоят почти исключительно из фораминифер и обломков призматического слоя иноцерамов Эти породы отложились на большей глубине, чем предыдущие, вероятно на глубине не менее 200 м. Мощность верхнего мела 300 м. Опять же, поскольку глубина в течение позднего мела существенно не менялась, компенсация выдерживалась.

Но с переходом от раннего к позднему мелу глубина бассейна возросла на 100 м. Поэтому если в рассмотрение включить не только верхний мел, но и породы самой кровли нижнего мела, то при мощности осадков около 300 м истинный размер прогибания с конца раннего до конца позднего мела будет 400 м. Это означает отклонение от компенсации прогибания накоплением осадков на 25%. Но этот процент будет увеличиваться, если в рассмотрение будет вовлечена не вся мощность верхнего мела, а часть ее. Например, от конца раннего до середины позднего мела при мощности разреза около 150 м истинный размер прогибания будет 250 м и, следовательно, нарушение компенсации достигнет уже 40%. С другой стороны, если вовлечь в рассмотрение не только весь верхний мел, но и весь нижний мел, то суммарно за весь меловой период (общая мощность 1400 м) отклонение от компенсации, учитывая увеличение глубины за это время на 100 м, не превысит 7%.

В предгорьях Центрального Кавказа палеоцен, эоцен и нижний олигоцен представлены мергелями мощностью около 170 м. Выше залегает майкопская свита (средний и верхний олигоцен и нижний миоцен), состоящая из 850 м глин. Вышележащие отложения миоцена, вплоть до нижних слоев верхнего сармата включительно, представлены морскими мелководными песчано-глинистыми осадками, мощность которых около 2000 м. Верхние слои верхнего сармата, мэотис и весь плиоцен (около 800 м) сложены континентальными отложениями, грубость которых увеличивается снизу вверх. Следовательно, поверхность осадков на Северном Кавказе в течение третичного времени поднималась. В конце миоцена поверхность земли поднялась над уровнем моря. Определяя по характеру пород глубину образования палеогеновых пород около 200 м и принимая, что континентальные отложения верхнего миоцена и плиоцена представляют собой осадки дельт и прибрежных низменных равнин, поверхность которых была поднята выше уровня моря не более чем на 100 м, можно заключить, что общая амплитуда поднятия поверхности земли не превысит 300 м. Мощность же третичных отложений доходит до 4000 м. Значит, только 7—8% всей мощности осадков накопились в результате нагромождения последних выше их первоначального уровня. Вся остальная мощность является результатом компенсации прогибания накоплением.

Однако, опять же, если мы будем рассматривать меньший отрезок разреза, включая в него время изменения высотного положения поверхности земли, то отклонения от компенсации будут возрастать. Если, например, рассматривать эпоху, которой отвечают 1000 м осадков морского миоцена и 400 м континентального неогена, то при мощ-

ности 1400 м прогибание достигнет лишь 1100 м и, следовательно, отклонение от компенсации будет измеряться уже 20%.

Обратимся к Восточно-Европейской платформе, где осадочные толщи, в отличие от Кавказской геосинклинали, имеют сравнительно малую мощность.

По грубому подсчету за время от среднего девона до казанского века пермского периода включительно в Поволжье накопилось свыше 2000 м осадков. Глубина же бассейна в казанское время не отличалась от глубины его в начале девона: в обоих случаях она была чрезвычайно мала и измерялась десятками метров. Следовательно, в целом для среднего и верхнего палеозоя имела место хорошая компенсация прогибания накоплением

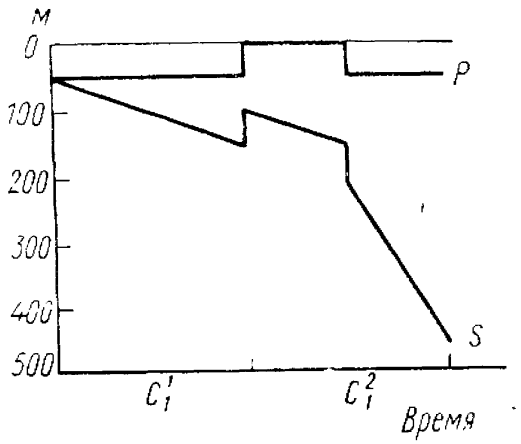


Рис. 10. График колебательных движений для турнейского и визейского ярусов на Восточно-Европейской платформе. Обозначения те же, что на рис. 8

Но рассматривая более короткие отрезки времени, мы получим, как и в предыдущих примерах, несколько иные соотношения.

Рассмотрим, например, отдельно разрез турне и визе. Первый сложен мелководными известняками мощностью 100 м, второй — угленосной свитой мощностью 50 м. На рис. 10 изображен график происшедших в это время процессов. Глубина образования известняков принята в 50 м, а угли отлагались на уровне моря. После того как накопилось 100 м известняков, подошва их опустилась на глубину 150 м. Потом произошло обмеление и поверхность осадков поднялась до нулевого уровня, а их подошва — до уровня 100 м. После накопления угленосных отложений подошва известняков оказалась снова на глубине 150 м. Следовательно, при мощности осадков 150 м тектоническое прогибание измерялось всего сотней метров, т. е. компенсация имела место на 70%, а 30% связаны с изменением глубины бассейна (с некомпенсированным нагромождением осадков).

После угленосной свиты визе накапливались визейские же известняки, мощность которых 250 м. Поскольку известняки рифогенные, глубина их образования около 50 м. Следовательно, наступило углубление бассейна на 50 м и новое прогибание, компенсированное накоплением в 250 м. В результате суммарно за турне и визе получаем полную компенсацию прогибания накоплением: размер прогибания и мощность накопленных осадков одинаково равны 400 м.

Аналогичное рассмотрение многих других геологических разрезов приводит к выводу, что в большинстве случаев во взаимоотношении между тектоническим прогибанием земной коры и накоплением осадков проявляется общая тенденция, состоящая в компенсации прогибания накоплением. Эта тенденция проявляется тем лучше, чем более мощный отрезок геологического разреза рассматривается. Она может нарушаться при рассмотрении коротких отрезков геологического разреза, если к тому же в последовательности пород, входящих в этот отрезок, отразилось изменение батиметрического уровня образования осадков, т. е. повышение или понижение земной поверхности.

То же рассмотрение показывает, что временами и местами случаются значительные отклонения от компенсации, связанные с обра-

зованием «пустых» впадин, когда объема поступающего осадочного материала оказывается далеко не достаточно, чтобы заполнять очень быстро растущий тектонический прогиб земной коры.

Например, в районе Ишимбая в Приуралье известны массивы рифовых известняков (так называемые «шиханы») сакмарского и артинского возраста. Мощность их достигает 1200 м. Вплотную к востоку

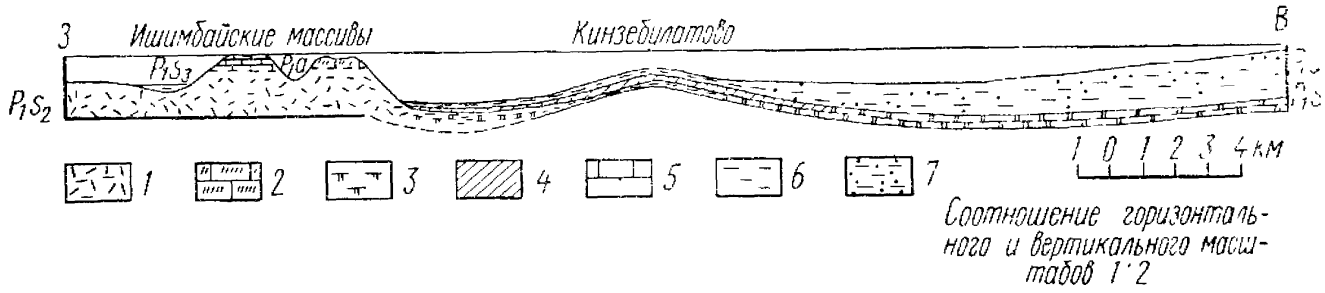


Рис. 11. Стратиграфический профиль сакмарских и артинских отложений в Ишимбайском Приуралье (по Б. М. Келлеру). Сакмарские отложения: *1* — массивные рифовые известняки тингского и тастубского горизонтов; *2* — массивные рифовые известняки стерлитамакского горизонта; *3* — доломиты, мергели, аргиллиты; *4* — те же породы, относящиеся к стерлитамакскому горизонту. Артинские отложения: *5* — массивные рифовые известняки; *6* — мергели и аргиллиты; *7* — мергели и аргиллиты с прослоями песчаников

от них сакмарский и артинский ярусы представлены серией глин, мергелей и доломитов мощностью всего 200 м. Одна фация переходит в другую быстро, но постепенно, без разрыва сплошности земной коры на этом участке (рис. 11). Единственно возможное толкование состоит в том, что весь участок, включающий обе фации отложений, опустился как целое в течение сакмарского и артинского веков на 1200 м. Но если в зоне «шиханов» это опускание компенсировалось накоплением рифовых известняков, то в зоне глинисто-мергельных фаций накопление сильно отставало от опускания: пород этих фаций накопилось всего 200 м, следовательно, здесь образовалась «пустая» впадина глубиной 1000 м.

Как мы увидим дальше, в развитии геосинклиналей существует стадия, которая характеризуется чрезвычайно быстрым ростом внутригеосинклинальных прогибов. В это время в них отлагаются породы, которые свидетельствуют о большой глубине морского бассейна, достигающей, быть может, нескольких километров (радиоляриты, яшмы и др.). Во время перехода к этой стадии кремнистых осадков от предыдущей стадии мелководных отложений компенсация прогибания накоплением значительно нарушалась.

Однако такие крупные отклонения от основной тенденции всегда оказываются ограниченными как на площади, так и во времени. Отклонение от компенсации в районе Ишимбая наблюдается лишь на небольшой площади. Еще более важно то, что уже в течение следующего за артинским кунгурского века компенсация полностью восстановилась: «пустая» впадина заполнилась лагунными кунгурскими отложениями мощностью 1000 м. А поскольку для более ранних веков позднего и среднего карбона заметных нарушений компенсации нигде в этом районе не наблюдалось, следует считать описанное нарушение компенсации эпизодом не только сугубо местным, но и временным, приуроченным только к сакмарскому и артинскому векам, продолжительность которых, вероятно, не более 5—7 млн. лет. В геосинклиналях «пустые» прогибы существуют, возможно, дольше — в течение нескольких десятков мил-

лионов лет, — но и они на предыдущих и последующих стадиях развития геосинклинали компенсируются накоплением. Кроме того, следует принять во внимание, что такие «пустые» прогибы образуются только там, где существует эвгеосинклинальный режим (см. гл. 15), занимающий всегда ограниченную площадь внутри геосинклинальных зон.

Существование указанной общей тенденции подтверждается способом, который интересен тем, что в нем избегается необходимость опираться на определение глубины образования того или иного конкретного осадка, и таким образом мы освобождаемся от опасности ошибок в этом всегда в той или иной мере дискуссионном вопросе.

Попробуем сопоставить распределение мощностей различных по возрасту и составу отложений для длительного промежутка геологического времени и для значительной площади, например для палеозоя и мезозоя Восточно-Европейской платформы. Это сделано отчасти на прилагаемой серии схем (рис. 12, 13, 14, 15, 16).

Сравнивая эти схемы между собой, мы видим, что план распределения мощностей отложений, т. е. мест относительно большего и меньшего накопления, остается весьма устойчивым в течение сотен миллионов лет. В одних и тех же местах накапливались отложения либо относительно большей, либо относительно меньшей мощности, хотя состав осадков и физико-географические условия их образования многократно менялись. Начиная с верхнего палеозоя и до конца мезозоя относительно большие мощности образуют полосу от Каспийского моря на юге до низовьев р. Печоры на севере. От этой полосы залив относительно больших мощностей отходит на запад — в Московскую синеклизу. Во все стороны от указанных областей мощности отложений уменьшаются. Но южнее широтного «мыса» Воронежской антеклизы мощности снова возрастают.

Во многих деталях распределение мощностей от системы к системе менялось, но этот общий план удивительно устойчиво сохранялся и при этом в полном противоречии с изменчивостью фациального режима: в течение рассматриваемого промежутка времени на Восточно-Европейской платформе отлагались и известняки разных типов, и мергели, и мел, и разные пески и глины, и лагунные гипсоносные и соленосные осадки, и континентальные красноцветы.

Этот пример относился к платформенным условиям. Но оказывается, что в геосинклиналях мы наблюдаем длительную устойчивость плана распределения мощностей. На рис. 17—19 приведены схемы распределения мощностей для Кавказа для трех стратиграфических подразделений с юры до палеогена. Легко видеть, что в течение всего этого промежутка времени в Большом Кавказе выделялись две зоны относительно большего накопления — южная (осевая часть современного хребта и его южный склон) и северная. Между ними протягивалась узкая зона меньшего накопления. Этот план выдерживался несмотря на то, что фациальная обстановка многократно и значительно менялась.

Если бы тенденции к компенсации не было и отложения накапливались не в соответствии с амплитудой прогибания, а беспорядочно, то при сопоставлении разных стратиграфических подразделений мы не уловили бы никакой устойчивой правильности в расположении областей бо́льших и меньших мощностей. Их распределение на площади менялось бы от одного стратиграфического подразделения к другому. Во всяком случае мы наблюдали бы коренное изменение в расположении областей бо́льших и меньших мощностей с каждой сменой фациальной обстановки. Действительно, если не размер прогибания земной коры

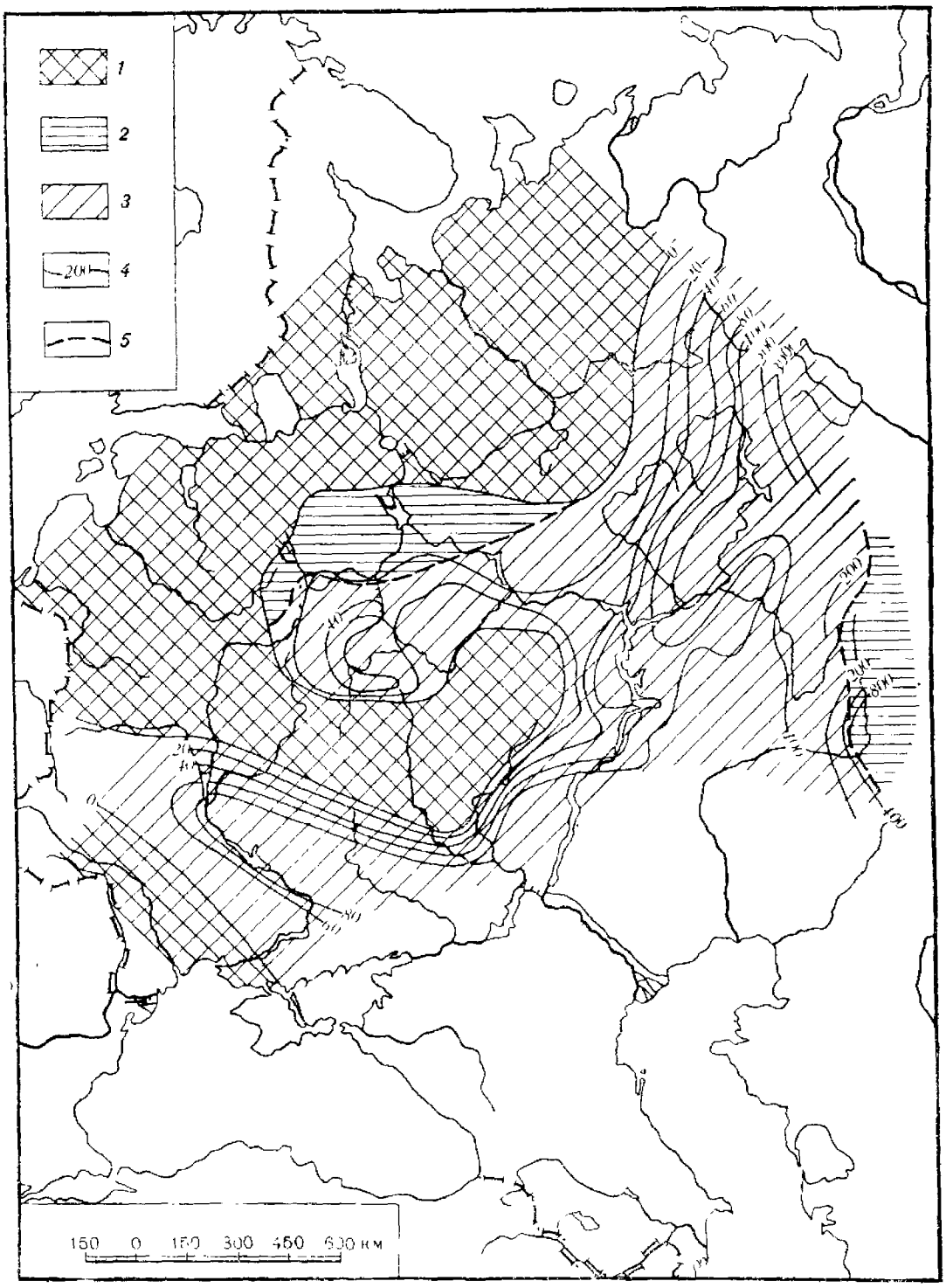


Рис. 12 Схема фаций и мощностей турнейских отложений на Восточно-Европейской платформе (по А. Б. Ронову и Атласу литолого-фациальных карт Русской платформы): *1* — области размыва; *2* — пески и глины; *3* — известняки, доломиты и глины; *4* — линии равных мощностей (в метрах); *5* — границы фациальных зон

регулирует мощность, то последняя должна зависеть всецело от физико-географической (фациальной) обстановки, от того, что физико-географические условия для образования данного осадка в одном месте более благоприятны, а в другом — менее благоприятны. Но тогда с переходом от одной фации осадков к другой расположение мест, благоприятных и неблагоприятных для накопления, менялось бы.

Если мы хотим найти в современной обстановке области, в которых наблюдается общая компенсация прогибания накоплением, их следует искать в мелководных морских бассейнах с выровненной поверх-

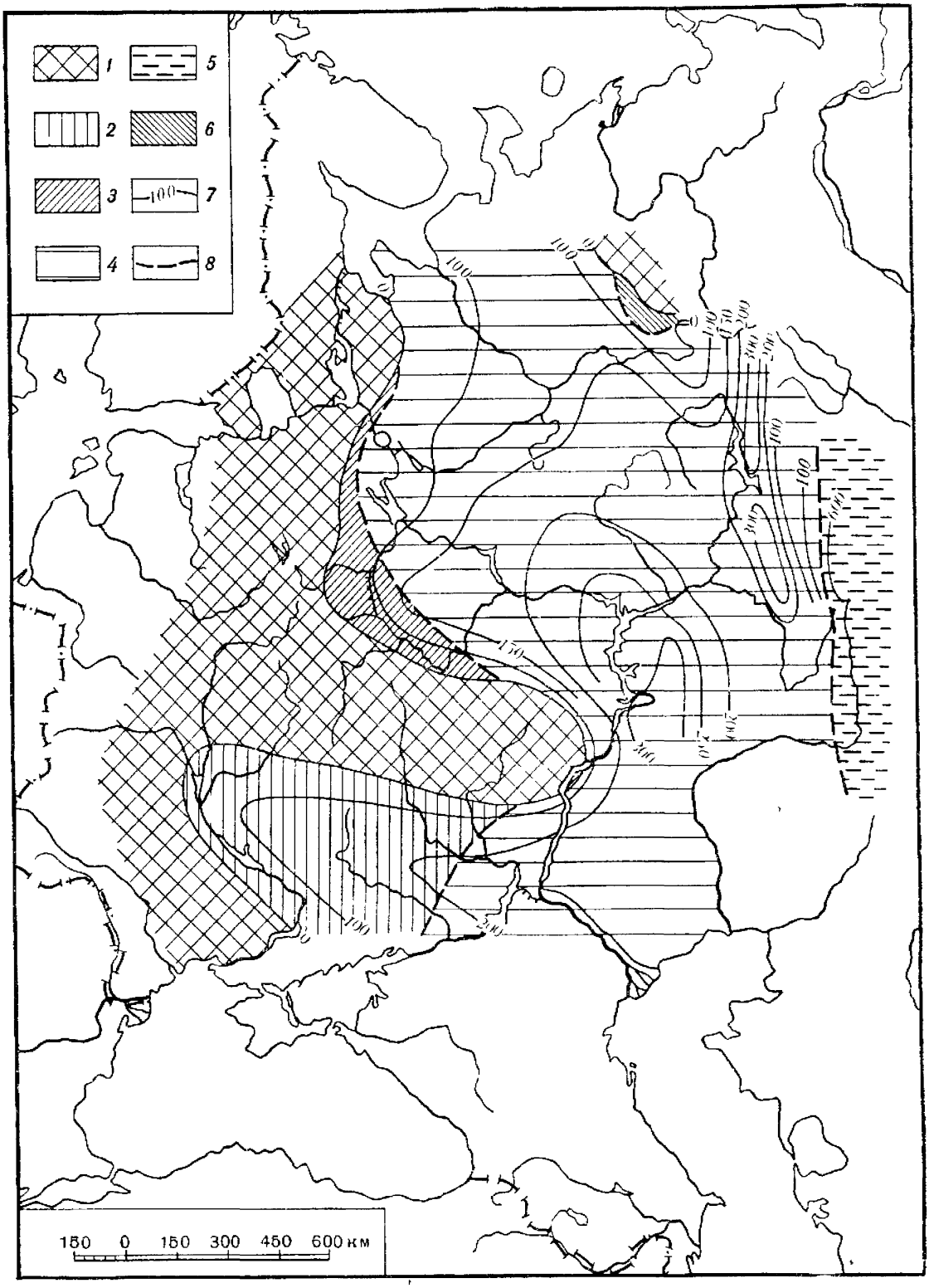


Рис. 13. Схема фаций и мощностей верхнего карбона на Восточно-Европейской платформе (по А. Б. Ронову и Атласу литолого-фациальных карт Русской платформы): *1* — области размыва; *2* — глины, песчаники, угли, известняки; *3* — глины, известняки, доломиты; *4* — известняки и доломиты; *5* — песчаники, глины, конгломераты; *6* — лагунные отложения; *7* — изолинии мощностей (в метрах); *8* — границы фациальных зон

ностью дна. Таковы зоны шельфа, где глубины мало меняются и обычно не превышают 200 м. В континентальной обстановке областями с выровненной поверхностью являются слабо наклоненные к морю прибрежные аллювиальные равнины (преимущественно дельты).

Геофизические и буровые данные показывают, что мощность отложений на шельфах и аллювиальных равнинах весьма различна в разных местах. Выровненность же их поверхности свидетельствует о хорошей компенсации накоплением неравномерного опускания земной

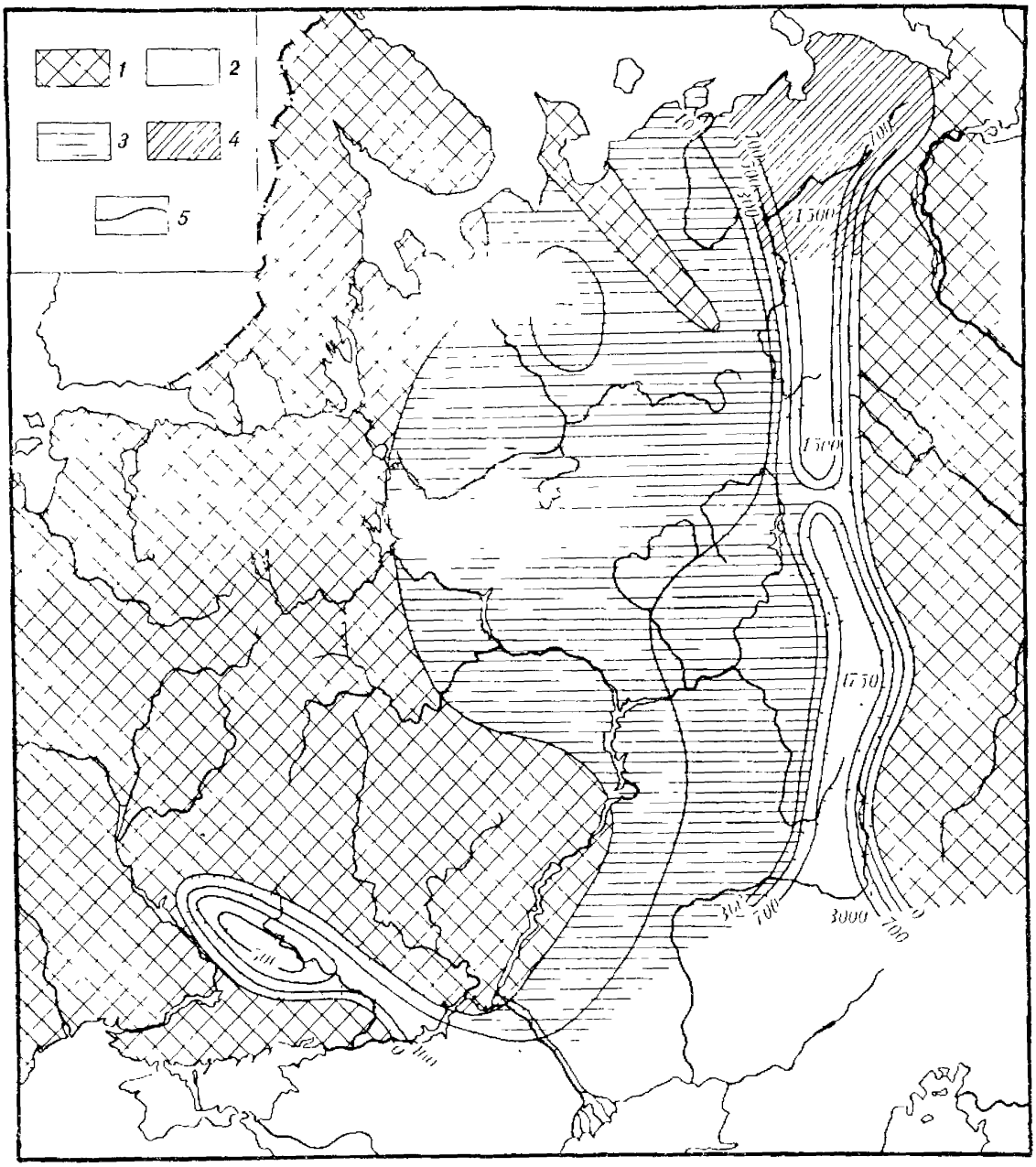


Рис. 14. Схема фаций и мощностей артинского яруса нижней перми на Восточно-Европейской платформе (по А. Б. Ронову и Атласу литолого-фациальных карт Русской платформы): *1* — области размыва; *2* — пески и глины; *3* — известняки и доломиты; *4* — угленосные отложения; *5* — изолинии мощностей (в метрах)

коры. Изучение условий образования различных осадочных горных пород в геологических разрезах показывает, что именно с этими двумя обстановками — с шельфами и аллювиальными равнинами — мы преимущественно и встречаемся в геологических разрезах на материках. Компенсация заведомо отсутствует в океанических впадинах. Но о последних мы условились говорить отдельно.

Имеется ли аналогичная тенденция к компенсации тектонических движений поверхностными процессами в областях поднятия земной коры? Нивелируются ли тектонические поднятия денудационными процессами подобно тому, как прогибы нивелируются накоплением осадков?

На первый взгляд на этот вопрос следует ответить отрицательно: на земном шаре существует сейчас большое число горных хребтов, что как будто указывает на отсутствие в этом случае явления компенсации.

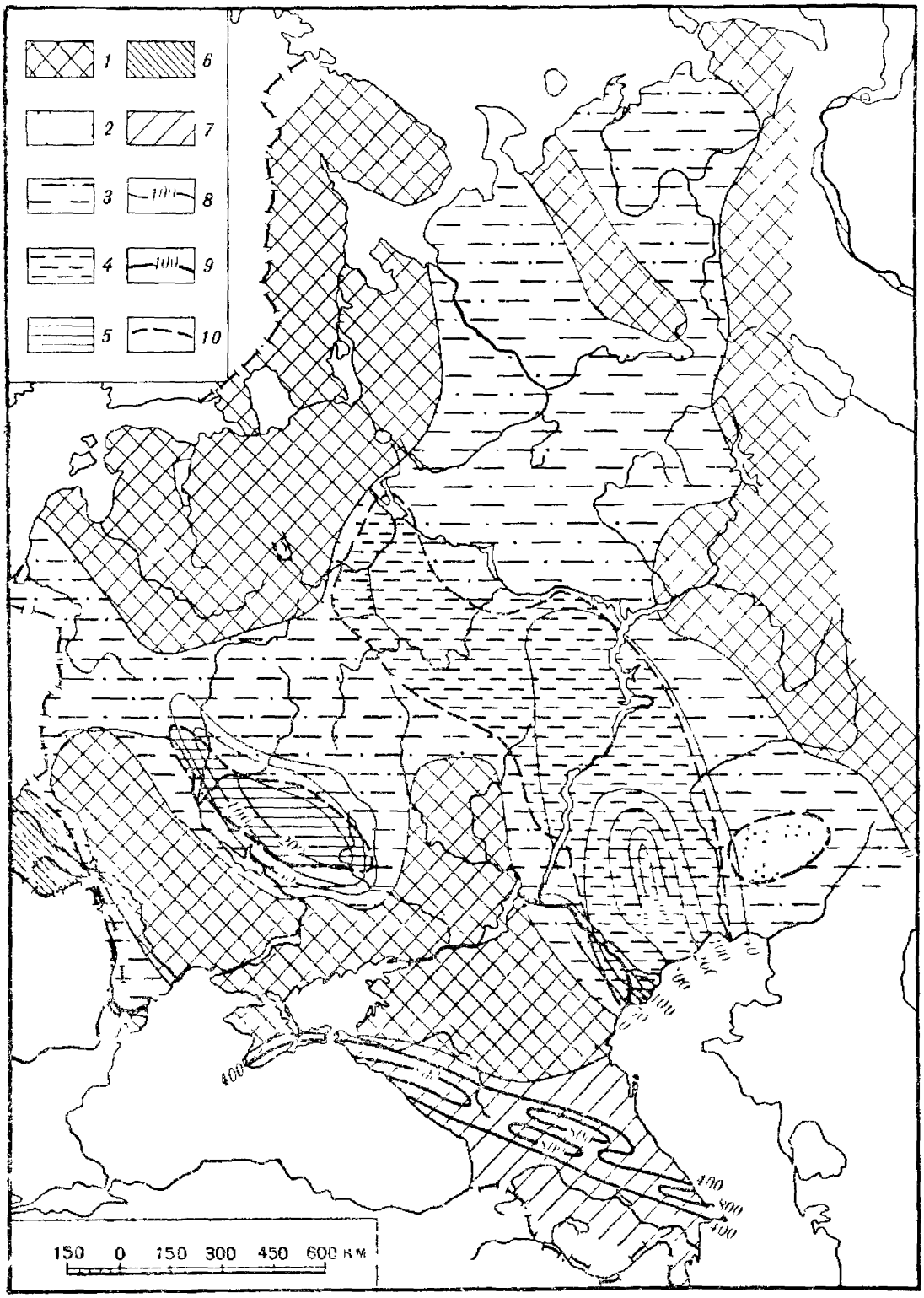


Рис. 15. Схема фаций кимериджских отложений и мощностей всей верхней юры на Восточно-Европейской платформе (по А. Б Ронову и Атласу литолого-фациальных карт Русской платформы): *1* — области размыва; *2* — пески; *3* — пески и глины; *4* — глины; *5* — мергели, глины, пески; *6* — мергели; *7* — известняки, мергели, глины, *8* — изолинии мощностей через 50 и 100 м; *9* — изолинии мощностей через 400 м; *10* — границы фациальных зон

Однако современный рельеф, как мы видели, геологически очень молод. Он существует всего лишь 10—15 млн. лет. Более древний рельеф не сохранился. Нигде в геологических разрезах мы не находим погребенных горных хребтов, которые по своему размеру могли бы сравниться с Кавказом или Тянь-Шанем, или Андами. В некоторых

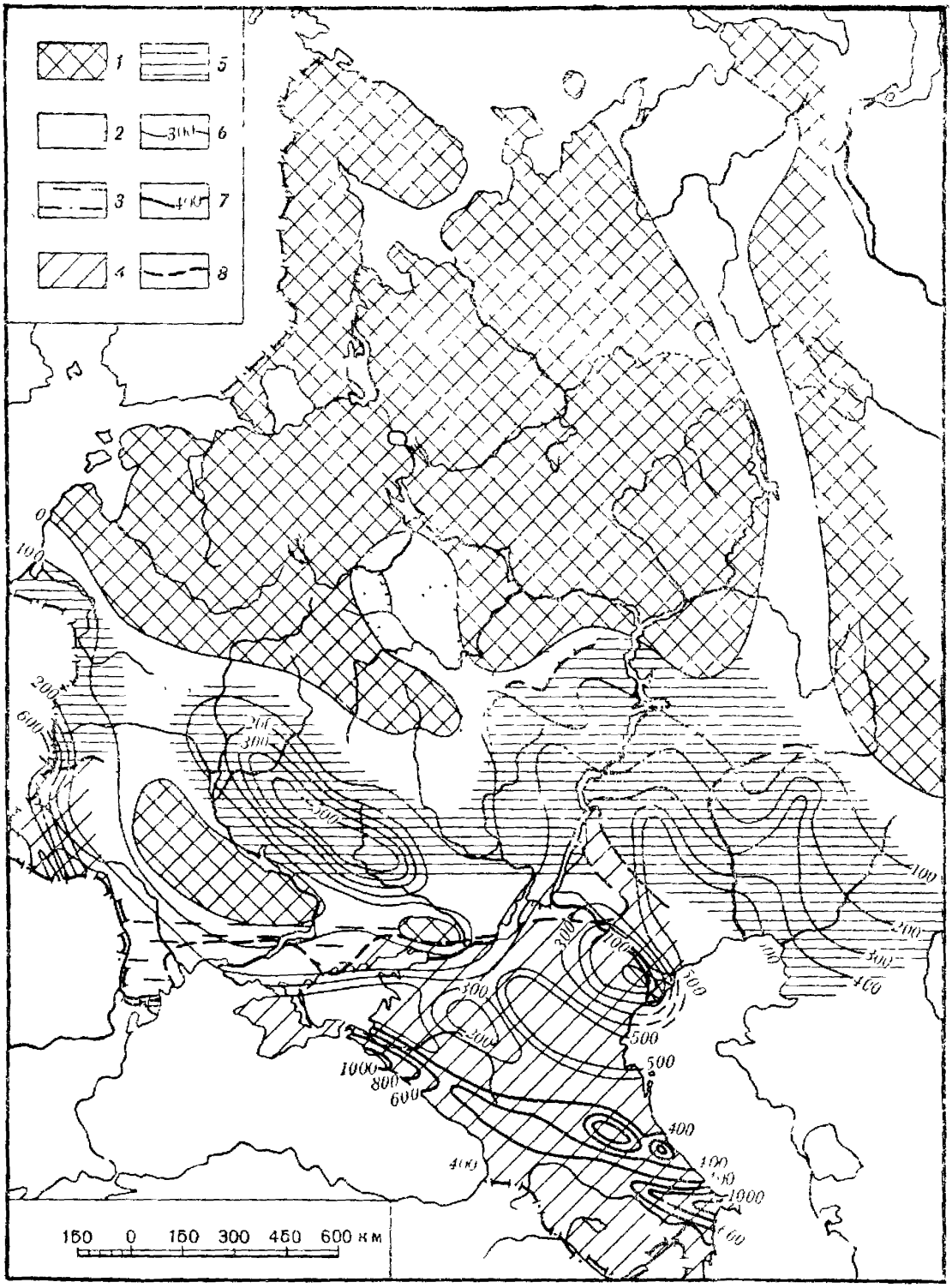


Рис. 16. Схема фаций сантона, кампана и маастрихта и мощности всего верхнего мела на Восточно-Европейской платформе (по А. Б. Ронову и Атласу литолого-фациальных карт Русской платформы): *1* — области размыва; *2* — пески; *3* — пески и глины; *4* — мергели, известняки, глины; *5* — мел, мергели, глины, опоки; *6* — изолинии мощностей через 100 м; *7* — изолинии мощностей через 200 м; *8* — границы фациальных зон

районах известны погребенные формы рельефа, но это всего лишь мелкие долины, карстовые воронки, низкий мелкосопочник.

Между тем не подлежит сомнению, что высокие горы существовали на поверхности земли и в былые геологические периоды. Например, на месте Урала в позднем палеозое находился горный хребет значительно более высокий, чем современный. Горная страна в то время существовала и на месте современной Западно-Сибирской низменности. На месте современной Русской равнины в протерозое также были горы.

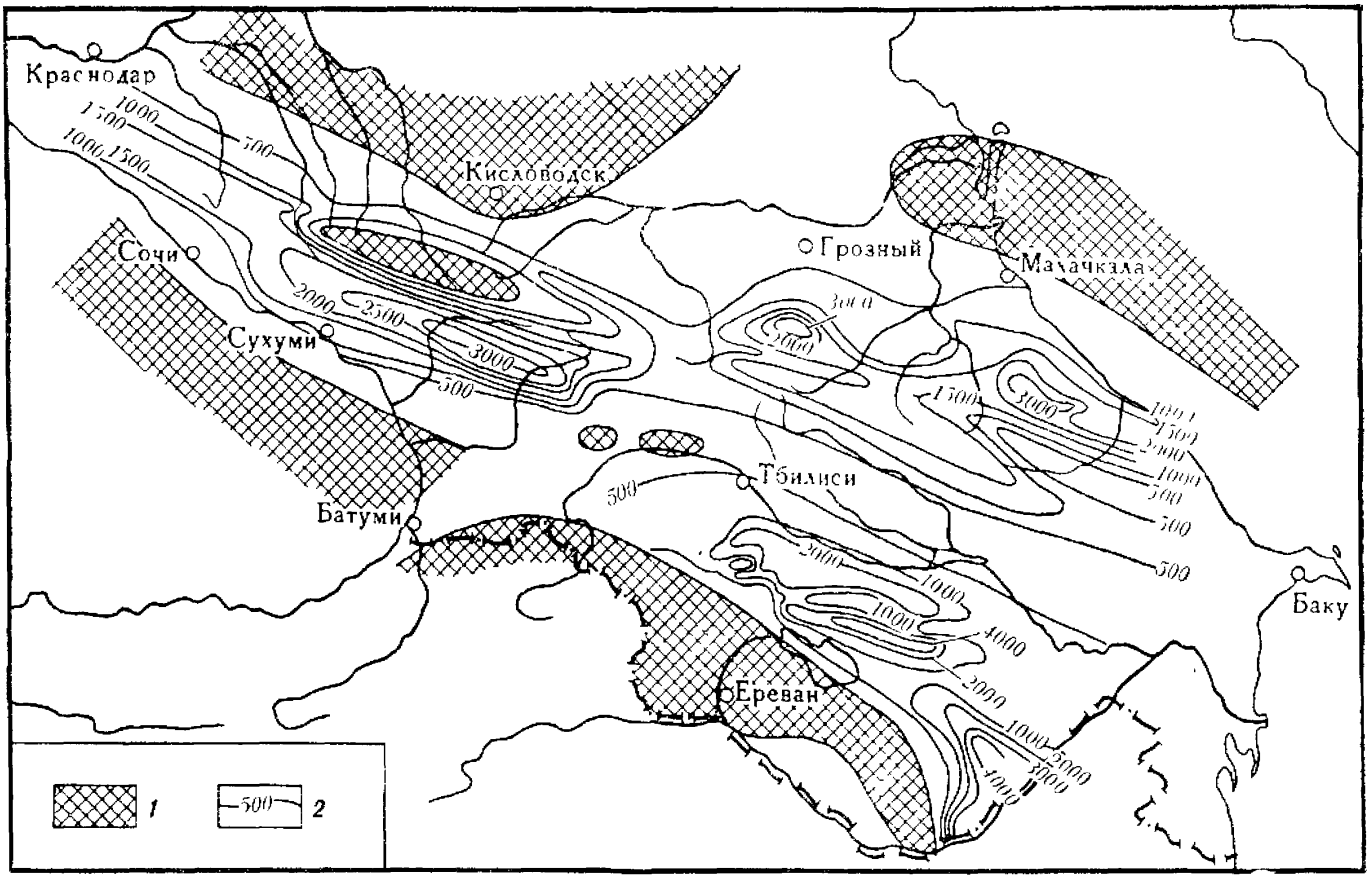


Рис. 17. Схема мощностей средней юры на Кавказе (по И. В. Кирилловой и А. А. Сорскому, с изменениями): *1* — область нулевых мощностей; *2* — изолинии мощностей

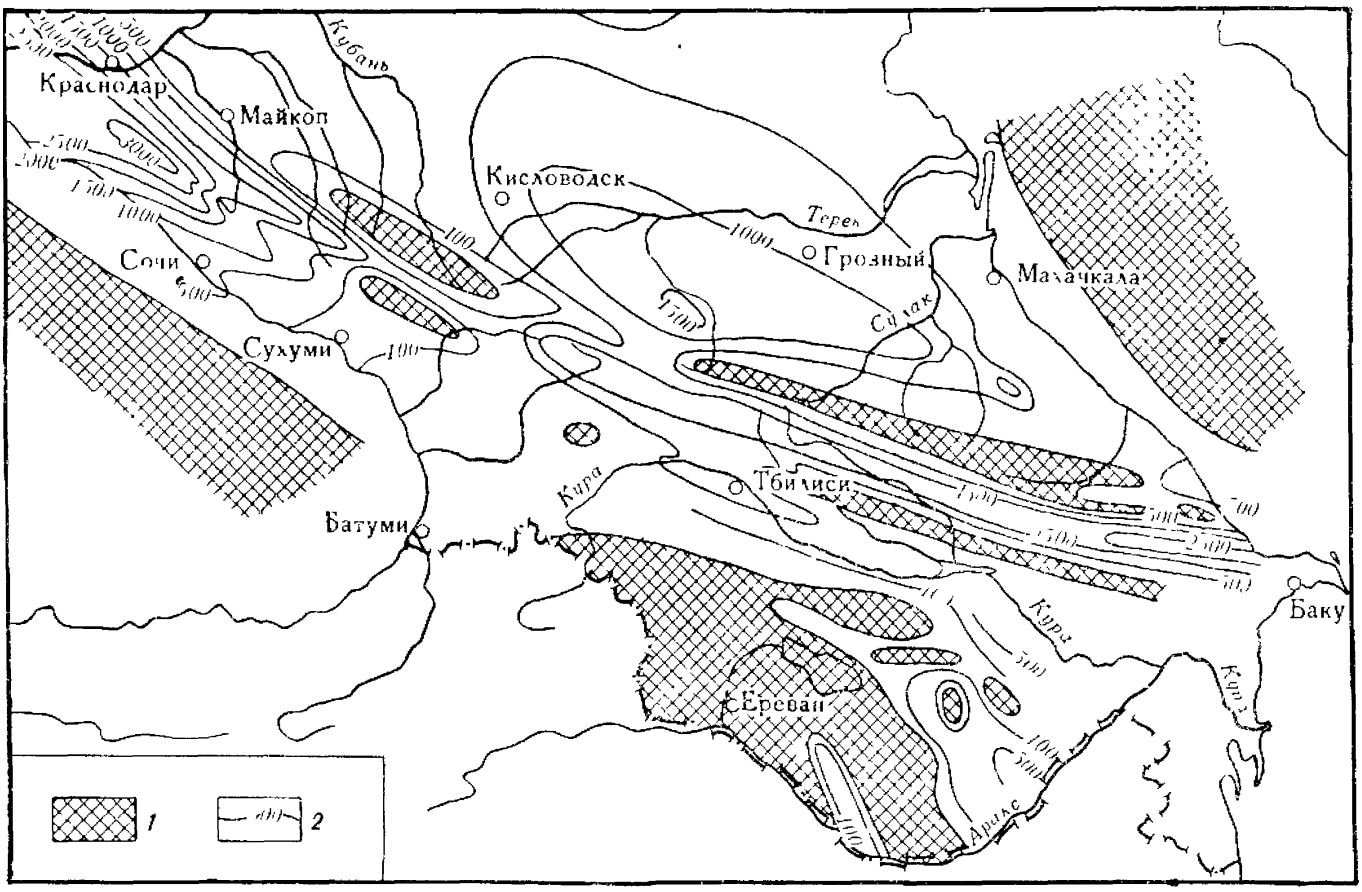


Рис. 18. Схема мощностей нижнего мела на Кавказе (по И. В. Кирилловой и А. А. Сорскому, с изменениями): *1* — область нулевых мощностей; *2* — изолинии мощностей

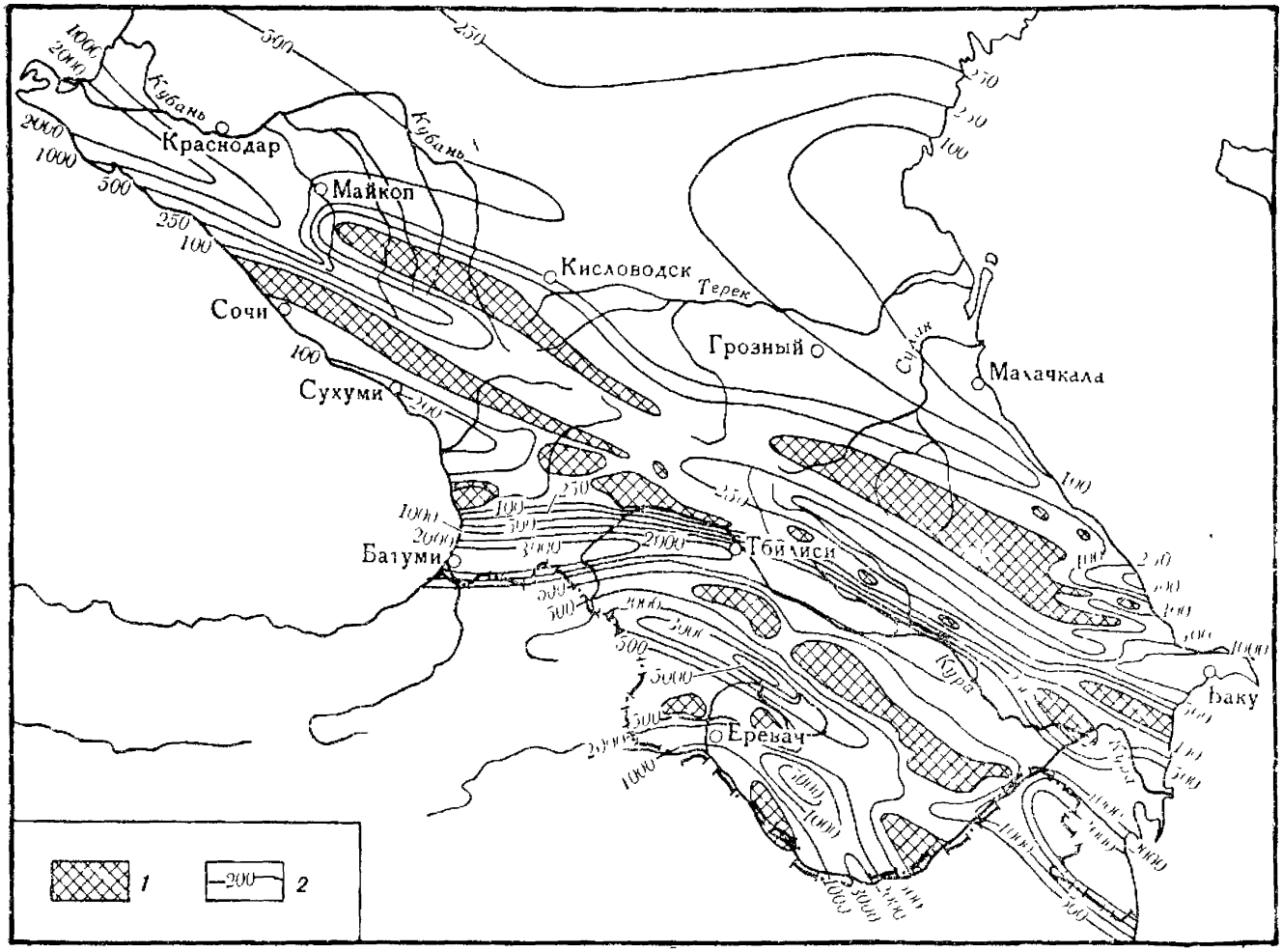


Рис. 19 Схема мощностей палеоцена и эоцена на Кавказе (по И. В. Кирилловой и А. А. Сорскому, с изменениями): *1* — область нулевых мощностей; *2* — изолинии мощностей

Во всех таких случаях наличие древних гор устанавливается не по погребенным формам рельефа, а по продуктам их разрушения, например по грубым отложениям молассовой формации. В течение недолгого геологического времени горы оказываются полностью срезанными денудацией, и последующие осадки отлагаются там, где были горы, уже на выровненной поверхности.

Таким образом, в перспективе геологического времени не только прогибы, но и поднятия компенсируются денудацией. А существование современного высокого рельефа горных областей представляет местное и, главное, временное отклонение от компенсации, аналогичное также местному и временному, но обратному по знаку отклонению, наблюдаемому в областях опускания.

Следовательно, можно сказать, что в пределе в геологический разрез переходит выровненная поверхность земли: впадины оказываются заполненными осадками, выпуклости срезаются денудацией. Рельеф в конце концов уничтожается, а в геологическом разрезе остаются только его следы.

Но геолог не должен забывать, что это лишь самая общая закономерность и что там или здесь он может встретить отклонения от нее в ту или другую сторону в виде некомпенсированного изменения глубины морского бассейна или небольших захороненных в осадочных толщах древних форм рельефа.

Глава 6

КОЛЕБАТЕЛЬНЫЕ ДВИЖЕНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ФОРМИРОВАНИЕ МОЩНОСТЕЙ И ФАЦИЙ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД

ФОРМИРОВАНИЕ МОЩНОСТЕЙ ОТЛОЖЕНИЙ

Общая тенденция к компенсации прогибания накоплением требует объяснения. Первое предположение, которое может быть высказано, состоит в том, что земная кора прогибается под тяжестью осадков: там, где их накапливается больше, кора прогибается глубже; там, где их меньше, амплитуда прогибания меньше.

Легко показать, однако, что попытка связать вертикальные движения коры с изменением веса ее поверхностных слоев приводит к результатам, противоречащим тому, что наблюдается в природных геологических разрезах. Объемный вес осадочных пород значительно меньше объемного веса подкорового субстрата, который должен быть выдавлен из-под прогибающейся коры. Плотность осадочных пород около 2,5 г/см^3, а плотность подкорового материала 3,3 г/см^3. Следовательно, если даже пренебречь сопротивлением коры изгибу, кора никогда не может прогнуться под тяжестью осадков на величину их мощности. На каждые 100 м осадков она прогнется, как показывают приведенные цифры плотностей, не больше чем на 75 м. Это означает, что если накопление началось в море на некоторой глубине, то в дальнейшем морской бассейн должен мелеть и в конце концов окажется целиком заполненным осадками. Таким образом, смена характера осадков может быть только регрессивной. Если первоначальная глубина была небольшой, то нет условий для накопления мощных толщ морских осадков. Например, если начальная глубина была 200 м, то при мощности осадков 800 м бассейн окажется заполненным. Только в случае очень глубокой первоначальной впадины в ней может накопиться мощный осадочный разрез. Но, повторяем, он должен быть регрессивным и, кроме того, образование исходной впадины остается без объяснения. Не объясняется также и превращение области накопления в область размыва. Очевидно, что эта теоретическая картина совершенно не соответствует тому, что наблюдается в природных разрезах с их сложной сменой трансгрессивных и регрессивных серий осадков, с постоянными изменениями глубины бассейна, с признаками поднятий на месте предшествующих опусканий и с образованием новых прогибов там, где раньше были поднятия.

По тем же причинам поднятия земной коры нельзя связать с уменьшением ее веса в результате смыва поверхностных слоев. Смытые легкие породы будут компенсироваться подтоком на глубине более тяжелого материала. В связи с этим выпуклость коры будет размываться с поверхности скорей, чем происходит поднятие, и выпуклость будет становиться все ниже. Весь процесс остановится, когда на поверхности будет выработан пенеплен. И эта картина также не имеет ничего общего с реальной сложной историей рельефа земной поверхности.

Таким образом, изменение веса поверхностных слоев коры не может явиться источником колебательных движений земной коры. Колебательные движения должны иметь глубокую причину, не зависящую от поверхностных процессов накопления и размыва. Наоборот, эти последние процессы определяются колебательными движениями коры, ее поднятиями и опусканиями.

Этот вывод подтверждается и той устойчивостью плана распределения больших и меньших мощностей отложений, о которой мы говорили выше, опираясь на примеры Восточно-Европейской платформы и Кавказа. Действительно, если прогибание земной коры вызывалось бы тяжестью осадков, то скорость прогибания зависела бы от скорости накопления. Но расположение участков более быстрого и более медленного накопления осадков должно неминуемо меняться с изменением фаций отложений. Каждый осадок накапливается быстрее там, где для его накопления имеются более благоприятные физико-географические условия. С переходом же от осадков одной фации к осадкам другой фации, быстрота накопления которой определяется иными факторами, расположение мест более и менее быстрого накопления должно меняться. Поэтому если прогибание земной коры зависело бы от скорости отложений осадков, то с каждой переменой фациальной обстановки план распределения больших и меньших мощностей должен был бы коренным образом меняться. Этого, однако, нет. Устойчивость плана расположения бо́льших и меньших мощностей, не зависящая от фациальной обстановки, указывает на существование более общей причины, определяющей мощность осадков. Такой причиной могут быть только колебательные движения земной коры.

Чтобы осветить характер связи между колебательными движениями коры и формированием осадочных толщ с их мощностью и составом, рассмотрим, что делается с обломочным материалом, сносимым с размываемой суши в расположенный рядом морской бассейн. Попав в последний, обломочный материал оказывается под влиянием движений водной среды. Среди этих движений повсеместное и постоянное распространение имеют колебания частиц воды, возникающие при волнении. Когда образуются волны (а в открытом море они образуются практически всегда, хотя размер их меняется), частицы воды движутся по некоторым замкнутым траекториям, которые вдали от берега являются круговыми, а вблизи берега, на мелководье, имеют вид более или менее уплощенных эллипсов. В открытом море частицы воды движутся вверх и вперед по направлению ветра и затем возвращаются обратно вдоль нижней ветви траектории. Близость берега заставляет волны отклоняться от направления ветра: верхняя часть эллипсовидной траектории в этих случаях направлена под большим углом к берегу; вдоль нижней части траектории частицы воды откатываются от берега.

С глубиной волновые колебания воды ослабевают и на некоторой глубине затухают. Колебания становятся практически ничтожными на глубине, равной длине волны: на этой глубине амплитуда колебаний становится равной 0,002 колебаний на поверхности, т. е. поверхностная волна высотой 5 м сменяется колебанием в 1 см. В открытом море при сильном продолжительном ветре длина волн достигает 150—200 м. Следовательно, эти же цифры характеризуют максимальную глубину проникновения волн, или глубину «базиса действия волн». С приближением к берегу и на мелководье длина волн уменьшается и одновременно уменьшается и глубина базиса действия волн. Последний имеет то значение, что устойчивое накопление осадков возможно только ниже него. Выше базиса осадки подвергаются непрерывному перемыванию и перемещению и в перспективе достаточно длительного времени должны быть в конце концов сброшены с возвышенных участков дна, поднятых над базисом действия волн, в более глубокие места. Таким образом, волновые колебания препятствуют поднятию дна (т. е. поверхности осадков) выше некоторого уровня. Волновые колебания как бы шлифуют дно, выравнивая его на определенной глубине.

Если в шельфовой области все пространство ниже базиса действия волн уже заполнено осадками, то вновь поступающий материал будет уноситься за пределы шельфа — на континентальный склон. Но как только в зоне шельфа произойдет опускание земной коры, под базисом действия волн откроется новое «пространство возможного накопления», в котором сможет задержаться и накопиться некоторая порция осадочного материала. Очевидно, что толщина этой порции осадков будет отвечать амплитуде прогибания земной коры при том условии, что принос обломочного материала достаточен, чтобы заполнить открывшееся пространство возможного накопления. Если некоторые участки шельфа будут подниматься, а другие опускаться, то с первых, как только их поверхность поднимется выше базиса действия волн, материал будет смываться и мощность его будет уменьшаться, а в пределах вторых осадки будут продолжать накапливаться и мощность их будет возрастать.

В этом и состоит природный механизм, стремящийся постоянно поддерживать соответствие между размером прогибания и мощностью накопленных отложений.

Очевидно, что точное соответствие между прогибанием и накоплением возможно лишь при соблюдении следующих условий:

а) глубина базиса действия волн не меняется;

б) осадочного материала достаточно, чтобы заполнить пространство возможного накопления;

в) волновые колебания размещают в пределах пространства возможного накопления материал с той же скоростью, с которой он приносится.

Эти условия в природе в точности не выдерживаются. Но наличие общей тенденции к компенсации показывает, что в большинстве случаев нарушения перечисленных условий приводят лишь к незначительным и временным отклонениям от компенсации прогибания накоплением.

Глубина действия волн меняется с изменениями силы ветра и конфигурации берега или всего бассейна, но изменения глубины по этой причине невелики (условие «а»).

Второе условие («б») лучше всего удовлетворяется в зоне морского шельфа. Сюда непосредственно сносится обломочный материал с прилегающей суши. Эта зона наиболее благоприятна также для жизнедеятельности организмов. Последнее обстоятельство обеспечивает достаточное количество органогенного материала для заполнения пространства возможного накопления, в случае если принос его с суши недостаточен.

Третье условие («в») в значительной мере повторяет первое. Интенсивность перемывания осадков на дне зависит от размера волн. В замкнутых бухтах или лагунах она много меньше, чем в открытом море. Однако даже при весьма энергичных волновых колебаниях воды перераспределение осадка на дне может отставать от приноса его, если скорость приноса очень велика. В этом случае поверхность осадков будет повышаться. Но перемывающее действие волн быстро возрастает с уменьшением глубины. Поэтому чем выше поднимается поверхность дна, тем большему воздействию со стороны волн она подвергается и тем затруднительнее становится дальнейшее нагромождение осадков.

Все же, как показывает изучение геологических разрезов, нагромождение осадков может привести к тому, что некоторый участок моря окажется целиком заполненным осадочным материалом и при сохра-

нении тех же условий поверхность последнего поднимется выше уровня моря. Дальнейшее накопление будет происходить уже в субаэральных условиях. Тут вместо подводных волновых колебаний вступают в действие агенты субаэральной денудации, которые обладают в целом большей энергией, чем волновые колебания, и которые поэтому в еще большей степени препятствуют повышению поверхности.

Все эти рассуждения позволяют заключить, что в природе имеется достаточно сильный механизм, обеспечивающий соответствие мощности отложений амплитуде прогибания земной коры. Действует он, однако, только в обстановке мелководья, в зоне морского шельфа, а также на низменных аллювиальных равнинах. Поскольку в геологических разрезах на современных материках, как уже упоминалось, решительно преобладают осадки, образовавшиеся именно в таких условиях, этот механизм имеет важное геологическое значение.

Здесь уместно остановиться на сравнении распределения древних осадков, образующих геологические разрезы, с условиями накопления современных осадков. Легко заметить, что для тех осадков, которые образуются сейчас, имеется очень сильная зависимость скорости их отложения от места и способа их образования. Возле устьев рек быстро нагромождаются массы обломочного материала. Так же быстро кораллы строят свои сооружения и поэтому коралловые известняки накапливаются много скорее, чем известняки-ракушечники или известняки химического происхождения, и т. п. По этим причинам мощность самых молодых осадков, образовавшихся на дне моря в течение четвертичного периода, сильно варьирует в зависимости от характера процесса образования осадка, от тех физико-географических условий, в которых осадкообразование протекает.

В то же время для древних геологических отложений мы констатировали обратную особенность: независимость мощности от физико-географической обстановки и подчинение мощности иному фактору — амплитуде прогибания земной коры.

Это различие становится понятным в свете условий длительного осадконакопления. Осадки, которые только что отложились на дне моря или на прибрежной аллювиальной равнине, еще не подвергались перемыванию и перераспределению. Они лежат еще там, куда были первоначально принесены, и их распространение на дне моря неравномерно; но волновые колебания воды в одних местах и субаэральная денудация в других вызывают перемывание осадков, которое в конечном счете, в перспективе геологического времени, приведет распределение мощностей в соответствие с амплитудой конечного прогибания земной коры.

Такое сопоставление современных процессов осадконакопления и их конечного результата, закрепленного в геологических разрезах, дает хороший пример статистического характера геологических закономерностей. В геологический разрез переходит усредненная картина распределения осадков и факторы, определяющие ее, уже не те, которые регулировали распределение осадочного материала в самом начале его отложения. В течение короткого времени медленно действующий фактор — колебательные движения земной коры — остается незаметным и на первый план выступают другие факторы, изменчивые, непостоянные, но бурно действующие, связанные с преходящими физико-географическими условиями. Но по мере того, как время идет и осадочный материал перераспределяется, влияние этих изменчивых условий уменьшается, поскольку они взаимно нейтрализуются, а на первый план выступает роль медленного, но постоянного фактора — размера прогибания земной коры.

Колебательные движения земной коры влияют на распределение не только мощностей, но и литологического состава отложений. В дальнейшем для литологического состава мы будем использовать термин «фация», вкладывая в него, однако, более узкий смысл, чем это принято обычно. Для нас здесь «фация» — это прежде всего литофация и в особенности те ее качества, которые позволяют судить об относительной удаленности места образования осадка от области размыва, т. е. от источника обломочного материала. Мы принимаем упрощенный перечень «фаций» в этом понимании, включающий для морских отложений галечники (конгломераты), пески (песчаники), глины и группу органогенных пород, объединяемых под названием известняков. Что касается обломочных известняков, то они рассматриваются совместно с терригенными породами (галечниками и песками). Кроме того, выделяется суммарно континентальная фация, в которую включены и угли и эвапориты.

Если континентальных отложений нет, то граница между областями размыва и отложения проходит по берегу моря и серия фаций осадков начинается от берега с наиболее грубых морских отложений. Если же накапливаются отложения континентальной фации, то граница между областями размыва и отложения проходит внутри суши и первой в серии фаций осадков вдоль этой границы образуется континентальная фация. С дальнейшим продвижением от границы размыва континентальная фация сменяется морскими.

Размещение фаций осадков на площади определяется процессами сортировки обломочного материала по грубости зерен, изменения ширины разноса всей массы обломочного материала, а также миграцией фациальных зон во времени и пространстве.

При отложении в субаэральных условиях сортировка обусловлена постепенным уменьшением транспортирующей энергии водных потоков по мере их скатывания по все более пологому уклону к базису эрозии. В результате уменьшения энергии на дно потока оседают сперва наиболее тяжелые зерна, а потом все более легкие и тонкие. Таким образом, возникает зональность в распределении континентальных осадков по грубости с удалением от границы размыва.

На этот процесс накладывается блуждание из стороны в сторону потоков по низменным аллювиальным равнинам, что приводит к очень широкому площадному распространению древних дельтовых и других аллювиальных отложений.

На дне моря сортировка материала по грубости зерна происходит под воздействием тех же волновых колебаний воды, которые влияют и на распределение мощностей осадков. Сортирующее воздействие волновых колебаний связано с тем, что в прибрежной зоне частицы воды, описывая траектории, движутся в сторону берега с большей энергией, чем при обратном движении. Потеря энергии связана с частичным расходом ее на преодоление внутреннего трения воды, на удары о береговые камни, а также с тем, что часть выброшенной с волной на берег воды просачивается сквозь песок и галечник пляжа и обратный свой путь совершает внутри наносов. В результате более энергичное движение волны к берегу прибивает к нему весь материал, передвижение которого доступно волнам данной силы, а менее энергичное откатывание воды относит от берега в глубь бассейна не весь материал, а только более легкие его фракции, оставляя у берега наиболее крупные и тяжелые обломки. То же повторяется и дальше от берега

в пределах всей той зоны, где поверхность осадков достижима для волновых колебаний. Так постепенно на дне бассейна формируются фациальные зоны, различающиеся грубостью осадков. Последние располагаются с удалением от области размыва в той последовательности, в какой они перечислены выше. За границей распространения обломочного материала мы попадаем уже в область отложения нетерригенных пород преимущественно органогенного происхождения (в нашем упрощенном списке фаций — известняков).

Из предыдущего видно, что сортировка материала и формирование фациальных зон, как и распределение мощностей, требует времени. Это объясняет наблюдаемые отличия в распределении по площади фаций древних и современных осадков. Любая карта донных осадков современных морей указывает на чрезвычайно сложное, пятнистое, размещение разных типов осадков.

В то же время, восстанавливая распределение осадков для древних геологических периодов, мы находим гораздо больший порядок: осадки одной фации покрывают сплошь и рядом весьма равномерно огромные площади, а разные фации размещаются полосами, следующими друг за другом в соответствии с грубостью зерна. Эта правильность, так же как и правильность в распределении мощностей, является следствием длительного перемывания осадков и их сортировки. В современных осадках такой процесс еще не успел завершиться. Поскольку, пока происходит перемывание осадков, конфигурация и положение берега, глубина моря, места выноса грубого материала с суши и прочие местные физико-географические условия неоднократно меняются, эти условия в перспективе геологического времени осредняются и пестрота в распределении осадков сменяется упорядоченностью. Это — еще один пример статистического характера геологических закономерностей.

Важное значение для понимания процессов формирования фациальных зон имеет знание условий, определяющих ширину разноса терригенного материала по дну бассейна. Палеогеографические схемы показывают, что с переходом от одной геологической эпохи к другой меняется ширина распространения обломочного материала: в одних случаях он концентрируется в узкой зоне вокруг области размыва, а дальше от нее сменяется органогенными осадками, в других — покрывает дно бассейна в очень широкой полосе.

Поскольку в результате перераспределения по дну волновыми колебаниями воды весь обломочный материал, как мы видели, в конце концов оказывается включенным в пространство возможного накопления под базисом действия волн, ширина конечного распространения этого материала определяется отношением между скоростью прогибания земной коры в области накопления и скоростью приноса обломочного материала с области размыва. При постоянной скорости прогибания коры в области накопления ускорение приноса обломочного материала приводит к расширению зоны его разноса, а замедление его приноса — к сокращению той же зоны. С другой стороны, при замедлении прогибания в области накопления, в условиях равномерного приноса материала, последний будет распределяться на более широкой площади, а при ускорении прогибания он займет внутри пространства возможного накопления более узкую зону.

Но скорость приноса материала в первую очередь зависит от скорости поднятия области размыва, так как большее поднятие ведет к усилению эрозионной деятельности водных потоков. Поэтому можно сказать, что ширина разноса обломочного материала зависит от отношения между скоростью поднятия в области размыва и скоростью опу-

скания в области накопления. Увеличение скорости поднятия области размыва ведет к расширению зоны разноса и к тому же результату ведет замедление прогибания в области накопления. К обратному результату — к сокращению ширины разноса — ведут замедление поднятия области размыва и ускорение прогибания в области накопления. Одновременно меняется ширина зон, занятых обломочными осадками разных фракций. Изменение ширины разноса обломочного материала от одного стратиграфического подразделения к другому обусловливает перемежаемость пород различных фаций в геологическом разрезе (рис. 20). Слоистое чередование разных осадков в разрезе может рассматриваться как отражение изменений отношения между скоростью поднятия в области размыва и скоростью прогибания в области накопления.

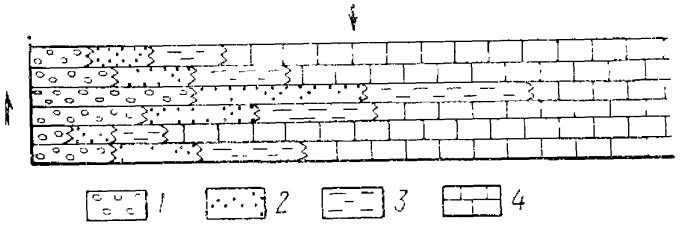


Рис. 20. Переслаивание осадков при изменении ширины фациальных зон в зависимости от отношения скорости поднятия в области размыва к скорости опускания в области накопления: *1* — галечники; *2* — пески; *3* — глины; *4* — известняки

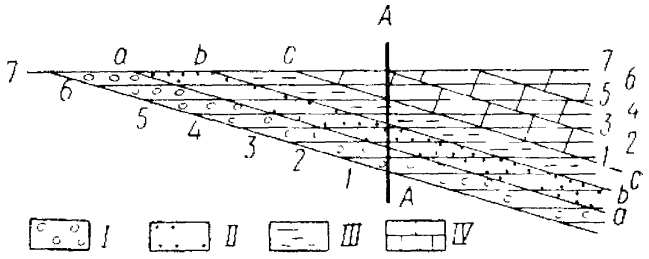


Рис. 21. Смещение фациальных зон при трансгрессивном перемещении берега: I — галечники; II — пески; III — глины; IV — известняки; *a*, *b*, *c* — границы фаций; *1*—*7* — временные границы

В процессе колебательных движений земной коры происходят постоянные перераспределения суши и моря и перемещения береговых линий. Если отношение скоростей поднятия области размыва и прогибания области накопления остается неизменным и лишь смещается граница между этими областями, то ширина фациальных зон сохраняется, но эти зоны смещаются на площади вслед за передвижением берега. Такое смещение приводит к тому, что поверх ранее отложившихся осадков одной фации откладываются осадки другой фации.

На рис. 21 приведена схема процесса смещения фациальных зон в обстановке трансгрессивного перемещения берега. Цифра *1* отмечает некоторое положение уровня моря, которое мы считаем начальным. На дне моря накапливаются галечники, пески, глины и известняки. Эти породы размещаются зонами в указанной последовательности с удалением от берега. Земная кора прогибается и берег перемещается в точку *2*. Все зоны, сохраняя свою ширину, смещаются, и там, где ранее отлагались галечники, теперь отлагаются пески, над более ранними песками накапливаются глины, а над глинами — известняки. Дальнейшее движение берега к точкам *3*, *4* и т. д. приводит к продолжению этого процесса.

В результате в вертикальном разрезе по любой линии, например по линии *A* — *A*, будет наблюдаться снизу вверх смена галечников песками, последних — глинами и, наконец, — известняками. Эта трансгрессивная серия осадков в данном случае свидетельствует об удалении береговой линии с течением времени от места, где находится рассматриваемый разрез. Из того же построения видно, что осадки одной и той же фации в разных местах имеют разный возраст: в направлении движения берега осадки, принадлежащие к одной и той же фации, оказываются все более молодыми. Границы временные, стратиграфические

(*1—1*, *2—2*, *3—3* и т. д.), не совпадают с границами фаций (*а — а*, *в — в*, *с — с* и т. д.). Происходит миграция фаций не только в пространстве, но и во времени.

На рис. 22 приведены разрезы мезозойских отложений юго-восточной Англии и северо-восточной Ирландии. Трансгрессия начинается в

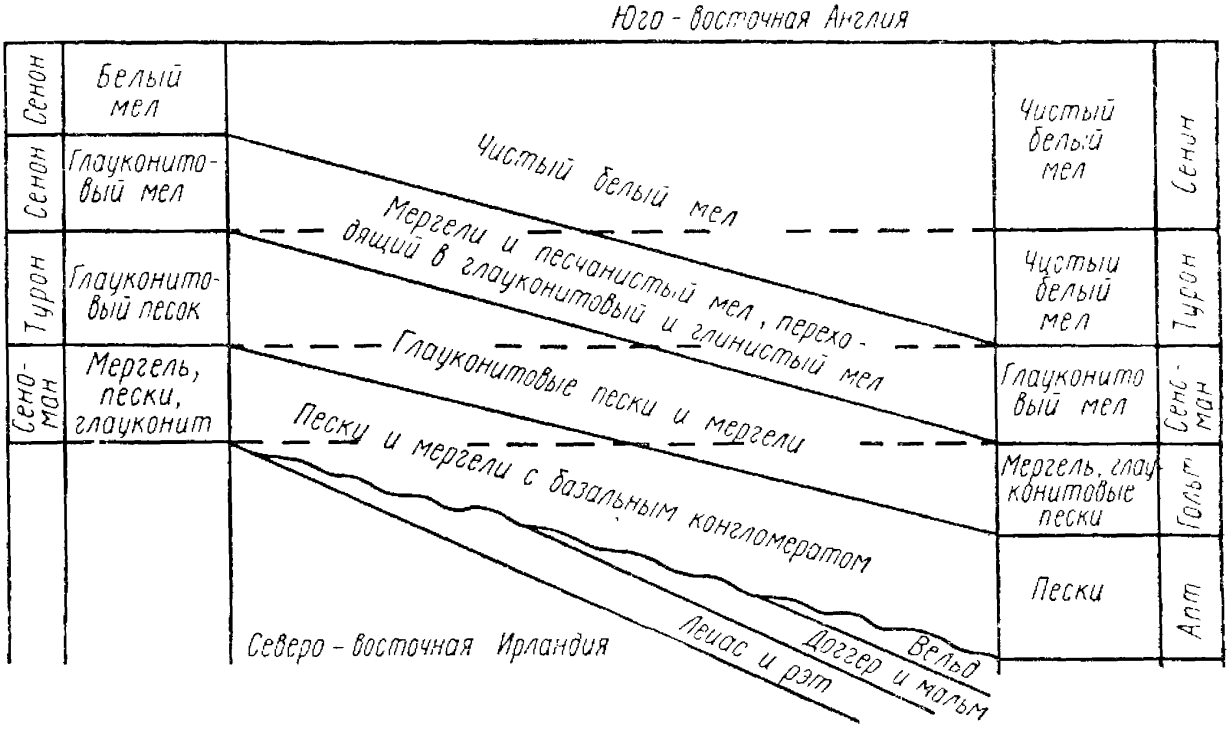


Рис. 22. Миграция фаций между юго-восточной Англией и северо-восточной Ирландией (по Грэбо)

юго-восточной Англии в апте базальными конгломератами и песками и достигает Ирландии только в сеномане. Соответственно запаздывает отложение в Ирландии последующих пород трансгрессивной серии: чистый белый мел отлагается в Англии уже в туроне, а в Ирландии он начинает отлагаться только в сеноне.

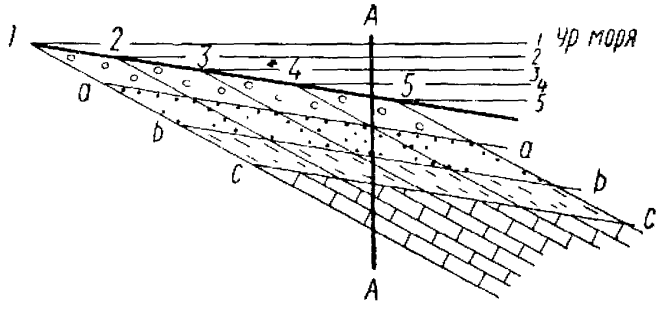


Рис. 23. Смещение фациальных зон при регрессивном перемещении берега. Условные обозначения те же, что на рис. 21

Рассмотрим случай отступания берега.

На рис. 23 линия *1—1* соответствует начальному положению поверхности моря, на дне которого отлагаются осадки в обычной последовательности. При перемещении берега в точки *2*, *3*, *4* и т. д. все фации смещаются вправо. В этом случае в вертикальном разрезе *А—А* мы будем наблюдать регрессивную серию осадков, начинающуюся внизу известняками и заканчивающуюся вверху галечниками. Такая серия свидетельствует о постепенном приближении берега к точке, в которой находится рассматриваемый разрез. Снова устанавливается разновременность образования осадков одной и той же фации в различных местах. Отметим, что, несмотря на регрессивную последовательность пород, накопление их идет все время в обстановке прогибания земной коры.

Примером регрессивной серии является описанный выше разрез палеогеновых и неогеновых отложений северного склона Кавказа. Очень типична регрессивная серия пермских отложений на западном склоне Урала, где известняки карбона сменяются песчано-глинистыми отложениями нижней перми и континентальными осадками верхней перми. И там и здесь накопление осадков происходило при прогибании земной коры, а регрессивная их последовательность, отражавшая постепенное повышение земной поверхности, была обусловлена тем, что накопление осадков шло быстрее прогибания. Быстрое накопление явилось следствием интенсивного поднятия и размыва рядом находившихся хребтов — Кавказского в одном случае и Уральского в другом.

Если береговая линия перемещается то трансгрессивно, то регрессивно, образуется чередование трансгрессивных и регрессивных серий при зубчатом внедрении различных фаций друг в друга. Отсюда видно, что чередование в разрезе слоев разного состава можно объяснить не только изменением ширины разноса обломочного материала, но и миграцией берега.

В приведенном выше примере миграции фаций в Англии и Ирландии перемещение берега происходило достаточно медленно, чтобы его история могла быть выяснена обычными стратиграфическими методами (например, по изменению ископаемой фауны). Но перемещения берегов могут совершаться так быстро, что миграция фаций не успевает «отметиться» в изменении облика ископаемых организмов. Однако и в этих случаях существуют косвенные признаки такой миграции. Например, сплошь и рядом регистрируется чрезвычайно широкое распространение на площади слоя галечника в основании той или иной регрессивной серии, причем палеонтологические данные свидетельствуют, что слой галечника не выходит за пределы одного стратиграфического подразделения. В таких случаях имеется как будто несоответствие между площадью распространения базальных галечников и шириной полосы, в которой галечник обычно отлагается близ берега. Это несоответствие может быть объяснено лишь тем, что слой базального галечника, покрывший столь обширную площадь, образовался не весь сразу, а постепенно — в процессе перемещения берега. Слой галечника «как ковер» развертывался вслед за быстро перемещавшимся берегом. Таким образом, слой галечника представляет собой, в сущности, след от перемещения берега. В каждый же отдельный момент он образовывался в узкой прибрежной зоне. Так же осадки других фаций, покрывающие широкие пространства, могут рассматриваться как отдельные следы перемещения берега.

Два явления, которые были рассмотрены здесь, — изменение ширины разноса обломочного материала и перемещение берега — в природе никогда не разделены. Они всегда происходят совместно. При этом могут возникнуть следующие ситуации:

1. При наступании моря отношение между поднятием и опусканием меняется в сторону преобладания опускания. Фациальные зоны смещаются вслед за берегом и при этом зоны обломочных фаций постепенно становятся все у́же. В любом вертикальном разрезе наблюдается трансгрессивная серия осадков (рис. 24, *А*).

2. При наступании моря отношение между поднятием и опусканием меняется в сторону преобладания поднятия. Зоны обломочных фаций расширяются, и поэтому по крайней мере некоторые (относительно более далекие от берега) границы фациальных зон могут смещаться в направлении, обратном к движению берега. В этом случае в некоторых разрезах можно наблюдать регрессивную серию осадков, несмотря на

то что море наступает на берег и последний удаляется от места наблюдения (рис. 24, *Б*).

Поскольку этот случай кажется необычным, приведем пример из природной обстановки. На северной окраине выступа палеозойских пород Донецкого бассейна верхний мел представлен мелом, мергелями и известняками и только в самой подошве его наблюдается маломощная пачка песчано-глинистых пород Палеоген на северной окраине Донбасса сложен уже полностью песчано-глинистыми осадками, которые не только распространяются далеко к северу от Донбасса, но и трансгрессивно перекрывают палеозойские породы последнего, распространяясь гораздо южнее южной границы меловых отложений. Таким образом, в этом случае морской бассейн от мела к палеогену расширился, а в вертикальном разрезе последовательность фаций носит регрессивный характер.

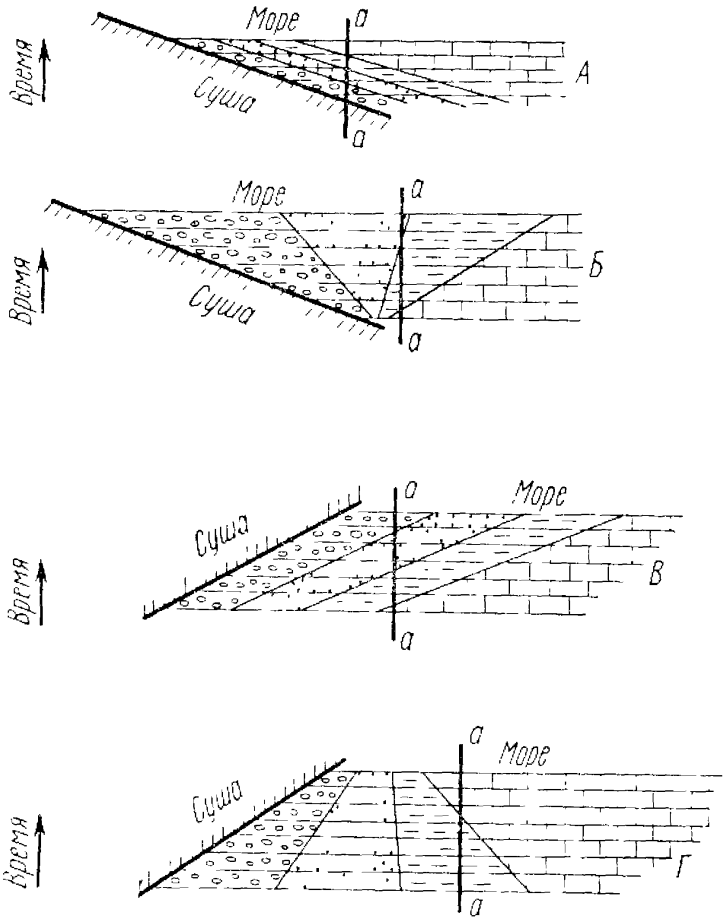


Рис. 24. Случаи сочетания изменения ширины зоны разноса обломочного материала с трансгрессивным и регрессивным перемещением берега: *А, Б, В, Г* — разные случаи, описанные для разреза *а — а* в тексте. Условные обозначения те же, что на рис 21

3. При отступании моря отношение поднятия к опусканию меняется в сторону преобладания поднятия. Фациальные зоны смещаются в направлении движения берега, и зоны терригенных осадков расширяются. Во всех разрезах наблюдается регрессивная серия (рис. 24, *В*).

4. При отступании моря отношение поднятия к опусканию меняется в сторону преобладания опускания. Зоны обломочных осадков сужаются и некоторые из них (относительно более далекие от берега) могут смещаться в направлении, противоположном движению берега. В ряде разрезов можно наблюдать трансгрессивную серию, несмотря на то что море отступает (рис. 24, *Г*). Природным примером может служить Восточно-Европейская платформа на рубеже раннего и позднего мела. Позднемеловое море занимает на платформе меньшую площадь, чем раннемеловое. Но несмотря на отступание моря, смена пород от нижнемеловых песчано-глинистых отложений к верхнемеловым известнякам носит трансгрессивный характер.

При изучении геологического разреза обычно можно установить, что он разделяется на крупные отрезки, каждый из которых охватывает значительный стратиграфический интервал и которые различаются характерным «набором» осадочных пород. Например, один такой отрезок может быть сложен чередованием песчаников и глин, другой состоит из слоев известняков и глин, третий сложен почти полностью известняками, а в пределах четвертого наблюдается ритмическое чередо-

вание песчаников, глин, мергелей и известняков и т. п. Такие «наборы» осадочных пород, представленных определенными фациями, носят название осадочных формаций. Переход от формации к формации может быть как резким, так и постепенным.

Все то, что выше было сказано об условиях формирования фаций отложений, позволяет связывать каждую формацию с определенным режимом колебательных движений земной коры, устойчиво сохраняющимся в течение всего времени образования данной формации. Такой режим характеризуется: некоторым средним отношением между поднятиями и опусканиями; некоторыми средними отклонениями от этого отношения в ту и другую сторону, происходящими с некоторой ритмичностью; некоторыми средними по размеру миграциями границы между областями размыва и отложения; средней степенью компенсации прогибания накоплением и средним размером отклонений от этого состояния. Переход от одной формации к другой означает изменение тех или иных перечисленных характеристик режима колебательных движений.

Сказанное не должно создать впечатление, что облик осадочных толщ целиком определяется тектоническим фактором. Климатические условия, температура и соленость воды, степень развития органического мира, состав пород, подвергаемых разрушению на поверхности областей размыва, являются решающими в определении характера материала, поступающего в осадочные толщи. Тектонический фактор несет главную ответственность за размещение этого материала на площади и в разрезе. Таково в самых общих чертах разделение «сфер влияния» разного типа факторов на осадочные толщи в земной коре.

Глава 7

МЕТОДЫ ИЗУЧЕНИЯ ДРЕВНИХ КОЛЕБАТЕЛЬНЫХ ДВИЖЕНИЙ

Для изучения истории древних колебательных движений используются различные формы влияния их на распределение мощностей и фаций отложений. Говоря языком физики, ставится обратная задача: по изменению мощностей и фаций отложений как на площади, так и в разрезе сделать выводы об истории развития колебательных движений в древние геологические периоды. Для решения этой задачи в нашем распоряжении имеются два основных метода: метод мощностей и метод фаций.

Следует сразу же отметить некоторую ограниченность данных по истории древних колебательных движений по сравнению со сведениями, получаемыми при изучении новейших колебательных движений. Для последних имеется принципиальная возможность восстановить историю вертикальных движений коры, направленных как вниз, так и вверх. Движения вниз изучаются по накопленным неогеновым и четвертичным отложениям, а движения вверх — по формам рельефа поверхности земли. Но наземный рельеф, существовавший в более древние периоды — в палеогене и древнее, — почти не сохранился. Поэтому нет возможности восстановить с той же полнотой, что и для новейших движений, историю древних восходящих вертикальных движений коры. Восстанавливая полностью по мощностям и фациям накопленных отложений историю древних нисходящих движений, мы получаем лишь косвенные данные о местах расположения и интенсивности поднятий.

Этот метод используется обычно не в чистом виде, а с учетом фаций изучаемых отложений.

Если в некоторой точке за изучаемый промежуток геологического времени конечное геоморфологическое выражение колебательных движений (т. е. изменение уровня поверхности отложения осадков) было мало, то мощность отложений, накопленных за тот же промежуток времени, достаточно точно отвечает амплитуде прогибания земной коры. Следовательно, можно использовать мощность отложений как меру прогибания коры при условии, если сравнение фаций осадков, отложившихся в начале и конце изучаемого промежутка, указывает на сохранение неизменными глубины моря (в случае морских осадков) или высоты поверхности осадкоотложения над уровнем моря (для континентальных отложений).

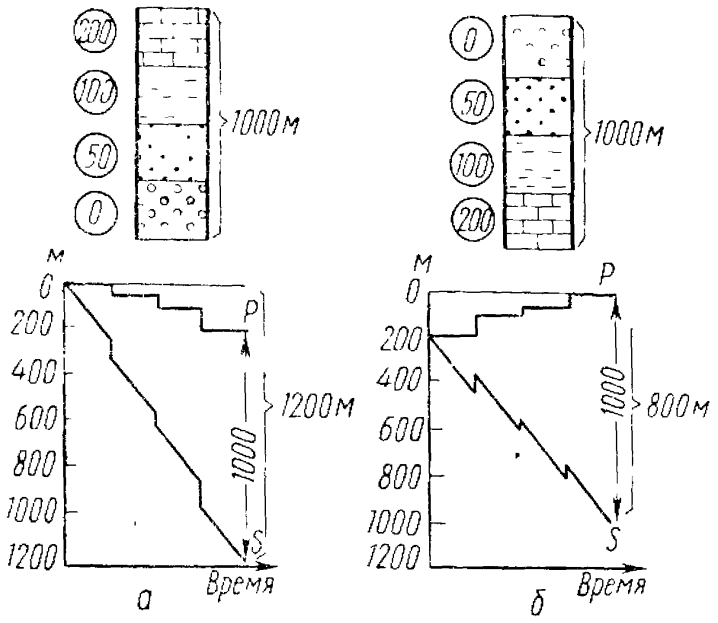


Рис. 25. Определение амплитуды прогибания земной коры в обстановке: *а* — углубления бассейна; *б* — обмеления бассейна. *P* — кривые геоморфологического выражения колебательных движений; *S* — кривые тектонических движений; 1200 и 800 м — амплитуды суммарного прогибания; 1000 м — мощность; 0 — 200 м — глубина образования осадка

При подсчете мощностей необходимо, конечно, избегать возможных ошибок, вызванных вторичными изменениями мощностей при деформации слоев, например при смятии их в складки. Там, где пластические деформации слоев связаны со значительными и не поддающимися оценке искажениями первичной мощности толщ, как это бывает, например, среди метаморфических пород, метод мощностей непригоден.

Если сравнение фаций осадков, залегающих, с одной стороны, в подошве изучаемого разреза, а с другой — в его кровле, указывает на изменение уровня земной поверхности, то для получения амплитуды прогибания надо в размер мощности ввести поправку. Последняя будет равна амплитуде геоморфологического выражения колебательных движений, т. е. амплитуде повышения или понижения земной поверхности. При повышении поверхности амплитуда последнего вычитается из размера мощности, при понижении — прибавляется к мощности. В первом случае мощность образовалась не только в процессе компенсации прогибания накоплением, но частично и в результате нагромождения «лишних» осадков выше их первоначального уровня. Во втором случае накопление осадков отстало от прогибания и последнее частично остается некомпенсированным (рис. 25).

Практика использования метода мощностей на большом числе примеров показывает, что если оперировать мощностями не меньше, чем в несколько сотен метров, то в подавляющем числе случаев мощность отложений может приниматься за меру прогибания земной коры

с хорошей степенью приближения, даже без каких-либо поправок на изменение высотного положения поверхности. Это связано с тем, что большинство осадков, наблюдаемых в геологических разрезах на материках, принадлежит либо к мелководным морским отложениям, образовавшимся на шельфе, т. е. на глубине не более 200 м, либо к отложениям прибрежных аллювиальных равнин, где осадки континентальных фаций образуются на высоте не более 100 м над уровнем моря. Следовательно, уровень осадкообразования в большинстве случаев менялся мало. За редчайшими исключениями (см. выше пример артинских отложений в районе Ишимбая), это справедливо для всего осадочного чехла платформ, для парагеосинклиналей и миогеосинклиналей. Что касается эвгеосинклиналей, то для них исключение составляют эпохи чрезвычайно интенсивного прогибания, когда образуются «пустые» прогибы (см. стр. 138). Эти эпохи характеризуются образованием некоторых специфических фаций осадков (преимущественно различных кремнистых пород с признаками большой глубоководности их образования) и по этому признаку могут быть выделены в изучаемом разрезе.

Во всех случаях следует помнить, что возможность ошибок возрастает с уменьшением размера мощностей, которыми мы оперируем. Метод этот наиболее надежен при оперировании мощностями в сотни и тысячи метров.

В связи с тем что колебательные движения состоят из колебаний разных порядков, наложенных друг на друга, измеренная по мощности амплитуда прогибания является суммарной. Она представляет собой алгебраическую сумму всех колебаний разных порядков вверх и вниз, которые происходили в течение рассматриваемого отрезка времени. Как именно распределялись во времени эти малые колебания, из суммарной мощности узнать нельзя. Чтобы расчленить историю колебательных движений на более краткие отрезки, необходимо рассматривать мощности соответственно все более мелких стратиграфических подразделений. Однако надежность метода уменьшается по мере того, как мы переходим к все меньшим мощностям.

В случае, когда рассматриваемое стратиграфическое подразделение перекрывается не непосредственно следующим за ним вверх в нормальной стратиграфической последовательности другим подразделением, а имеется перерыв в осадконакоплении, наблюдаемая мощность суммирует все колебания, происходившие от начала отложения изучаемого подразделения до начала отложения перекрывающей его толщи. Например, если нижний мел перекрывается палеогеном, мощность нижнего мела укажет сумму всех колебаний, происшедших от начала раннего мела до начала палеогена. Это значит, что на основании одних мощностей нельзя будет сказать, приходился ли на поздний мел полный перерыв в осадконакоплении или же верхнемеловые отложения накапливались, но были размыты перед самым палеогеном. А если изучаемые отложения обнажаются на поверхности или перекрыты только четвертичными отложениями, связанными с современным рельефом, и подверглись четвертичному размыву, то сохранившиеся мощности могут учитываться только как нижний предел возможных мощностей. Поскольку мощность суммирует все колебания за время накопления изучаемого подразделения, поправка на изменение уровня поверхности также должна быть суммарной и основываться на сравнении фаций только тех отложений, которые начинают и завершают разрез этого подразделения.

Результаты анализа мощностей могут быть выражены в разной форме. Можно показать развитие прогибания земной коры в данной

точке в течение того или иного геологического времени. Для этого по оси абсцисс откладывается шкала геологического времени, а по оси ординат — суммарная мощность, накопленная от начального момента до каждого следующего, для которого подсчитывается мощность. Изменение наклона кривой даст представление об изменении скорости прогибания. Если желательно вносить поправки на изменение уровня поверхности, чертится также кривая геоморфологических колебаний и мощности откладываются от нее, а не от нулевой горизонтальной линии. Примеры таких диаграмм были приведены выше (см. рис. 8, 9, 10).

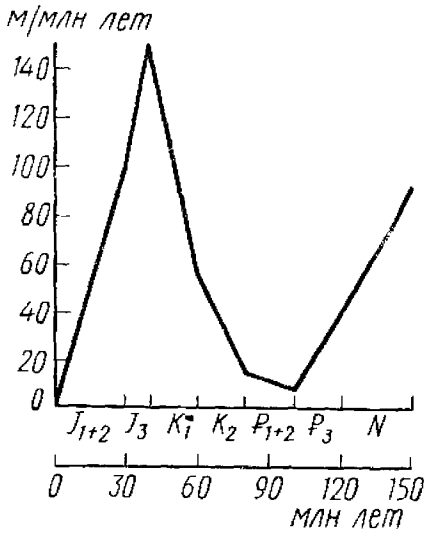


Рис. 26. График изменения скорости прогибания земной коры на Северном Кавказе в м/млн. лет (по А. Б Ронову, с исправлением шкалы времени)

Можно составить график, показывающий не амплитуду прогибания, а изменение скорости последнего (рис. 26).

Для того чтобы получить картину распределения различных амплитуд прогибания земной коры на некоторой площади за определенный отрезок времени, строятся схемы распределения мощностей, составленные по принципу изолиний. Изолинии мощностей называются также изопахитами, в связи с чем такие схемы носят наименование изопахических. На карту наносится возможно большее количество точек, в которых определена мощность интересующего нас стратиграфического подразделения, и через эти точки проводятся изолинии через такое сечение, какое в данном случае кажется наиболее удобным.

Изолинии мощностей рисуют рельеф подошвы изучаемой толщи таким, каким он должен быть, если кровля толщи горизонтальна. Если нет необходимости вводить поправку на уровень поверхности, то полученная картина отражает рельеф подошвы данной толщи, сформировавшийся к концу ее накопления. Если же изменение фаций отложений, залегающих в кровле толщи, позволяет предполагать, что уровень поверхности осадкообразования в разных местах изучаемой площади оказался к концу накопления толщи существенно различным, для получения истинного рельефа подошвы вносятся соответствующие поправки.

Те участки, на которых данная толща выпадает из разреза, оконтуриваются как области нулевых мощностей.

Изопахические карты составляются для последовательности стратиграфических подразделений, развитых на данной территории. Тогда сравнение изопахических карт, расположенных в исторической последовательности, дает возможность судить, как менялись с течением времени форма и расположение участков или зон с разным размером прогибания (см. рис. 12—19).

Карты изолиний мощности могут сопровождаться «палеотектоническими профилями», показывающими распределение мощностей по некоторым линиям. При составлении профиля, если не учитывается поправка на изменение уровня поверхности, кровля изучаемой свиты наносится в виде горизонтальной линии, и от нее вниз откладываются мощности. Можно составить также объединенные палеотектонические профили, на которых показано распределение мощностей сразу нескольких подразделений (рис. 27).

МЕТОД ФАЦИЙ

До сих пор фации отложений мы использовали только как подсобные данные, позволяющие вносить поправки в мощность для определения амплитуды прогибания коры. Но с помощью фаций можно решать и некоторые самостоятельные тектонические вопросы.

Если нанести на карту изменение фаций на некоторой площади какого-либо стратиграфического подразделения, то из распределения терригенных отложений меньшей и большей грубости можно установить направление приноса обломочного материала. А при достаточном количестве данных это позволит оконтурить области поднятий земной коры. Только с помощью фаций можно установить природу зон нулевых мощностей. Если с приближением со всех сторон к такой зоне осадки становятся более грубыми, можно утверждать, что отсутствие отложений совпадает с местом, где в течение изучаемого промежутка времени происходило поднятие коры. Если же такого изменения характера осадков нет, то возможно, что на месте зоны нулевых мощностей осадки отлагались, но уничтожены размывом когда-то позже.

Изменение грубости осадков и ширины их разноса на площади во времени позволяет судить об изменении скорости поднятия в области размыва или прогибания в области накопления.

Выше говорилось об осадочных формациях как о закономерных «наборах» фаций. Такие «наборы» могут быть использованы вместо индивидуальных фаций для получения общей для данной формации характеристики распределения областей размыва и отложения и среднего соотношения между поднятиями и опусканиями.

Схемы мощностей и фаций могут быть совмещены на одном чертеже. Фации могут быть также включены и в палеотектонические профили. Но могут составляться и самостоятельные фациальные профили, на которых показаны не реальные мощности стратиграфических подразделений, а, например, их продолжительность в миллионах лет.

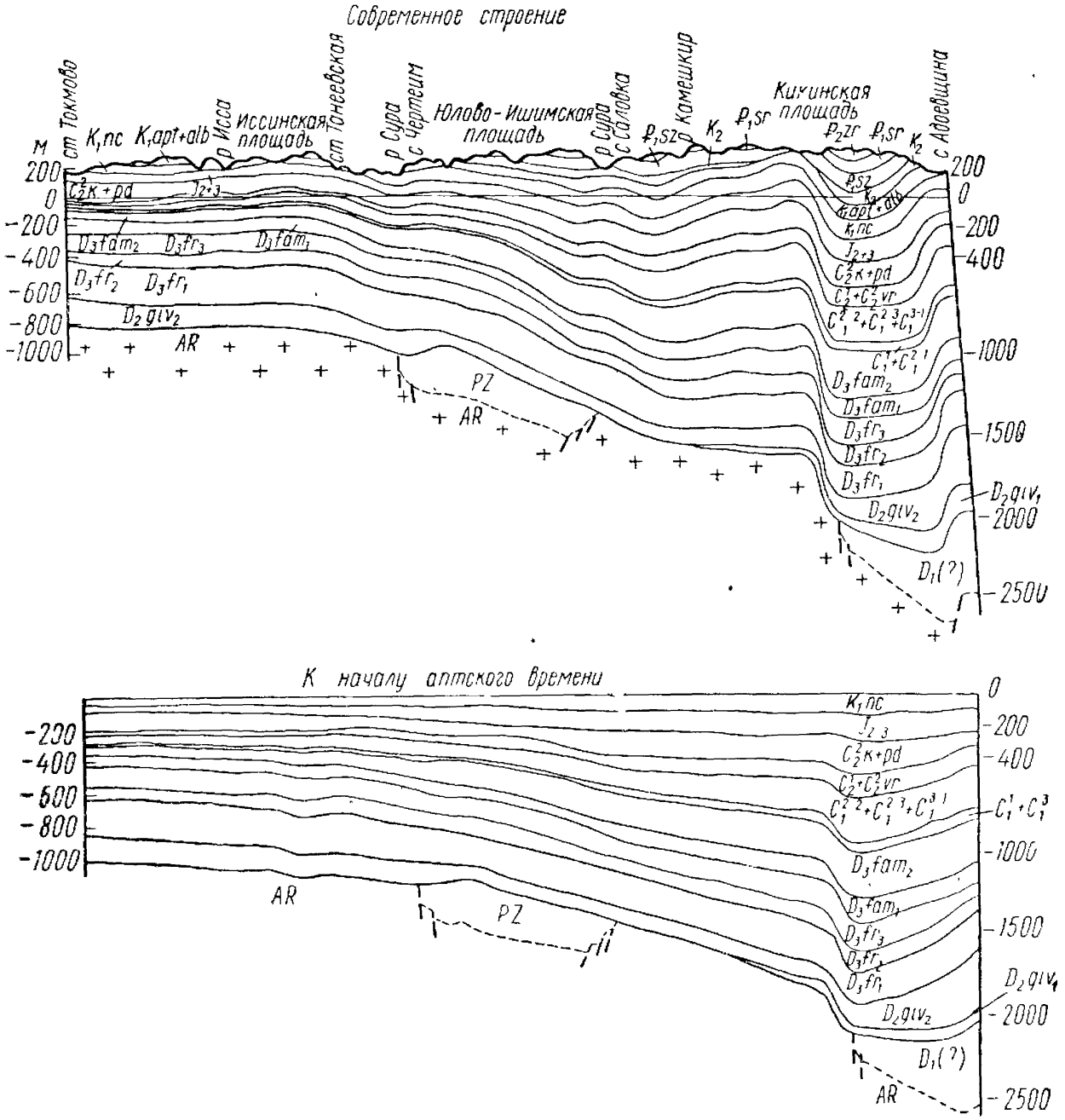
В некоторых случаях полезно составить для той или иной территории схемы стратиграфических взаимоотношений между свитами, выделяя места, где накопление происходило непрерывно и где имел место перерыв, причем в последнем случае можно показать и объем перерыва (рис. 28). Такие карты являются как бы геологическими картами поверхностей, подстилающих стратиграфический перерыв, почему они называются «палеогеологическими картами».

ОБЪЕМНЫЙ МЕТОД

Этот метод был предложен А. Б. Роновым. Сущность его заключается в следующем.

Любая достаточно большая территория поверхности земли всегда разделяется на участки поднятий и опусканий земной коры, причем скорость тех и других в разных местах различна. Можно говорить об объемной скорости колебательных движений, понимая под ней скорость нарастания суммарного объема всех находящихся на данной территории тектонических выпуклостей или прогибов.

Объем прогибов можно считать приблизительно равным общему объему накопленных за данный промежуток отложений. Поскольку поднятие ведет к размыву, объем поднятий в перспективе геологического времени можно считать приблизительно равным объему обломочных отложений, снесенных с этих поднятий.



Следовательно, если мы подсчитаем объем всех накопленных в течение определенного времени отложений и отдельно — объем обломочных осадков в них, то получим суммарные объемы всех прогибов и всех поднятий, образовавшихся в течение этого времени в пределах изучаемой площади. Мы можем также определить отношение между объемами опусканий и поднятий, которое будет равно отношению их объемных скоростей. А проделывая такие подсчеты для последовательности стратиграфических подразделений с учетом их абсолютной продолжительности, мы получим изменение объемных скоростей опусканий и поднятий и их отношений в ходе геологического времени. Соответствующие подсчеты производятся по картам мощностей и фаций, а также по детальным литологическим разрезам, позволяющим оценить роль обломочного материала в изучаемой толще.

Поскольку мы относим объем обломочных отложений к общему объему всех осадков, получаемое отношение никогда не может быть больше единицы. Следовательно, этим путем нельзя установить случаи, когда объемная скорость поднятий преобладает над объемной скоростью опусканий. Для того чтобы обнаружить такие случаи, необходимо ввести поправку на изменение уровня осадкообразования. Если скорость

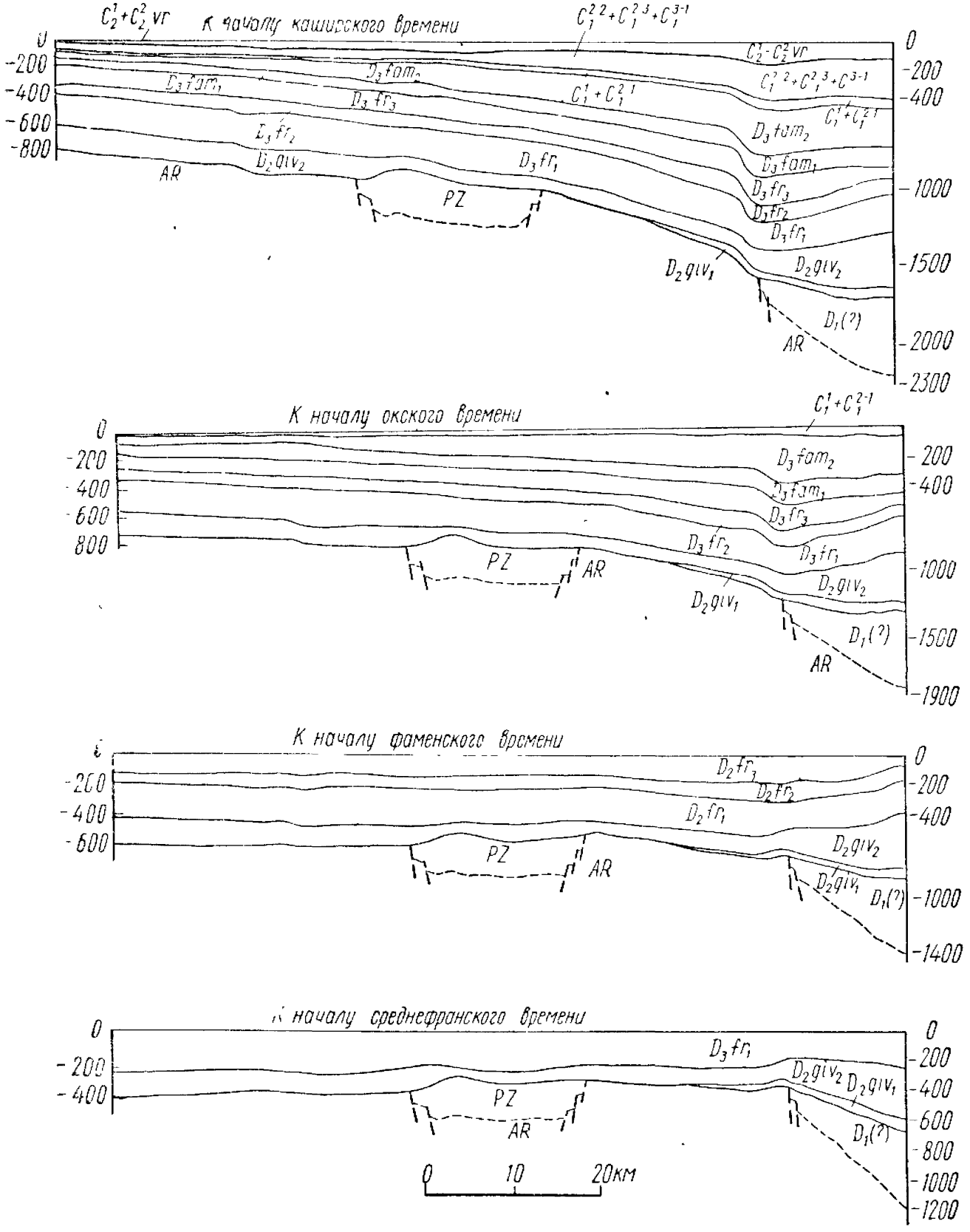


Рис. 27. Серия палеотектонических профилей и современное строение по линии Токмово — Адоевщина в Заволжье (по П. С. Хохлову)

поднятий в сумме преобладает над скоростью опусканий, то обломочного материала сносится больше, чем могут вместить прогибы, и поверхность осадков в зонах накопления повышается. Это повышение и является мерой преобладания поднятий над опусканиями.

Объемный метод применим для освещения развития колебательных движений земной коры на широких площадях, поскольку последняя должна включить все вероятные источники наблюдаемых обломочных накоплений. Этот метод дает среднюю характеристику отношения под-

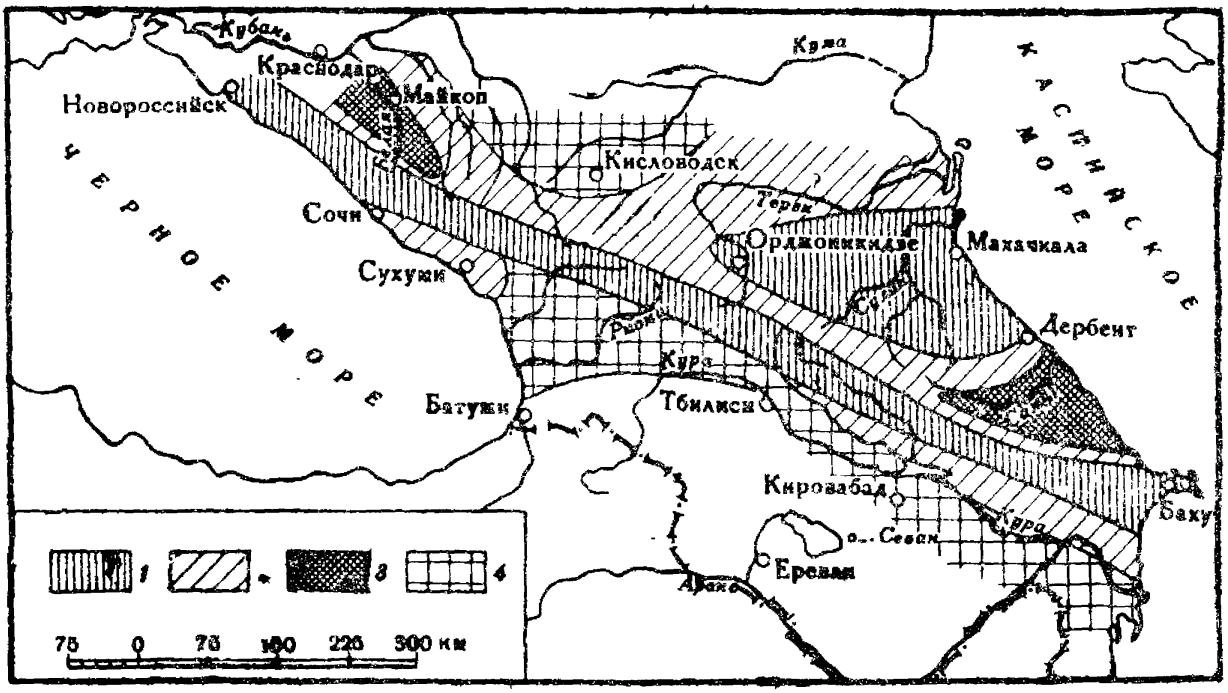


Рис. 28. Палеогеологическая карта Большого Кавказа для времени предкелловейского размыва (по В. В. Белоусову): *1* — области залегания келловея без перерыва; *2* — области трансгрессивного залегания келловея на средней юре; *3* — области трансгрессивного залегания келловея на нижней юре; *4* — суша в келловее

нятий и опусканий для крупных отрезков времени, т. е. для целых формаций. Упрощенная разновидность объемного метода состоит в измерении соотношения между областями осадконакопления и размыва и изменений этого соотношения во времени (рис. 29). Объемный метод служит для выявления общих закономерностей колебательных движений земной коры.

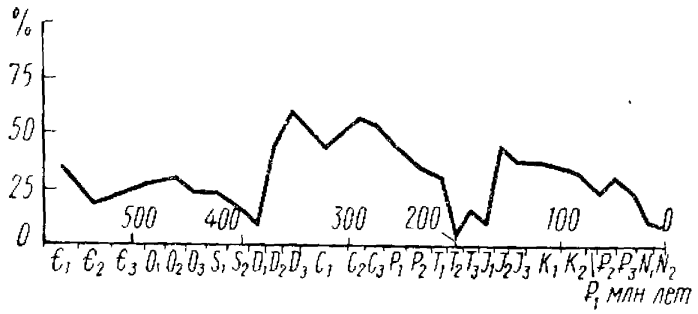


Рис. 29. Изменение площади осадконакопления (в %) в общей площади Восточно-Европейской платформы для фанерозоя (по А. Б. Ронову)

Глава 8

ОБЩИЕ СВОЙСТВА КОЛЕБАТЕЛЬНЫХ ДВИЖЕНИЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Изучение истории колебательных движений земной коры показывает, что среди этих движений могут быть выделены две основные разновидности:

1) общие колебания и
2) волновые или глыбово-волновые колебательные движения.

Первые выражаются в одновременном поднятии или опускании обширных территорий, охватывающих целые материки или значительные их части.

Вторые проявляются в длительном развитии поднятий и прогибов, округлых или удлиненных, имеющих в ширину от десятков до сотен (в некоторых случаях до тысячи) километров. Размещение таких поднятий и прогибов в общих своих чертах может выдерживаться в течение ряда геологических периодов, хотя границы между ними всегда колеблются около некоторого среднего положения. Но те же поднятия и прогибы могут медленно смещаться («перекатываться») по поверхности материка, значительно расширяться и сокращаться, исчезать и возникать вновь.

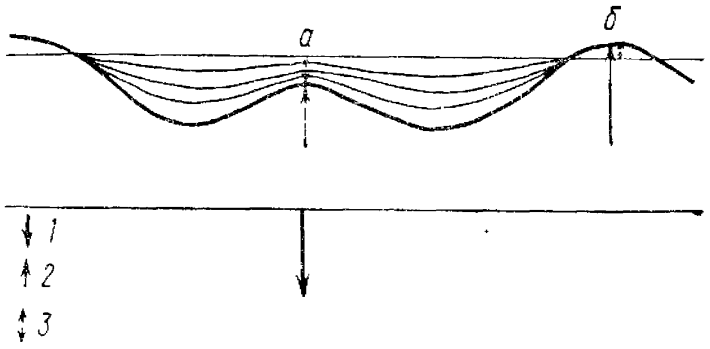


Рис. 30. Схема наложения волновых колебаний на нисходящие общие колебания. Длина стрелок соответствует скорости движений. В точке *а* скорость волновых поднятий меньше скорости общего опускания; в точке *б* скорость волновых поднятий больше скорости общего опускания; *1* — скорость общих колебаний; *2* — скорость волновых колебаний; *3* — разность скоростей

Примером проявления волновых колебательных движений может служить Московская синеклиза, которая при малых изменениях своих контуров прогибалась со среднего палеозоя до конца мезозоя. Другим примером является поднятие Уралтау, воздымавшееся в течение почти всего палеозоя.

Примерами общих колебаний являются опускание всей Восточно-Европейской платформы в среднем девоне, когда после длительного континентального состояния на платформу проникла широкая морская трансгрессия, или столь же обширный по площади подъем всей платформы и ее полное осушение в конце палеозоя — начале мезозоя.

Общие колебания приводят к трансгрессиям и регрессиям морей, к изменениям площадей, занятых процессами накопления и размыва. Эти изменения сказываются на характере и размещении фаций отложений. Следовательно, общие колебания обнаруживаются по изменению фаций отложений, а также по перерывам в осадконакоплении.

Волновые колебательные движения выражаются прежде всего в размещении мощностей отложений: они определяют то, что в одних зонах в течение длительного времени накапливаются бóльшие мощности осадков, а в других — меньшие или накопления в них вовсе нет. Но они влияют также и на распределение фаций, поскольку волновые движения приводят к образованию зон размыва, откуда смываемый материал сносится в соседние прогибы.

Поскольку и общие и волновые колебания происходят одновременно на одной и той же площади, они суммируются. Так как общие колебания охватывают значительно бóльшие площади, чем отдельные проявления волновых движений, следует считать, что последние происходят на фоне первых. При этом на общие колебания одного направления накладываются волновые движения как того же направления, так и встречные. Представим себе, что на нисходящее общее движение наложено более ограниченное по площади восходящее волновое движение (рис. 30). Тогда, если волновое поднятие развивается с большей скоростью, чем общее опускание, на поверхности будет происходить абсо-

лютное поднятие земной коры, и образуется зона размыва. Если же скорость волнового поднятия меньше скорости общего опускания, то поверхность земли на гребне волнового поднятия будет опускаться, но медленнее, чем общее опускание, и еще медленнее, чем в тех соседних волновых прогибах, где нисходящее волновое движение суммируется с нисходящим общим движением. Мы можем говорить, что в этом

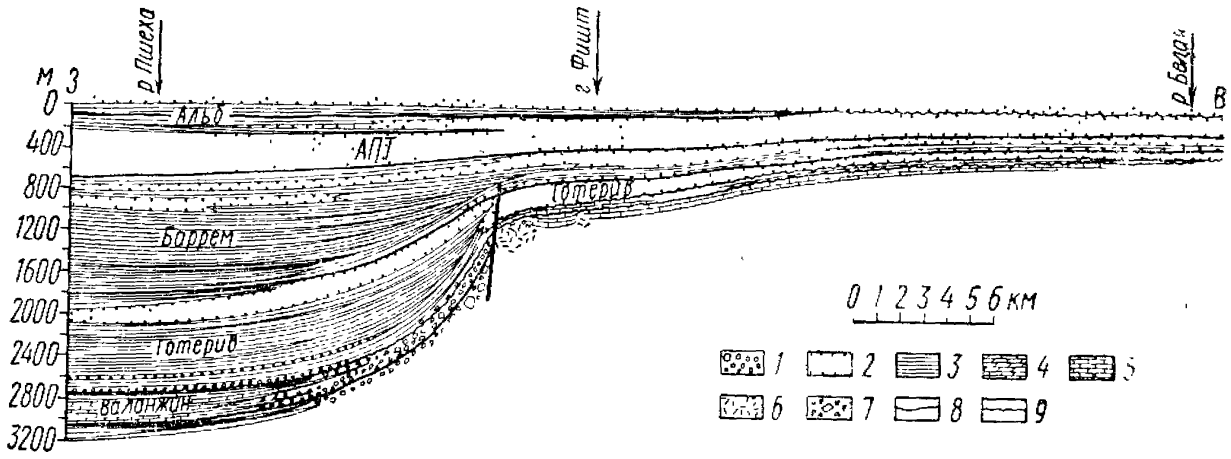


Рис. 31. Палеотектонический профиль нижнемеловых отложений междуречья Белой и Пшехи на Кавказе (по В. Е. Хаину, Ю. К. Бурлину и М. Г. Ломизе): *1* — конгломераты; *2* — песчаники, алевролиты; *3* — глины; *4* — мергели; *5* — известняки, оолитовые органогенно-обломочные и пелитоморфные; *6* — рифогенные известняки; *7* — известняковые брекчии, конгломерато-брекчии, гравелиты и песчаники; *8* — согласные стратиграфические контакты; *9* — поверхности размыва

случае в зоне волнового поднятия процесс поднятия является не абсолютным, а относительным. Такое рассмотрение объясняет часто наблюдаемую в истории любых районов смену во времени абсолютного поднятия относительным и обратно. При абсолютном поднятии на его месте возникает область размыва, а при относительном поднятии та же область оказывается местом накопления осадков, но мощность последних здесь меньше, чем в соседних зонах.

На рис. 31 изображен палеотектонический профиль для нижнемеловых отложений района рек Белой и Пшехи на северном склоне Большого Кавказа. В целом этот район в течение раннего мела опускался, о чем свидетельствует повсеместное накопление осадков. Мы можем рассматривать это опускание как проявление общих колебательных движений (общее опускание). Но в пределах района выделяются две зоны, различающиеся между собой мощностью накопленных отложений: на западе находится зона относительно больших мощностей, на востоке — относительно малых. Это уже результат глыбово-волновых колебательных движений, наложенных на общее опускание. На западе они были направлены вниз, как и общие колебания, а на востоке их направление было встречным — вверх. Однако это глыбово-волновое поднятие в среднем было медленнее, чем общее опускание, в связи с чем волновое поднятие проявлялось не абсолютно, а относительно, т. е. в форме относительно малых мощностей. Но временами отношение скоростей общего опускания и волнового поднятия менялось так, что поднятие на востоке оказывалось более быстрым, чем общее опускание. В такие эпохи поднятие выражалось абсолютно, поверхность осадков оказывалась выше уровня моря и подвергалась размыву. Размыв пред-

шествовал отложению валанжина; кровля последнего также подвергалась размыву перед началом отложений готерива. Кроме того, на поднятии размыт альб, и сеноман залегает прямо на апте.

На западе перерывы отсутствуют, и, следовательно, там всегда происходило абсолютное прогибание. В этой западной зоне больших мощностей в разрезе нижнего мела в целом преобладают глины, тогда как в восточной зоне малых мощностей гораздо большую роль играют пески. Здесь, на востоке, осадочный материал подвергался длительному перемыванию. Последнему способствовали частые общие восходящие колебания малых порядков, которые не запечатлелись в виде явных перерывов в осадконакоплении и следов размыва, но которые в сумме своей привели к замедлению общего опускания и к сокращению конечной мощности отложений. В результате перемывания более тонкий, глинистый, материал переносился на запад, в зону большего прогибания, где обстановка для накопления была более спокойной, а на востоке сохранялся только грубый материал. Однако время от времени песчаный материал распространялся и на запад, образуя там пачки среди глин. Это означает, что ширина разноса грубого материала менялась, что, в свою очередь, указывает на изменение отношения между относительным поднятием на востоке и опусканием на западе.

Для общих колебаний характерно распадение их на движения многих порядков, наложенных друг на друга. О такой сложности процесса колебательных движений земной коры мы уже говорили применительно к современным и новейшим колебательным движениям. Делались попытки определить периоды колебаний разных порядков Эти попытки пока нельзя считать вполне успешными. Но установлено, что существовали колебания с очень крупным периодом, около 200 млн. лет. На них накладывались колебания многих порядков со все более короткими периодами. Однако сведения о них носят довольно неопределенный характер.

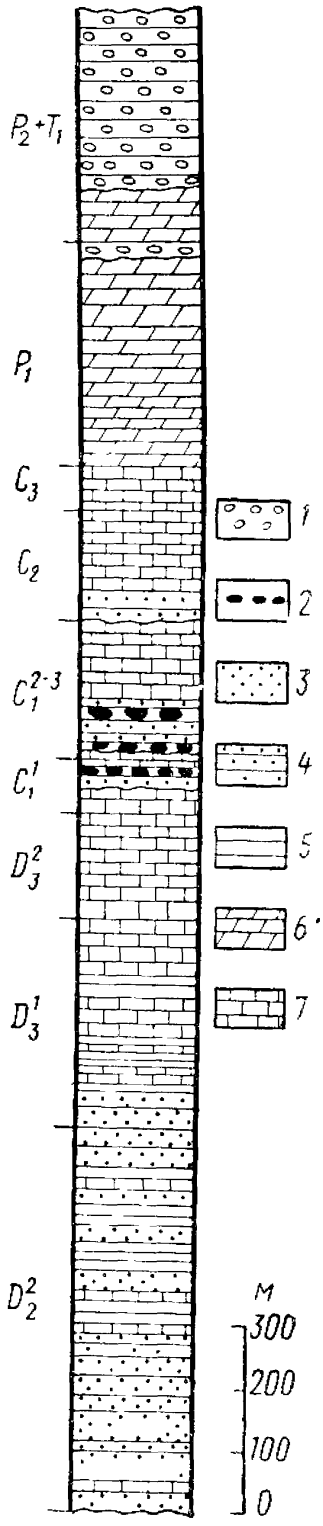


Рис. 32. Обобщенный разрез палеозойских отложений центральных районов Восточно-Европейской платформы: *1* — континентальные красноцветы; *2* — угли; *3* — пески; *4* — пески и глины; *5* — глины; *6* — доломиты, ангидриты, гипсы; *7* — известняки

Некоторые из периодов колебаний имеют продолжительность, приблизительно равную длительности геологического периода (30—40 млн. лет). Другие имеют период в 10—15 млн. лет. Указываются циклы в 4—6 млн. лет. А самые малые колебания определяют формирование отдельных слоев, и их период измеряется уже сотнями тысяч лет.

На рис. 32 изображена колонка палеозойских отложений центральных районов Восточно-Европейской платформы от живетского яруса среднего девона, т. е. от начала большой среднепалеозойской трансгрессии, до татарского яруса верхней перми и нижнего триаса, пред-

шествующего осушению всей платформы в начале мезозоя. Рассматривая в самом общем масштабе смену состава отложений, входящих в эту колонку, мы замечаем, что нижняя ее часть в целом имеет трансгрессивный характер: песчано-глинистые отложения живетского яруса и нижних горизонтов франского сменяются выше преимущественно известняками верхнего девона и карбона. В перми условия меняются в обратном направлении: известняки карбона сменяются доломитами и ангидритами нижней перми, в верхней части которой появляются красноцветные континентальные обломочные отложения уфимского яруса. Континентальные породы решительно преобладают в верхней перми; их толща охватывает также и нижний триас, после которого на Восточно-Европейской платформе наступает длительный перерыв в осадконакоплении.

В целом совокупность трансгрессивной последовательности в начале рассматриваемого отрезка времени и регрессивной последовательности (заканчивающейся поднятием в зону размыва) в конце его рисует один большой цикл, который следует считать циклом первого порядка. Продолжительность его около 170 млн. лет. Этот цикл определяется изменением отношения суммарных объемных скоростей поднятий и опусканий на Восточно-Европейской платформе. Относительная роль поднятий, снабжавших зоны прогибания и накопления обломочным материалом, сначала уменьшалась, а затем снова возрастала. Поскольку изменения отношения между поднятиями и опусканиями вызываются общими колебаниями, выделенный цикл является циклом общих колебаний первого порядка.

Но трансгрессивная серия нижней половины колонки нарушается в верхнем турне и нижнем визе признаками нескольких поднятий, сопровождаемых размывом и появлением песчано-глинистых угленосных отложений. Следующее нарушение того же типа отмечается в начале среднего карбона, когда снова происходят поднятия, некоторый размыв ранее отложившихся осадков и накопление песков. Две эпохи перерыва в осадконакоплении и размыва приурочены к пермскому периоду: один приходится на начало уфимского яруса, другой — на начало татарского. Эти нарушения направленного изменения состава пород и перерыва в осадконакоплении отмечают циклы общих колебаний второго порядка. Период этих колебаний от 40 до 60 млн. лет.

Если же мы будем изучать последовательность пород в той же колонке с большей детальностью, то сможем выделить циклы со все более короткими периодами. Например, в нижней, преимущественно терригенной, части колонки чередуются глины и пески, и среди них есть прослои известняков. Прослои глин и мергелей широко распространены в средней, главным образом карбонатной, части колонки, а в перми наблюдается чередование эвапоритов с песками и глинами. Все эти чередования отражают мелкие циклы, продолжительность которых не может быть определена.

Волновые колебательные движения в разных местах имеют разную скорость, разные амплитуды и градиенты (контрастность). При этом волновые колебательные движения со сходной характеристикой концентрируются в некоторых более или менее четко ограниченных зонах. Можно говорить в связи с этим о различных режимах волновых колебательных движений. Этот вопрос будет освещен позже, но здесь заметим, что наибольшие скорость, амплитуда и контрастность этих движений свойственны геосинклинальным режимам, а наименьшие скорость, амплитуда и контрастность характеризуют режим древних платформ.

При геосинклинальных режимах скорость древних волновых движений в среднем близка к 0,05 мм/год, но местами доходит до 0,4 мм/год. Амплитуда может достигать 20 км, а средний градиент равен $0{,}7 \times 10^{-9}$ год$^{-1}$ (т. е. за один миллион лет разность высот на расстоянии 1 км возрастает на 0,7 м).

Те же движения при режиме древних платформ имеют среднюю скорость 0,01 мм/год и амплитуду в несколько километров. Средний градиент равен $0{,}04 \cdot 10^{-9}$ год$^{-1}$.

Из этих цифр видно, что скорость древних волновых колебательных движений приблизительно на один порядок ниже скоростей новейших колебательных движений и на два порядка ниже скорости современных движений. Эти различия следует объяснять в основном тем, что в случае древних колебательных движений усреднение скоростей производится за значительно более длительный срок, чем для новейших и тем более современных движений.

Сопряжение соседних поднятий и прогибов может быть как плавным, так и разрывным. Плавные сопряжения наблюдаются при малых градиентах движений, хотя во многих случаях сопряжения, которые кажутся плавными, на самом деле могут быть нарушены большим числом разрывов с малой амплитудой каждый. Разрывные сопряжения обычны для зон с высокими градиентами волновых движений. Здесь между поднятиями и прогибами могут возникать разрывы с большой амплитудой перемещений. Именно такие случаи и дали основание В. Е. Хаину называть эту разновидность движений не просто волновыми, а глыбово-волновыми.

Глыбово-волновые колебательные движения, вызывая изгибы слоев или других структурных поверхностей (например, кровли кристаллического основания), а также их перемещение вверх и вниз по глубинным разломам, ведут к образованию в земной коре соответствующих структурных форм. В зависимости от размаха и контрастности глыбово-волновых движений создаваемые ими структуры различаются своей высотой (или глубиной) и крутизной сочленения поднятий с прогибами.

Характерные морфологические особенности структур, создаваемых волновыми колебательными движениями, и их номенклатура будут указаны ниже при рассмотрении закономерностей развития различных тектонических зон.

ТЕОРЕТИЧЕСКОЕ И ПРАКТИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ ИЗУЧЕНИЯ ДРЕВНИХ КОЛЕБАТЕЛЬНЫХ ДВИЖЕНИЙ

Теоретическое значение изучения истории древних колебательных движений исключительно велико. Поскольку колебательные движения являются основным типом тектонических движений, восстановление их истории и раскрытие закономерностей их развития позволяет осветить одну из наиболее важных сторон жизни земной коры. Колебательные движения являются повсеместным фоном для других тектонических движений — складчатых и разрывных, — и механизм и происхождение последних не могут быть поняты без установления связи их с колебательными движениями. Изучение колебательных движений в совокупности с историей магматизма позволяет проникнуть в некоторые стороны глубинных процессов, лежащих в основе всех эндогенных геологических процессов. Решение многих вопросов генезиса осадочных пород и в особенности комплексов осадочных пород (осадочных формаций) невозможно без привлечения данных о том режиме колебательных

движений, в условиях которого эти породы и их комплексы образовались.

Изучение истории древних колебательных движений не менее важно и в практическом отношении.

Отмечая изменения фаций и мощностей отложений от одной точки наблюдений к другой и затем объединяя эти наблюдения в виде схем фациальных зон и распределения мощностей, геолог может путем интерполяции и экстраполяции предвидеть вероятный состав и мощность отложений на тех участках, которые остались за пределами точек наблюдений. Это необходимо при составлении геологических разрезов и профилей, а также при проектировании буровых скважин и интерпретации геофизических данных.

Особенно важно узнать распределение фаций и мощностей отложений, когда с последними связаны полезные ископаемые. К осадочным толщам приурочены такие полезные ископаемые, как уголь, нефть, природный газ, бокситы, фосфориты, строительные материалы. Прогноз распространения всех этих полезных ископаемых и предварительная оценка их запасов не могут быть выполнены без составления схем фаций и мощностей и без выяснения с их помощью истории колебательных движений земной коры.

Для примера остановимся на некоторых связях между колебательными движениями и угленакоплением.

Паралические угли образуются на плоских морских берегах в заболачиваемых лагунах. Для их образования необходимы определенные климатические условия. Но сейчас нас интересуют не они, а тот режим колебательных движений, вне которого, несмотря на самый благоприятный климат, угленакопление невозможно.

Батиметрический уровень образования углей совпадает с уровнем моря. Поэтому эпохами, благоприятными для углеобразования, должны быть такие, когда устанавливается точная компенсация прогибания накоплением и поверхность осадков поддерживается на уровне поверхности моря. Такие условия создаются, когда в процессе постепенной «перекомпенсации прогиба», т. е. накопления обломочного материала с большей скоростью, чем происходит прогибание, обстановка осадкообразования меняется от морской к континентальной или когда развитие идет в обратном направлении — от континентальных условий к морским. И в том и другом случаях промежуточные этапы, во время которых уровень осадкообразования проходит через уровень моря, являются наиболее благоприятными для углеобразования. Наблюдения показывают, что из этих двух возможностей самой благоприятной является первая: массовое углеобразование наблюдается в тех зонах и в такие эпохи геологической истории, где и когда общая направленность геологического развития состоит в медленной, постепенной, но устойчивой перекомпенсации прогибания накоплением. Такая обстановка создается, например, в краевых прогибах геосинклиналей в определенную стадию их развития (см. гл. 15). Примером может явиться Донецкий бассейн, где угленосная толща залегает между типично морскими, сложенными преимущественно известняками, турнейскими и нижневизейскими отложениями, и типично континентальными пермскими отложениями. Мы уже отмечали, что угленосная толща Донбасса характеризуется режимом длительной, в целом весьма точной, компенсации прогибания накоплением.

Таким образом, выясняется некий прогнозный признак угленосности, который может нам подсказать, в какой части разреза больше всего шансов найти уголь, если известен общий характер изменения условий осадконакопления в той или иной зоне.

Для накопления мощных угольных пластов должна существовать наиболее благоприятная скорость прогибания земной коры, соответствующая скорости самого процесса углеобразования. При меньшей скорости угольный пласт не сможет достичь значительной мощности и, больше того, при дополнительных встречных колебаниях поверхности вверх он будет легко разрушаться, попадая в зону действия размыва. Если же скорость прогибания будет превышать скорость процесса углеобразования и уменьшаться до этой последней скорости только иногда, во время замедления прогибания, то вместо одного мощного слоя будет образовываться серия угольных слоев меньшей мощности, разделенных пачками морских осадков. Если области разной скорости прогибания коры находятся по соседству и между ними имеется постепенный переход, то в этой переходной зоне можно наблюдать характерное явление расщепления угольных пластов (рис. 33). Следовательно, изменения мощностей углесодержащих свит, отражающие изменения скорости прогибания от места к месту, могут явиться прогнозным признаком, позволяющим предвидеть вероятную толщину слоев угля и их число.

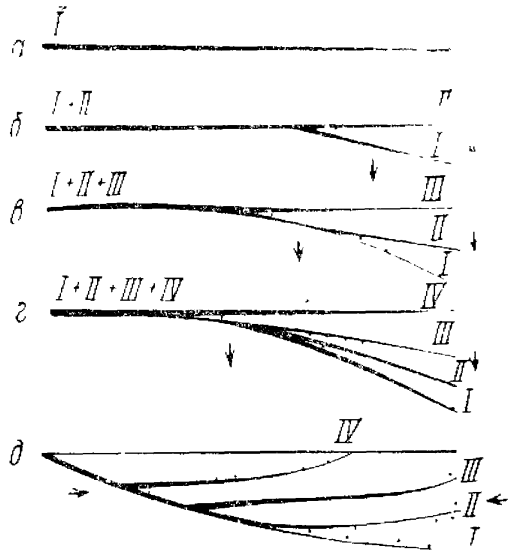


Рис. 33. Развитие угольного месторождения с расщепляющимся угольным пластом (по Г. Ф. Крашенинникову); *а*, *б*, *в*, *г* — последовательные стадии развития; *д* — современное строение

Изучение истории колебательных движений позволяет понять направление и время миграции в слоях нефти и газа. Эти подвижные ископаемые мигрируют вверх по восстанию слоев и скапливаются, как правило, в наиболее поднятых частях структур. Однако современный рельеф тех слоев, по которым они мигрировали, может отличаться от того, который был в то время, когда миграция происходила. Восстановление с помощью палеотектонических реконструкций прежнего наклона слоев может повести к открытию залежей нефти и газа там, где, основываясь на современной структуре, поиски могли бы казаться ненадежными.

Мы ограничимся приведенными примерами. Их достаточно, чтобы убедиться в практическом значении изучения истории древних колебательных движений земной коры.

Глава 9

ОБЩЕКОРОВЫЕ РАЗРЫВНЫЕ ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ДВИЖЕНИЯ

ГЛУБИННЫЕ РАЗЛОМЫ

Еще в середине XIX в. основоположник геотектонической гипотезы сжатия земного шара Эли де Бомон старался найти в простирании горных хребтов некоторую закономерную сетку направлений. Он предполагал, что эта сетка соответствует положению ребер многогранника, форму которого принял земной шар при своем сжатии.

В начале XX в. В. Гоббс указывал на многочисленные примеры геометрической «структурированности» рельефа земной поверхности, в котором преобладают прямолинейные направления. В 30-х годах нашего столетия Зондер высказал предположение о наличии в земной коре сети первичных разломов, проявляющихся в виде «линеаментов» — прямолинейных структур и форм рельефа. Г. Клоос и Р. Штауб считали, что строение Западной Европы может быть лучше понято, если предположить, что земная кора разделена глубокими разрывами на блоки, каждый из которых двигается как целое.

Эта проблема получила существенное развитие после того, как А. В. Пейве и ряд других советских тектонистов в 40-х годах нашего столетия выдвинули свои представления о «глубинных разломах».

В соответствии с этими представлениями под глубинными разломами понимаются тектонические разрывы, имеющие большое, измеряемое сотнями километров протяжение на поверхности и оказывающие в течение длительного времени существенное влияние на характер и локализацию эндогенных процессов. Обычно глубинный разлом выражен не одной поверхностью нарушения сплошности горных пород, а целой зоной параллельных или сменяющих друг друга кулисообразно разрывов и перетертых, раздробленных и развальцованных пород. Ширина такой зоны обычно измеряется километрами и может превышать 10 км. Указанные качества глубинных разломов позволяют видеть в них разрывы, рассекающие всю земную кору и уходящие в верхние слои мантии. Такое представление о глубинных разломах подтверждается приуроченностью к ним выходов магмы и геофизическими данными.

Среди глубинных разломов, в зависимости от направления относительных смещений разделенных ими участков земной коры, выделяются разновидности, аналогичные тем, которые выделяются вообще среди тектонических разрывных смещений любого размера. Некоторые из глубинных разломов рассекают земную кору вертикально и смещения по ним происходят также в вертикальном направлении. В геологической литературе нет специального термина для обозначения таких смещений, и они обычно называются то сбросами, то взбросами. Между тем под сбросами правильнее понимать только нормальные сбросы со сбрасывателем, наклонным в сторону опущенного крыла, а взбросы имеют наклон, хотя бы и крутой, в сторону поднятого крыла. Мы предлагаем здесь называть вертикальные разрывы с вертикальными же смещениями взрезами. Следовательно, первая разновидность глубинных разломов — это общекоровые, или глубинные, взрезы.

Следующей разновидностью являются вертикальные или почти вертикальные разрывы со смещениями преимущественно в горизонтальном направлении. Это общекоровые, или глубинные, сдвиги.

Далее выделяются общекоровые, или глубинные, взбросы и надвиги. Известны также глубинные сбросы. Это нормальные сбросы с опущенным висячим крылом. Их образование связано с растяжением земной коры. Точно так же о растяжении свидетельствуют глубинные раздвиги, выраженные сквозными зияющими трещинами в коре.

Рассмотрение глубинных разломов мы начнем с глубинных взрезов.

ОБЩЕКОРОВЫЕ, ИЛИ ГЛУБИННЫЕ, ВЗРЕЗЫ

Эти глубинные разломы часто служат границами между зонами поднятий и опусканий, вызванных глыбово-волновыми колебательными

движениями. Движения в крыльях таких разломов направлены вертикально, развиваются длительно и так, как это свойственно колебательным движениям, могут менять свое направление на обратное. Поскольку глубинные взрезы разделяют относительные поднятия и опускания, они являются границами, на которых резко меняются фации и мощности отложений.

Глубинные взрезы развиты повсеместно. Особенно ярко они проявляются в областях, где глыбово-волновые движения имеют большую амплитуду и скорость. Примерами могут служить глубинные разломы Средней Азии, Карпат и Кавказа.

Один из таких разломов протягивается между Алайским хребтом и Памиром по долине р. Муксу (Каракульский глубинный разлом). По обе стороны разлома в течение долгого времени происходили вертикальные движения разного знака. Так, в силуре и девоне зона современного Алайского хребта прогнулась на 6—8 км, а Северный Памир в то же время поднимался. В раннем карбоне, наоборот, Северный Памир прогнулся на 3—4 км, а Южный Алай относительно поднялся. В среднем карбоне и позже, до конца палеозоя, Алай и Северный Памир оба поднимались, но на месте Каракульского разлома существовал прогиб (рис. 34).

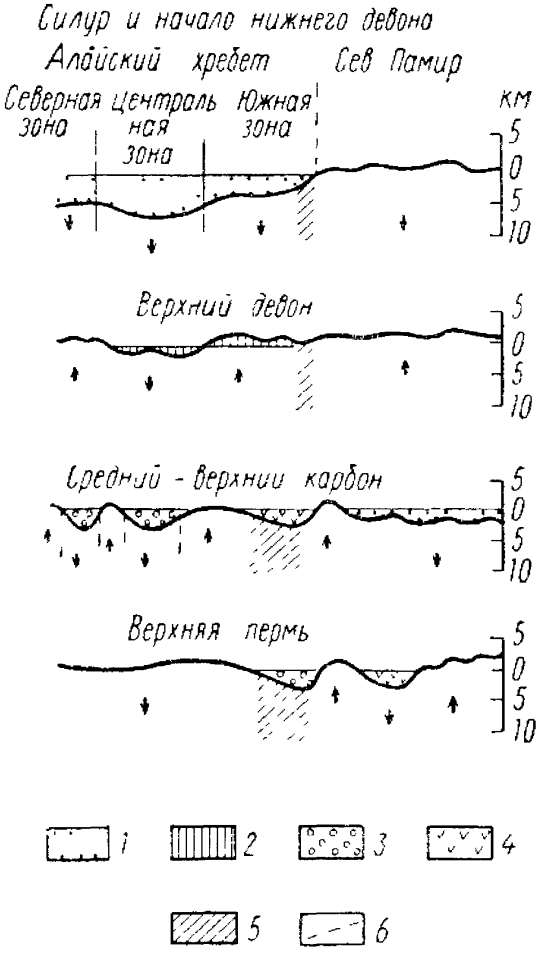


Рис. 34. Схема развития в палеозое Алайского хребта и Северного Памира и разделяющего их Каракульского глубинного разлома (по И. А. Марушкину): *1* — сланцы, известняки, песчаники; *2* — известняки, сланцы; *3* — известняки, аргиллиты, конгломераты; *4* — конгломераты, известняки, эффузивы, *5* — зона Каракульского глубинного разлома; *6* — частные разломы

Тырныаузский глубинный разлом протягивается на 300 км вдоль северного склона Большого Кавказа. В палеозое он отделял прогибавшуюся герцинскую геосинклиналь, расположенную к северу, от зоны поднятия, находившейся к югу. Амплитуда вертикальных перемещений по разлому могла достигать в то время 10 км. В мезозое тот же разлом находился на границе между поднятием эпигерцинской платформы на севере и прогибавшейся альпийской геосинклиналью на юге. Позже, когда с начала миоцена Большой Кавказ стал весь подниматься, разлом утратил свое тектоническое значение.

На примере Тырныаузского глубинного разлома можно познакомиться со сложностью строения тектонических структур этого типа. В плане Тырныаузский разлом представляет собой полосу шириной от 2 до 10 км, разделенную продольными разрывами на несколько пластин, или зон, с различным характером разреза и разной историей развития. Выделено пять таких пластин, или зон. В схематическом виде их геологические разрезы показаны на рис. 35. Из сопоставления разрезов видно, что история началась с опускания южной подзоны в раннем и

среднем палеозое. В раннем карбоне опускание проявилось в северной подзоне В позднем карбоне эта подзона поднималась, а в опускание были вовлечены опять южная и Тузлук-Гирхожанская зоны. В течение пермского периода опускалась только южная зона, а все остальные поднимались. В триасе и самом начале юры поднималась вся полоса глубинного разлома, а затем отдельные ее зоны стали опускаться, некоторые со среднего, другие с верхнего лейаса или с верхней юры.

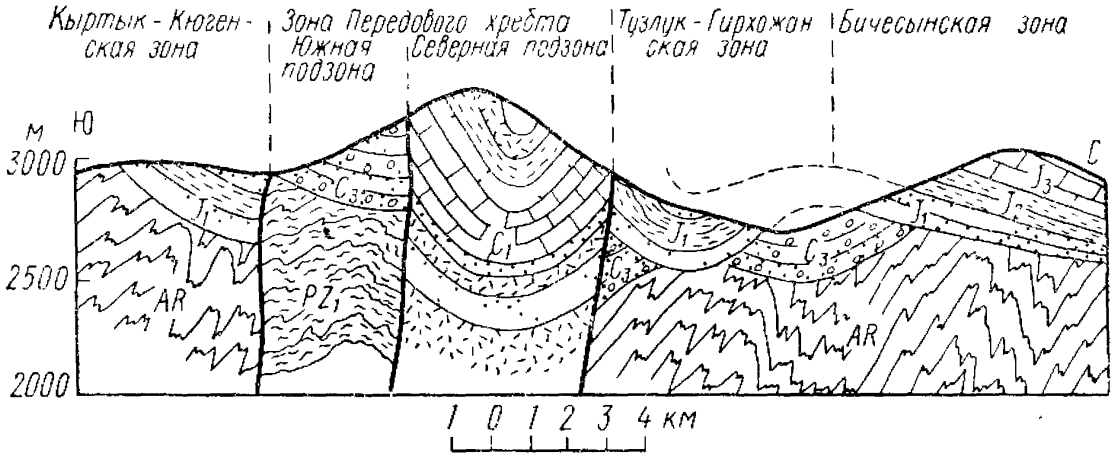


Рис. 35. Схематический геологический разрез через Передовой хребет Северного Кавказа (по Д. С. Кизевальтеру):
J_3 — верхняя юра — известняки; J_2 — средняя юра — глинистые сланцы; J_1 — нижняя юра — песчаники; C_3 — верхний карбон — вулканогенно-осадочная толща, PZ_1 — нижний палеозой — метаморфические сланцы; AR — докембрий — кристаллические сланцы

По наклону отдельных разрывов, осложняющих полосу Тырныаузского глубинного разлома, можно думать, что все они на глубине нескольких километров сходятся в единый разлом.

Нередко вдоль глубинных взрезов образуются прогибы, названные Б. А. Петрушевским приразломными. Примером крупного приразломного прогиба является Восточно-Ферганский, примыкающий к Таласо-Ферганскому разлому. Опускание земной коры и накопление осадков в этом прогибе происходили в течение юры. А в мелу на том же месте произошло поднятие. Интересно, что амплитуда как юрского прогибания, так и мелового поднятия нарастала с приближением к разлому и последний резко обрезал и прогиб и поднятие.

Особой формой влияния глубинных взрезов на структуру земной коры является образование в связи с ними так называемых «зон смятия». Примерами могут служить Иртышская зона смятия на Алтае или Успенская в Казахстане. И там и здесь слагающие местность палеозойские породы смяты в сильно сжатые изоклинальные складки, пронизанные кливажем течения. Эти деформации сопровождаются метаморфизмом: глины превращены в филлиты или зеленые сланцы. Такая зона, имеющая в ширину несколько десятков километров, представляет собой в целом выход на поверхность глубинного разлома, выраженного полосой сильно деформированных пород, прогретых поднимающимися по густой сети трещин горячими растворами.

Глубинные взрезы существенно влияют на магматические проявления. С ними связаны выходы как интрузивных, так и эффузивных пород. Например, вдоль Главного Уральского глубинного разлома, разделявшего в палеозое погружавшуюся Тагильско-Магнитогорскую зеленокаменную зону и поднимавшуюся зону Уралтау, вытянулась цепочка

ультраосновных интрузий. Протерозойские и палеозойские пояса ультраосновных интрузий протянулись вдоль многих глубинных разломов Саяно-Алтайской области. Упомянутый выше Иртышский глубинный разлом сопровождается интрузиями гранитоидов. В качестве примеров глубинных разломов, являющихся каналами для выхода на поверхность эффузивных пород, можно указать Закарпатский разлом, вдоль которого развиты неогеновые средние и кислые лавы и гипабиссальные интрузии разного состава, а также Чукотско-Охотский разлом с мощными излияниями меловых андезитов и андезитобазальтов.

Практический интерес глубинные взрезы представляют в связи с тем, что либо непосредственно, либо посредством сопровождающих их магматических пород они нередко контролируют размещение оруденения.

Глубинные взрезы имеют распространение не только в областях с интенсивными вертикальными движениями земной коры, но и на платформах. Многие из них установлены геофизическими методами.

В целом, на основании имеющихся геологических и геофизических данных можно предполагать, что вся земная кора вместе с верхними слоями мантии разделена разломами на отдельные глыбы разных размеров и формы.

История глубинных взрезов сложна. Они возникали на разных этапах геологической истории: одни — в древние эпохи докембрия, другие — в разные периоды фанерозоя, некоторые из них очень молоды. Многие древние разломы давно «залечены» и уже в течение долгого геологического времени никак себя не проявляют. Однако известны случаи «оживления» древних разломов и даже многократного. При этом конкретные проявления одного и того же разлома на разных стадиях его «оживления» могут быть разными. Так, Монголо-Охотский глубинный разлом, существующий с рифея доныне, в палеозое отделял поднимавшуюся зону докембрийских массивов, находившуюся к северу от погружавшейся геосинклинали, расположенной к югу. Он же в среднем палеозое являлся каналом для излияния основных эффузивов, а в позднем палеозое контролировал размещение массивов габбро и габбродиоритов. В самом конце палеозоя и начале мезозоя вдоль разлома образовался узкий приразломный прогиб, в котором накапливались морские отложения поздней перми и триаса. В юре и раннем мелу один большой приразломный прогиб сменился цепочкой малых изолированных прогибов с континентальными осадками. Здесь же излились средние и кислые лавы и образовались гипабиссальные малые интрузии разного состава.

Что можно сказать об условиях образования глубинных взрезов? Нельзя ли считать, что они являются следствием колебательных движений и образуются там, где в силу большой контрастности последних земная кора не выдерживает возникших в ней напряжений и разламывается?

Вероятно, именно так мы и должны представлять себе первоначальный механизм образования тех разломов, которые наблюдаются непосредственно на поверхности земли. Они возникают на границах между рядом расположенными зонами интенсивного поднятия и интенсивного опускания. Но такой ответ едва ли можно считать окончательным решением проблемы, если обратить внимание на то, что само расположение зон глыбово-волновых поднятий и опусканий на материках подчиняется во многих случаях совершенно очевидной геометрической правильности. Например, огромное число зон поднятия и прогибания разного возраста, расположенных в широтной полосе между Байкалом

на востоке и Западной Европой на западе, имеют одно и то же северо-западное простирание. Оно проявляется в Восточном Саяне, на Енисейском кряже, на Алтае, в Центральном Казахстане, в западных отрогах Тянь-Шаня, в Копетдаге, на Кавказе, в Донбассе, в Восточных Карпатах, Динаридах, Апеннинах, а также на эпигерцинской платформе Центральной и Западной Европы, где мезокайнозойские прогибы и поднятия имеют преимущественно северо-западное простирание. Тиман и Пай-Хой (вместе с его продолжением на Южном острове Новой Земли) также имеют северо-западное простирание Последнее во многих местах сочетается с поперечным северо-восточным простиранием, причем там, где эти два простирания встречаются, смена их происходит резким изломом под прямым углом или же они соединяются путем «торцевого» сочленения. Резкий излом происходит в месте встречи Байкальского хребта с Восточным Саяном. Западный Саян с Восточным имеет торцовое соединение под прямым углом. Рудный Алтай под прямым углом меняет свое северо-западное простирание на северо-восточное простирание Томь-Колыванских гор, а последнее, как показывают геофизические данные, к северу от Новосибирска, под платформенным чехлом Западно-Сибирской низменности, снова меняется столь же резко на северо-западное. Торцовое сочленение наблюдается между Кураминским хребтом и Северным Тянь-Шанем. Полярный Урал изломом в 90° соединяется с Пай-Хоем.

Такая геометрическая правильность в расположении тектонических зон, очевидно, продиктована столь же правильной сеткой глубинных разломов, которые разделяют зоны с разным режимом как колебательных движений коры, так и других эндогенных процессов. В этой своей роли глубинные разломы выступают в качестве первичных тектонических элементов. Правильная геометрическая сетка глубинных разломов представляет собой крайне важную особенность строения и развития земной коры.

ОБЩЕКОРОВЫЕ СДВИГИ

Выделяется группа глубинных разломов, в истории которых значительно преобладают не вертикальные, а горизонтальные смещения. По этому признаку такие разломы должны быть отнесены к сдвигам. Размеры этих разломов, достигающие сотен километров в длину, заставляют считать их общекоровыми, проникающими через всю толщу земной коры.

Следует отметить, что горизонтальные смещения участков коры по разрывам, даже большой амплитуды, устанавливаются гораздо менее уверенно, чем вертикальные перемещения значительно меньшей амплитуды. Для оценки относительных вертикальных перемещений всегда имеются доступные реперы в виде стратиграфических горизонтов, мощностей и фаций отложений, а также террас и поверхностей денудации, которые позволяют легко установить и факт перемещения и его амплитуду. Для того чтобы обнаружить горизонтальные смещения, требуются реперы другого характера.

Такие реперы могут быть чисто структурными. Поскольку каждый сдвиг где-то кончается по простиранию, горизонтальное перемещение должно быть «поглощено» на протяжении разлома или у его концов соответствующими деформациями. В одну сторону должно происходить сжатие пород, в другую — растяжение (рис. 36). Первое может быть поглощено смятием слоев в складки, второе — структурами растяжения

(будинажем, нормальными сбросами или раздвигами). На рис. 37 чередование зон сжатия и растяжения показано для системы кулисообразно расположенных сдвигов.

Все такие признаки имеют тот недостаток, что по ним практически невозможно установить амплитуду горизонтального перемещения: они дают указание лишь на направление смещения.

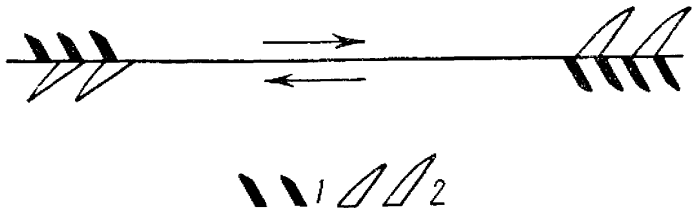


Рис. 36. Зоны сжатия и растяжения вдоль сдвига (схема): *1* — трещины отрыва в зонах растяжения, *2* — складки в зонах сжатия

Для определения амплитуды нужны структуры, которые пересекают разлом, разрезаются им и смещаются вдоль него. Такими структурами могут быть разрезанная сдвигом и смещенная складка, разрезанное и смещенное магматическое тело, смещенные фациальные зоны и т. п.

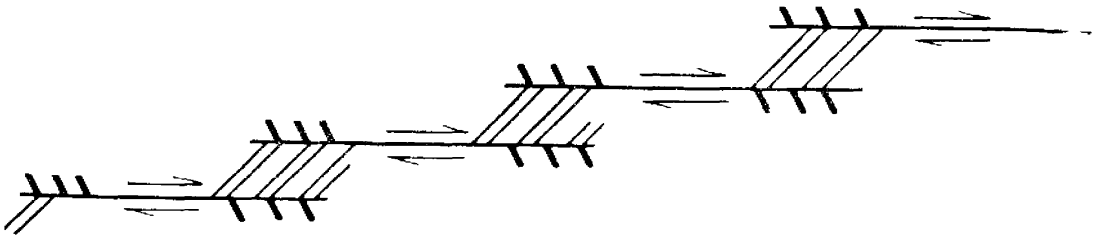


Рис. 37 Зоны сжатия и растяжения в системе кулисообразных сдвигов (схема): жирные короткие линии — трещины отрыва в зонах растяжения, тонкие сдвоенные линии — складки в зонах сжатия

Но далеко не всегда такие структуры удается найти и далеко не всегда удается доказать, что разрозненные и относительно смещенные сходные структуры действительно являются частями когда-то единой структуры.

В связи с этими методическими трудностями вокруг крупных сдвигов в геологической литературе ведется давняя дискуссия. При этом, в зависимости от господствующих в данное время общих умонастроений в геотектонике, отношение к сдвигам меняется: то они почти полностью исчезают из тектонических построений, то чуть ли не каждый большой разрыв зачисляется в разряд сдвигов.

Классическим примером глубинного сдвига является разлом Сан-Андреас в Калифорнии (США), протягивающийся почти параллельно побережью Тихого океана; на суше он может быть прослежен на протяжении 800 км. Северный его конец обрывается берегом океана севернее Сан-Франциско, южный — уходит под воды Калифорнийского залива (рис. 38). Под острым углом он пересекает крупные структуры Южной Калифорнии: поднятие Берегового хребта, прогиб Калифорнийской Долины и частично срединный массив Кордильер. Разлом выражен полосой раздробленных пород, ширина которой местами превышает 1 км.

Разлом Сан-Андреас привлек к себе внимание после катастрофического землетрясения 1906 г., разрушившего г. Сан-Франциско. Землетрясение было связано с катастрофическим правым горизонтальным смещением по разлому. Смещение в разных местах имело разную амплитуду, достигавшую максимально 7 м. Сравнение данных нескольких более ранних геодезических съемок показало, что медленная упругая деформация в зоне будущего разлома началась еще за несколько десят-

ков лет до землетрясения. Она долго не сопровождалась смещением по самому разлому. Только когда накопившиеся напряжения превысили трение по разлому, произошло катастрофическое смещение, вызвавшее землетрясение.

Было установлено, что по этому же разлому и ранее, в XIX в., происходили горизонтальные сдвиговые смещения, вызывавшие землетрясения. Направление смещения во всех случаях было правым.

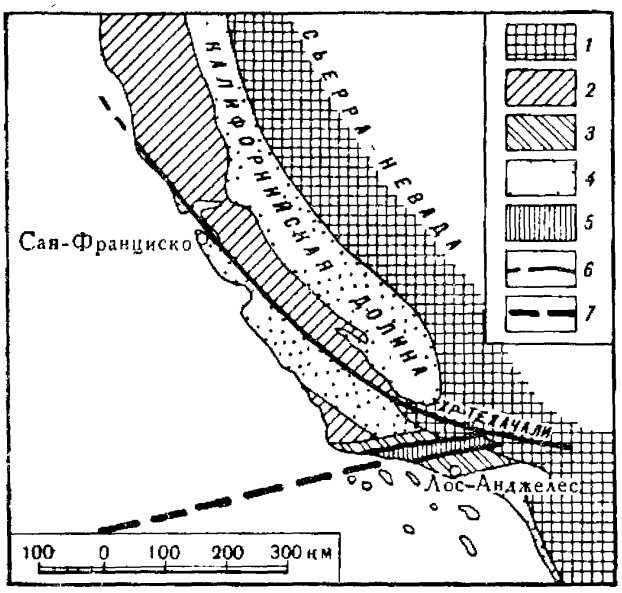


Рис. 38. Геологическая схема Калифорнии: *1* — невадский комплекс киммерийской эвгеосинклинали (метаморфические мезозойские породы и граниты); *2* — преимущественно францисский комплекс альпийской эвгеосинклинали (верхняя юра и нижний мел); *3* — преимущественно меловые и палеогеновые породы Поперечного хребта; *4* — кайнозойские отложения, *5* — преимущественно неогеновые отложения в грабене Поперечного хребта; *6* — разрыв Сан-Андреас; *7* — подводный хребет — разлом Меррей

Топографическая карта показывает, что все долины, пересекающие разлом, разрезаны последним и их отрезки смещены относительно друг друга с правой амплитудой около 1 м. Современный рельеф имеет четвертичный возраст, и если продолжительность четвертичного периода считать в 1 млн лет, то средняя скорость смещения будет измеряться 1 мм/год.

Для этого промежутка времени в 1 млн лет реперы вполне надежны и сдвиговое смещение по разлому устанавливается уверенно. Но геологи стали обращать внимание на расположение по обе стороны от разлома фаций более древних отложений — палеогеновых и мезозойских — и обнаружили в этом расположении особенности, которые могли быть истолкованы как признаки значительно более древних смещений по тому же сдвигу. Возникло предположение, что разлом образовался в конце юры и что с того времени общая амплитуда правого горизонтального смещения достигла 560 км.

После долгих дискуссий столь древнее время образования разлома и столь большая амплитуда смещения большинством исследователей были признаны недостаточно обоснованными. Вместе с тем надежными были признаны данные, указывающие на поздний миоцен как на время начала смещения по разлому. Суммарная амплитуда смещения сейчас оценивается в 240 км. Основным аргументом в пользу этого смещения является то, что грубые конгломераты самых верхних горизонтов миоцена, отложившиеся в одном районе к востоку от разлома, требуют для своего объяснения наличия в непосредственной близости к себе источника соответствующего обломочного материала, а единственный подходящий источник находится сейчас с западной стороны разлома в 240 км к северо-западу от конгломератов. Снова средняя скорость смещения (за 20 млн. лет) оказывается близкой 1 мм/год.

Однако и этот вывод о возрасте и амплитуде смещений некоторые исследователи оспаривают. Они указывают, что детальные геологические исследования вдоль разлома находят такие пересекающие его структуры, которые свидетельствуют против каких-либо крупных горизонтальных смещений. Одной из таких структур является широтный Поперечный хребет, протянувшийся поперек разлома южнее Калифорнийской Долины и не обнаруживающий какого-либо значительного смещения по нему. Этот хребет сложен верхнемеловыми и палеогеновыми отложениями, изогнутыми в крупную антиклинальную складку с грабеном вдоль оси, выполненным неогеновыми породами. Окаймляющая с юга ту же Калифорнийскую Долину полоса гранитов, продолжающая гранитный массив Сьерра-Невады, также пересекает разлом без заметного горизонтального смещения (см. рис. 38).

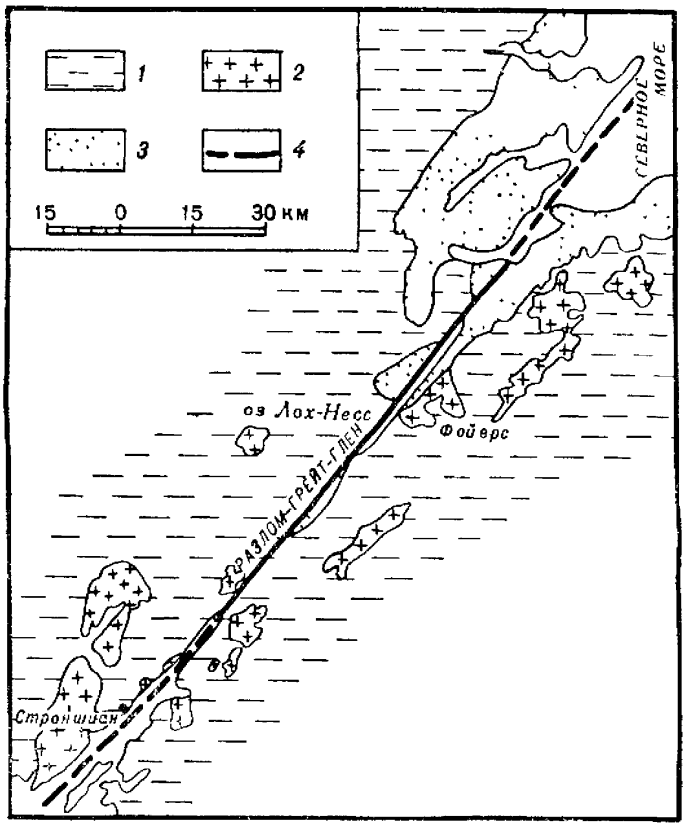


Рис. 39. Геологическая схема Шотландского нагорья и разлом Грейт-Глен (по В Кеннеди): *1* — сланцы Мойн, протерозой; *2* — каледонские граниты; *3* — «древний красный песчаник», нижний девон; *4* — разлом

Те, кто сомневаются в больших горизонтальных перемещениях по разлому Сан-Андреас, утверждают, что этот разлом характеризуется прежде всего вертикальным смещением. А что касается горизонтального смещения, то оно возобладало только в новейшее геологическое время.

Очевидно, что решение вопроса о масштабе и возрасте горизонтального смещения по разлому Сан-Андреас будет достигнуто только после дополнительных детальных и специальных исследований.

В качестве другого примера крупного сдвига указывался разлом Грейт-Глен в каледонской складчатой зоне Шотландии, имеющий северо-восточное простирание (рис. 39). Тут реперами служили два гранитных массива, один из которых примыкает к разлому с юго-востока (Фойерс), другой — с северо-запада (Строншиан); расстояние между ними вдоль разрыва 100 км. Считалось, что это части одного массива, который был разрезан разломом, и его отрезки испытали левое смещение с указанной амплитудой в 100 км. Произошло это смещение в конце нижнего палеозоя (до отложения девонской красноцветной свиты).

В последнее время, однако, возникли крупные сомнения в правильности этих представлений, так как, во-первых, вдоль разлома были найдены не два, а больше сходных гранитных массивов и стало неясно, какие именно их пары составляют разъединенные части одного целого; и, во-вторых, были обнаружены некоторые петрографические различия между породами указанных двух массивов.

В нашей стране рядом исследователей большим сдвигом считается Таласо-Ферганский разлом в Средней Азии (рис. 40). Длина этого

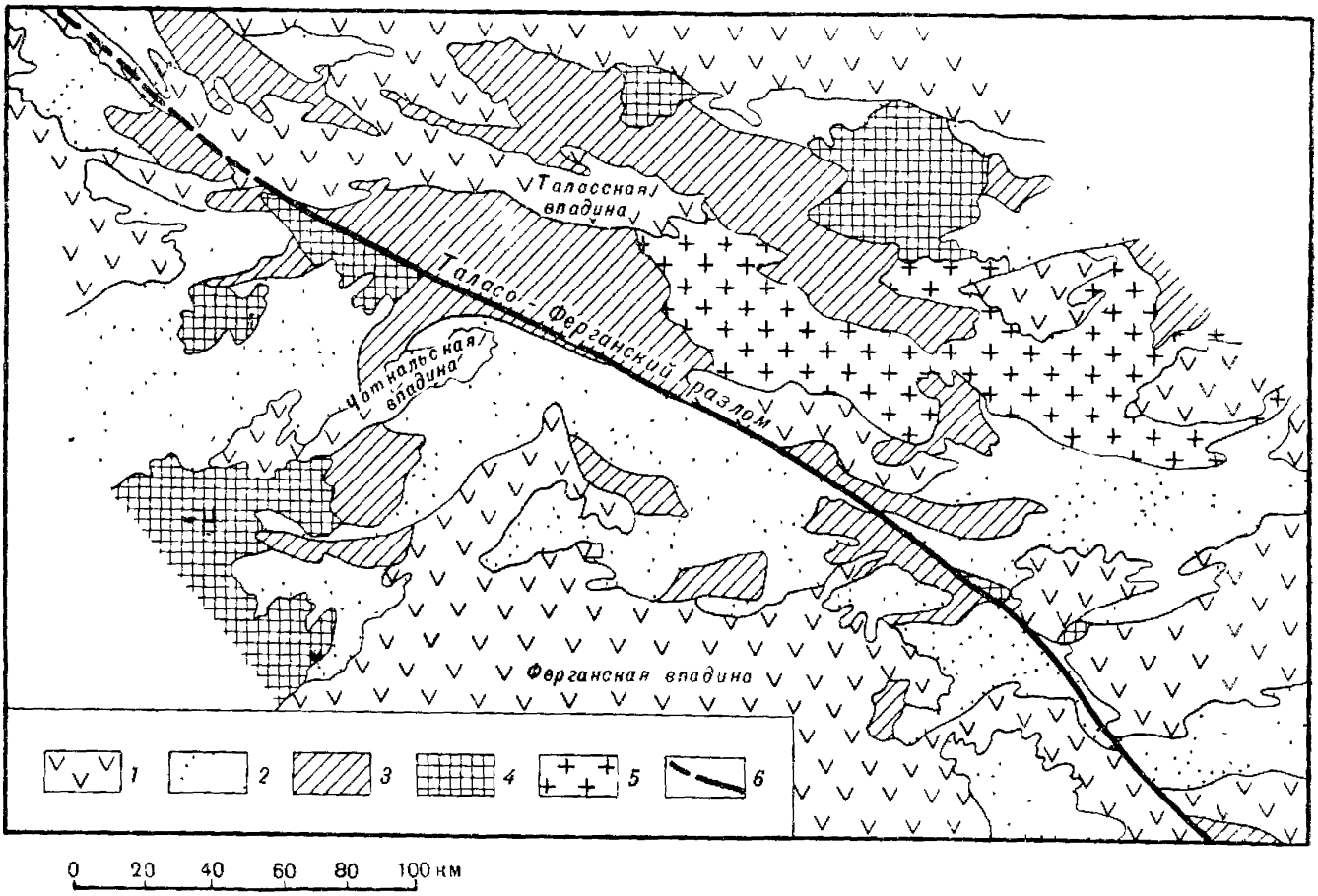


Рис. 40 Упрощенная структурная схема части Тянь-Шаня, прилегающей к Таласо-Ферганскому разлому (по В. С. Буртману): *1* — мезокайнозойские отложения; *2* — пермские, каменноугольные и девонские отложения; *3* — силурийские, нижнепалеозойские и докембрийские отложения; *4* — герцинские интрузии; *5* — каледонские и докембрийские интрузии; *6* — разлом

разлома около 400 км. Он имеет в общем юго-восточное простирание. В своей северной части он разделяет каледонскую и герцинскую геосинклинали Тянь-Шаня, а южнее косо пересекает широтные складчатые структуры и отдельные тектонические зоны Центрального Тянь-Шаня. При этом структуры и зоны при подходе к разлому как с запада, так и с востока срезаются и прямо через разлом не продолжаются. Однако, по мнению сторонников сдвиговой природы этого разлома, продолжение может быть найдено, но с правым горизонтальным смещением в 200 км. Именно на такое смещение указывает как будто положение по обе стороны разлома фациальных зон среднего и верхнего девона, карбона и нижней перми. Сдвиг должен был произойти после ранней перми. Позже, в юре, по тому же разлому происходили лишь вертикальные движения, которые привели, в частности, к образованию упомянутого выше Ферганского приразломного прогиба. Но в самое последнее геологическое время — уже в четвертичном периоде — правое смещение возобновилось и привело к излому пересекающих разлом ущелий с амплитудой горизонтального смещения в 30—50 м.

Еще раз мы сталкиваемся здесь с неясностями и разными точками зрения. Лет тридцать тому назад никто не сомневался в том, что все наблюдаемые особенности строения области вокруг Таласо-Ферганского разлома могут быть объяснены вертикальным смещением. С тех пор удалось обнаружить один бесспорный факт в пользу сдвига: смещение ущелий. Но он указывает на сдвиг четвертичного возраста с ампли-

чудой всего в несколько десятков метров. До сих пор ряд исследователей придерживаются того мнения, что фации средне- и верхнепалеозойских отложений по обе стороны от разлома настолько различны, что считать их продолжением друг друга нельзя и что они могли образоваться независимо в разных условиях и в различных бассейнах, расположение которых по обе стороны разлома связано с первичным их изгибом, а не с последующим смещением. Затруднение возникает также с «устройством» перемещенного на 200 км материала. В предыдущих примерах (Сан-Андреас и Грейт-Глен) разломы в обе стороны скрывались под морскими водами, и относительно дальнейшей их судьбы можно было предполагать что угодно. Таласо-Ферганский разлом находится полностью на суше, и оба его окончания — и северное и южное — могут непосредственно наблюдаться. Едва ли можно представить себе, что при длине разлома 400 км и амплитуде горизонтального смещения в средней его части 200 км происшедшее перемещение пород можно погасить, постепенно рассеивая его вдоль разлома в складчатых и разрывных деформациях обычного масштаба. Здесь следовало бы ожидать деформаций гораздо более интенсивных.

Значит, и в этом случае мы сталкиваемся с рядом неясностей в истолковании природы разлома.

Следует отметить, что во всех упомянутых случаях не вызывают сомнений сдвиговые перемещения современные и новейшие, относящиеся к четвертичному периоду. Первые вызывают землетрясения и регистрируются в наши дни путем непосредственных наблюдений. Вторые оставили свои следы в рельефе местности. Суммарная амплитуда этих перемещений измеряется десятками или сотнями метров и не превышает 1 км. Но когда речь заходит о более древних и значительно больших по амплитуде сдвиговых смещениях, то возникают серьезные сомнения в однозначности существующих данных. Поэтому вся проблема общекоровых сдвигов, крайне важная с точки зрения общих вопросов развития земной коры в целом, не может считаться достаточно ясной и требует дальнейших исследований.

ОБЩЕКОРОВЫЕ НАДВИГИ

Если возможно проследить положение поверхностей глубинных взрезов на глубину нескольких километров, то сплошь и рядом можно наблюдать, как вертикальный на глубине разлом при приближении к поверхности становится наклонным с падением под относительно поднятую глыбу. Вертикальный взрез переходит вверх в надвиг, поверхность которого может стать очень пологой горизонтальной и даже наклоненной в обратном направлении (рис. 41). Такое явление широко распространено в Тянь-Шане, где взрезы, разделяющие зоны неотектонических поднятий и опусканий, переходят вверху в надвиги. Так называемый Главный Кавказский надвиг, приуроченный к южному склону Главного Кавказского хребта, также в глубине становится вертикальным. Несомненно, что очень многие разрывы в горных областях, считавшиеся надвигами со сместителем, уходящим полого на большую глубину, на самом деле являются результатом вторичной деформации поверхности взреза. Эта деформация связана с расседанием в стороны под действием силы тяжести верхних частей относительно поднятых глыб земной коры.

Очевидно, что описываемые структуры остаются в категории взрезов и не могут быть причислены к глубинным надвигам.

Единственным типом структур, который может толковаться как общекоровый и даже мантийный надвиг, является так называемая зона Беньофа. Она приурочена к границам между материком или островной дугой и океаном, точнее, к тем местам, где океан окаймлен глубоководным желобом (см. гл. 20). Подобные условия существуют почти по всему периметру Тихого океана, а в Атлантическом и Индийском океанах они приурочены к островным дугам — Антильской, Гавайской и Зондской.

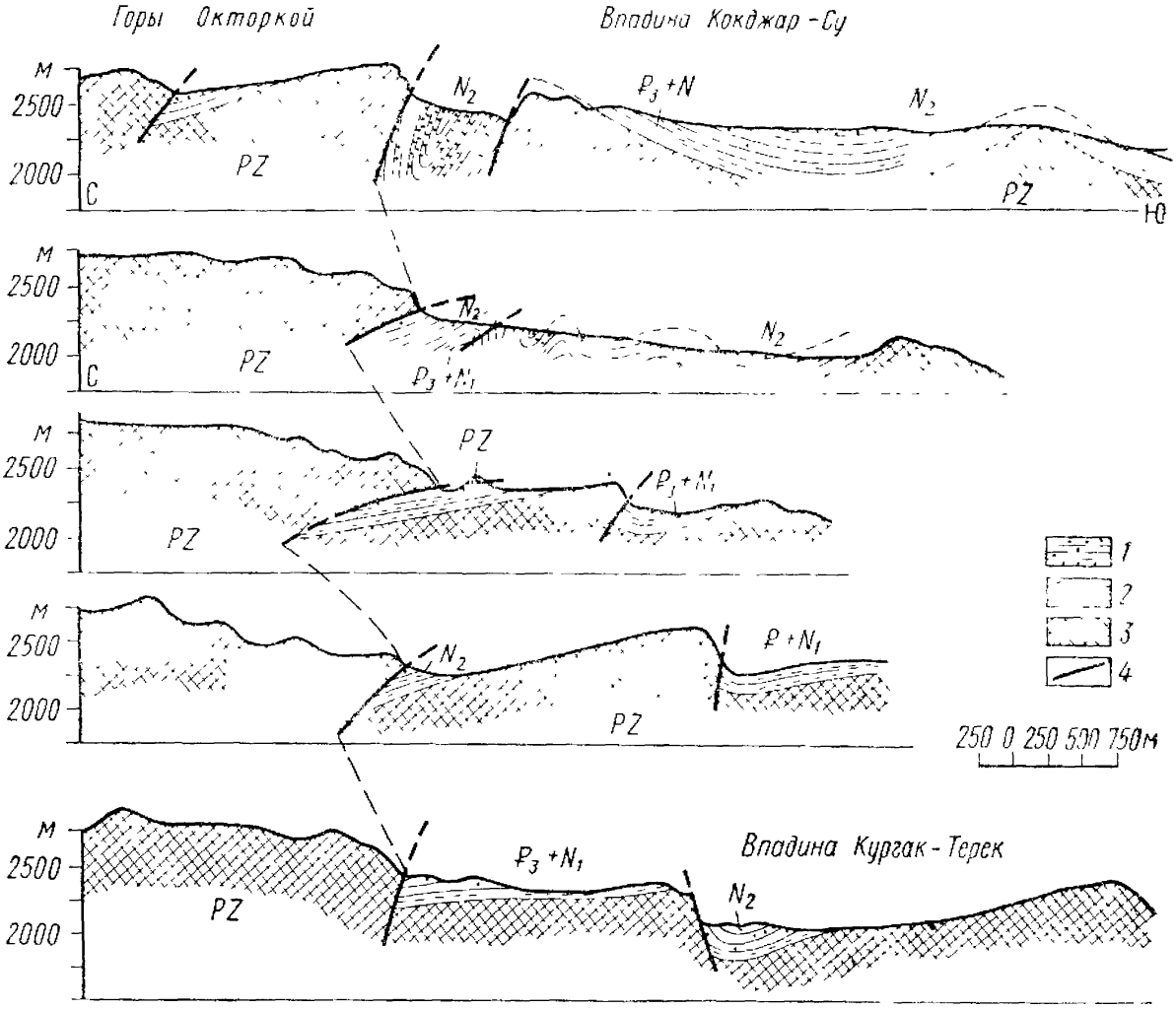


Рис. 41. Схематические геологические профили впадины Кокджар-Су (Северный Тянь-Шань), показывающие изменения наклона тектонических разрывов по простиранию. Различные участки по простиранию соответствуют разной глубине эрозионного разреза (по А. В. Горячеву): *1* — плиоцен; *2* — олигоцен-миоцен; *3* — палеозой; 4 — тектонические разрывы

Зоны Беньофа устанавливаются по расположению очагов землетрясений. В Тихоокеанском сейсмическом поясе, как показывают наблюдения, очаги сосредоточены в зонах, которые наклонены под окаймляющие океан материки или островные дуги. Средний угол наклона этих зон, по-видимому, близок к 45°. Но американский сейсмолог Г. Беньоф на основании обработки положений большого числа очагов пришел к заключению, что в верхней своей части (до глубины 300 км) зона наклонена положе — под углом около 30°, а глубже ее угол возрастает до 60°. Поскольку в этом поясе самые глубокие очаги находятся на глубине 720 км, следует предполагать, что зона Беньофа проникает в мантию на такую огромную глубину. Толщина зоны, измеренная по откло-

нию очагов землетрясений вверх и вниз от некоторой средней поверхности, не превышает 100 км (рис. 42).

Изучение механизма очагов показывает, что землетрясения, происходящие в этой зоне, связаны преимущественно со смещениями надвигового типа: висячее крыло зоны движется вверх, лежачее — вниз. Отсюда и возникло представление о зонах Беньофа как о надвигах коры и верхней мантии материков на кору и верхнюю мантию океанов. Впрочем, в последнее время стали считать, что в этих зонах происходит не надвигание материковой стороны на океаническую, а пододвигание океанической литосферы под материковую. Об этих предположениях мы будем говорить позже (см. гл. 25). Геофизические наблюдения позволяют установить глубинные надвиги только для нашего времени. Исходя из их постоянной связи с глубоководными желобами, окаймляющими материковые окраины тихоокеанского типа, вероятно, их существование можно распространить и на все то геологическое время, пока существуют глубоководные желоба. Но последние, как мы увидим дальше, несомненно, очень молоды. Они представляют собой неотектоническое образование, возникшее не раньше конца палеогена. Никаких очевидных геологических данных о существовании общекоровых надвигов в более ранние геологические периоды нет и распространенные в современной геологической литературе взгляды о мезозойских, палеозойских и более древних зонах Беньофа следует рассматривать как предположения, лишенные каких-либо фактических оснований.

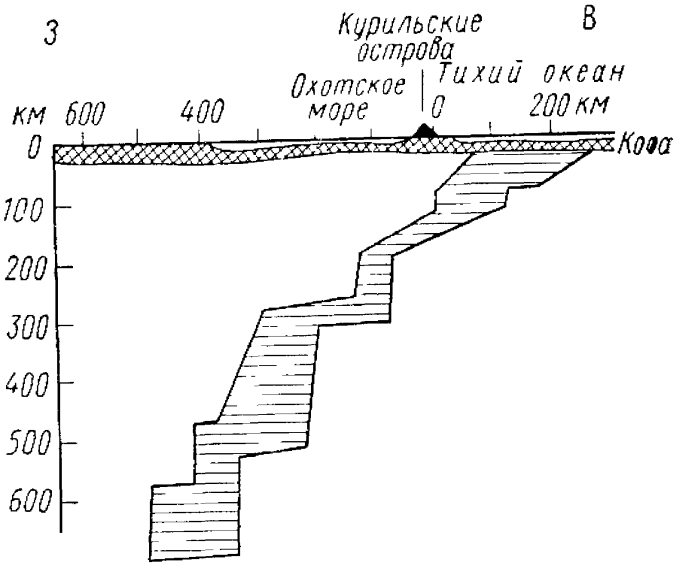


Рис. 42. Зона Беньофа под Курильской островной дугой. Заштрихована зона очагов землетрясений с магнитудой от 4 и выше за период 1902—1966 гг. (по Р. З. Тараканову)

ОБЩЕКОРОВЫЕ СБРОСЫ

Этот вид глубинных разломов сопровождает растяжение земной коры. Соседние участки последней раздвигаются, и между ними возникают наклонные нормальные сбросы. Смещения по ним компенсирует растяжение. На поверхности при этом образуется не один, а система сбросов. Совокупность перемещений по ним ведет к образованию сложных грабенов, разделенных на многочисленные грабены и горсты второго и следующих порядков. Такие сложные грабены большой протяженности, измеряемой многими сотнями и тысячами километров, и с большой амплитудой вертикальных смещений, достигающей нескольких километров, принято называть рифтами. Примерами континентальных рифтов являются: Африкано-Аравийская система грабенов, протянувшаяся на 6500 км от Мертвого моря на севере до р. Замбези на юге, Байкальская система грабенов длиной 2500 км (от оз. Косогол до Токкинской впадины), система Рейнских грабенов (600 км), совокупность

сбросовых структур Большого Бассейна (или «Провинции Бассейнов и Хребтов»), расположенного в США в центре Кордильер в штатах Калифорния, Невада, Юта и Аризона (1000 км в длину).

Ширина рифтов весьма различна — от десятков до сотен километров. Например, ширина Верхнерейнского грабена 40 км, а Большого Бассейна 600 км. Вертикальная амплитуда опускания земной коры в Байкальском рифте достигает 5 км (по некоторым данным 7 км), в других рифтах она обычно не превышает 3 км. Величина растяжения земной коры, приведшего к образованию рифта, может быть подсчитана исходя из наклона сбросов (обычно 60—70°) и вертикальной амплитуды движения по ним. Для Африкано-Аравийского рифта растяжение выражается величиной 2—3 км. Для Байкальского и Рейнского рифтов оно не превышает 2 км, а для Большого Бассейна достигает 70 км. Но это последнее растяжение распределено по очень большой ширине зоны, занятой сбросовыми структурами, и приблизительно равно 10% от этой ширины.

Развитие рифтов сопровождается не только тектоническими движениями по сбросам, но и характерной магматической деятельностью. Местоположение рифтов и время их возникновения связаны с особенностями предшествующей истории земной коры. Рифтообразование является закономерной стадией в развитии коры и тектоносферы в целом. Поэтому следует говорить об особом рифтовом режиме, состоящем из определенной совокупности различных эндогенных процессов. Этот режим следует ставить в один ранг с такими режимами, как геосинклинальные и платформенные. Все эндогенные режимы будут рассмотрены позже, и тогда более подробно будет освещен и рифтовый режим.

ОБЩЕКОРОВЫЕ РАЗДВИГИ

Если растяжение земной коры приводит не к сбросам, а к образованию зияющих трещин в ней, то возникающая структура является раздвигом. Когда есть основания считать, что зияющая трещина растяжения проникает сквозь всю земную кору, мы можем говорить об общекоровом, или глубинном, раздвиге.

Ясно, что глубинная трещина в земной коре не может остаться зияющей. Она заполняется магматическим материалом, образующим в трещине дайку. Трудно ожидать также, что раздвиг сохранится в чистом виде и что по тому же разлому не произойдет вертикального смещения. Действительно, в большинстве случаев раздвиги сочетаются с вертикальными перемещениями, т. е. представляют собой зияющие глубинные взрезы.

Типичным глубинным раздвигом является зияющий разрыв на территории Южной Африки, в который внедрилась «Великая дайка Родезии». Последняя представляет собой вертикальное интрузивное тело основных и ультраосновных пород шириной 5—10 км и длиной 500 км. Эта дайка пересекает различные метаморфические и магматические породы докембрия и простирается на северо-северо-восток от верховьев р. Саби к р. Замбези. Там же в Южной Африке долеритовая дайка в Мататиеле (Капская провинция) имеет длину 24 км при ширине 1600 м. Дайка Бревен в Швеции протягивается на 25 км, а ширина ее достигает 1 км. Многие дайки имеют длину, измеряемую десятками километров, при ширине в десятки и сотни метров.

В ряде мест большое суммарное раздвигание коры распределяется между большим числом отдельных раздвигов, с которыми связаны

группы или пучки даек. Каждая из них достигает мощности в десятки метров, но когда в пучке имеются сотни таких даек, то размер общего растяжения должен измеряться километрами. Пучок даек преимущественно долеритового состава третичного (с конца эоцена до миоцена) возраста известен, например, в западной части Шотландии и на прилегающих островах. Простирание даек преимущественно меридиональное и северо-западное. В некоторых местах дайки настолько густы, что занимают $^1/_5$ всего разреза.

До сих пор вопрос о пространстве для подобных пучков даек и о размере необходимого для них растяжения коры не решен. Вполне возможно, что магматический материал, внедряющийся в открывающуюся трещину, воздействует механически на вмещающие породы, раздвигает и уплотняет их. В этом случае суммарная ширина даек может быть больше первичного растяжения земной коры. Не выяснено также, происходит ли где-либо в другом месте компенсация растяжения сжатием и в какой форме. По этому поводу есть только некоторые гипотезы.

СОВРЕМЕННЫЕ ПРОЯВЛЕНИЯ ГЛУБИННЫХ РАЗЛОМОВ

Многие глубинные разломы активны в настоящее время. Самой распространенной формой их активности является сейсмичность. К зонам разломов приурочены сейсмические очаги. Уже были отмечены таковые для глубинного разлома Сан-Андреас, а также для зон Беньофа. Сейсмичность характеризует и рифты. Глубинные взрезы в областях современных интенсивных вертикальных движений коры, как, например, в Тянь-Шане и вообще в Центральной Азии, являются сейсмогенетическими разломами. Степень их сейсмичности прямо связана с контрастностью вертикальных движений, и эта закономерность используется при сейсмическом районировании, когда необходимо предвидеть, какой силы землетрясения могут возникнуть вдоль того или иного разлома. Но далеко не все сейсмические толчки ощутимы для человека и тем более разрушительны. Большинство их регистрируется только приборами. Такие слабые толчки (микроземлетрясения) происходят чрезвычайно часто, в тысячи и более раз чаще, чем сильные землетрясения. Вдоль некоторых глубинных разломов сейсмографы могут отметить по нескольку малых толчков в сутки, тогда как сильные землетрясения по тем же разломам происходят далеко не каждый год. На регистрации малых толчков сетью сейсмических приборов основан сейсмический метод трассирования глубинных разломов (при условии, что они активны сейчас).

Каждый сейсмический толчок означает смещение по разлому. Оно очень мало при слабых толчках, но может достигать большой амплитуды при сильных землетрясениях. Выше говорилось о смещении до 7 м при катастрофическом землетрясении 1906 г. в Калифорнии. В 1911 г. в долине между хребтами Заилийский Алатау и Кунгей-Алатау произошло землетрясение, во время которого на поверхности земли образовался уступ высотой до 9 м. Самое большое вертикальное смещение произошло в Ассаме (Индия) во время землетрясения 1897 г. (12 м). Смещения всегда охватывают лишь некоторую площадь разлома, и поэтому последний «оживает» на поверхности не на всем, а на некотором протяжении. Во время Калифорнийского землетрясения 1906 г. разлом Сан-Андреас ожил на протяжении 450 км, при других сильных землетрясениях разломы приходили в действие обычно на протяжении десятков километров. Однако зона оживления разлома

может целиком остаться на глубине, и тогда видимых на поверхности смещений не возникнет.

Постоянная приуроченность сейсмических толчков, малых и сильных, к глубинным разломам позволяет думать, что движения по таким разломам происходят в основном не плавно и постепенно, а толчками. Каждый из толчков имеет обычно малую амплитуду и охватывает лишь небольшую площадь сместителя. От толчка к толчку происходит миграция мест смещения. А наблюдаемое конечное большое геологическое смещение является результатом накопления этих малых подвижек. Естественно, что отдельные подвижки могут иметь разное направление, но одно направление пользуется преимуществом и оно в конце концов определяет геологическую природу разлома.

Однако по некоторым глубинным разломам помимо толчков происходят сейчас и медленные постепенные смещения. Расставленные вдоль разлома Сан-Андреас приборы указывают на то, что по нему происходит постоянное скольжение в том же направлении, какое проявляется при сильных толчках. Скорость медленных смещений от 1 до 3 см/год. Но смещения эти не повсеместны и в разные годы охватывают разные участки разлома.

Геодезическими методами было установлено также постепенное опускание Верхнерейнского грабена по окаймляющим его сбросам. Оно происходит со скоростью 0,5—0,7 мм/год.

•

Заканчивая этот раздел, посвященный глубинным разломам, следует отметить, что, хотя этот тип тектонических движений играет очень важную роль в жизни земной коры и имеет большое практическое значение, в проблеме происхождения глубинных разломов, их геологической истории и взаимоотношении с другими эндогенными процессами еще много неясного.

Раздел Б

ВНУТРИКОРОВЫЕ ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ДВИЖЕНИЯ

Глава 10

ГЛЫБОВАЯ СКЛАДЧАТОСТЬ

Классификации складчатостей — морфологическая и кинематическая — рассматриваются в курсах структурной геологии. Мы здесь будем следовать кинематической классификации. Она основывается на различиях в характере движений материала земной коры, непосредственно приводящих к формированию складчатости того или иного типа. Эта классификация предусматривает выделение складчатостей глыбовой, нагнетания, общего смятия и глубинной. В первую очередь будет рассмотрена глыбовая складчатость.

К глыбовой складчатости принадлежат те складчатые комплексы, которые в своем образовании связаны с поднятием некоторых участков земной коры относительно соседних. Морфологически — это идиоморфная, или прерывистая, складчатость, в отдельных своих проявлениях весьма разнообразная. Общими свойствами для нее являются: наличие в типичных случаях одних антиклиналей, тогда как синклинали заменены промежуточными участками непарушенного залегания слоев, и самостоятельность развития каждой складки. Последнее свойство выражается в том, что рядом расположенные складки могут иметь совершенно различные высоту, простирание и форму как в профиле, так и на площади. Среди складок этого типа мы встречаем и пологие купола с ничтожными углами наклона крыльев, и массивные горстообразные сундучные поднятия с плоской вершиной и крутыми крыльями, усложненными лестницами флексур. Здесь встречаются валы длиной в сотни километров при ширине в десятки километров, а также резко асимметричные поднятия с одним очень пологим крылом и другим относительно крутым. Складки могут быть образованы плавными изгибами слоев, но могут быть ограничены разрывами или разбиты ими на отдельные блоки. Амплитуда поднятий измеряется от десятков метров до километра и больше. Относительно крупные складки могут быть усложнены более мелкими поднятиями. Глыбовые складки именуются также «штамповыми», платформенными, отраженными.

Характерными для этого типа складчатости являются признаки длительного их развития, протекающего одновременно с осадконакоплением, т. е. признаки конседиментационности. Эти признаки выражены в изменении мощностей и фаций отложений в пределах каждой складки: в той части разреза, которая отвечает времени роста складки, наблюдается уменьшение мощностей отложений по направлению к вершине складки и изменение в том же направлении состава осадков в сторону более прибрежных и грубообломочных фаций.

Степень таких изменений различна от горизонта к горизонту. В некоторых горизонтах мощности меняются незначительно, в других про-

исходит полное выклинивание той или иной пачки слоев и тогда в толще осадков наблюдается перерыв с признаками размыва нижележащих пород. Точно так же и изменение фаций может быть бо́льшим и меньшим. Отсюда следует, что глыбовые складки в период своего роста проявляются в качестве то относительных, то абсолютных поднятий. Можно представить себе, что земная кора во всей данной местности прогибается и складки растут на фоне этого прогибания. Когда поднятие складки обгоняет общее прогибание, складка проявляет себя как абсолютное поднятие, когда же самостоятельное ее поднятие отстает от общего прогибания местности, складка выражена в виде относительного поднятия. Уменьшение мощностей отложений к вершине складки ведет к тому, что одна и та же складка по более древним слоям оказывается более высокой и крутой, чем по более молодым слоям.

Следовательно, мощности и фации используются как для восстановления истории колебательных движений земной коры, так и при рассмотрении истории глыбовых складок. Очевидно, что данные о развитии таких складок мы можем получить, сравнивая мощности и фации отложений в разных частях складки — на ее вершине и крыльях и в пространстве между складками. Если в какой-либо свите изменений от вершины к крыльям нет, то во время отложения данной свиты складка не поднималась, если же мощности на своде меньше, чем на крыльях, то разность мощностей (в случае необходимости с поправкой на изменение глубины осадкообразования) явится мерой поднятия вершины складки относительно ее крыльев. Разность можно заменить отношением мощностей, которое явится в то же время отношением скоростей опускания земной коры на своде складки и за его пределами. Когда на своде складки происходит не только относительное поднятие, но и абсолютное, то в некоторых случаях может быть использован объемный метод. Он позволит определить отношение объемных скоростей поднятия вершины складки и опускания ее крыльев, но его можно использовать только в том случае, когда обломочный материал, отложившийся на крыльях, полностью принесен с вершины той же складки, а не с какого-либо другого источника.

Пример использования отношения мощностей отдельных горизонтов на своде и крыльях глыбового поднятия содержится в табл 2. Данные относятся к горизонтам верхнего девона на Жигулевском валу.

Таблица 2

ПОДНЯТИЕ ЖИГУЛЕЙ В ТЕЧЕНИЕ ПОЗДНЕГО ДЕВОНА

Горизонты	Мощность на своде, м (а)	Мощность на южном крыле, м (в)	Отношение а/в, %	Мощность на северном крыле, м (с)	Отношение а/с, %
Щигрово-семилукский .	18	36	50	94	19
Воронежский	22	28	79	57	39
Евланово-ливенский и елецкий	132	137	96	208	63
Лебедянский	216	236	91	215	100

Цифры в третьей и пятой графах показывают, что скорость поднятия свода вала относительно крыльев с течением времени — от щигрово-семилукского века до лебедянского — уменьшалась. Разные отношения между сводом и тем и другим крыльями объясняются различным удалением скважин на северном и южном крыльях от свода.

Пример изменения фаций отложений от крыльев к своду мы находим на Доно-Медведицком валу. Среднеюрские отложения залегают в этом районе на сильно размытой поверхности каменноугольных известняков. Келловейские отложения отличаются на своде более песчанистым характером, чем на крыльях, и содержат включения гипса. Неоком на своде представлен более грубыми песками, чем на крыльях, и лежит там на размытой поверхности верхней юры. В апте наблюдается переход от глин к пескам по направлению к своду. Сеноманские пески представлены глауконитовой разностью на крыльях и кварцевой на своде. Аналогичные изменения происходят в более верхних ярусах мела, а также в палеогене. Все они указывают на то, что со средней юры до палеогена включительно на месте Доно-Медведицкого вала море было несколько более мелким, чем в его ближайших окрестностях, а временами здесь возникал остров. Благодаря меньшей глубине осадки на своде подвергались более энергичному перемыванию волновыми колебаниями воды и более энергичной сортировке. В результате на своде вала сохранялся более грубый материал, а более тонкие частицы отсюда уносились в более глубокие места. Таким образом, концентрация относительно грубого терригенного материала на своде вала не означает, что этот материал образовался за счет размывания самого вала: он мог быть принесен издалека, а концентрация его вызвана вторичной сортировкой на участке относительного мелководья.

Изучение истории различных глыбовых складок показывает, что они развиваются крайне неравномерно во времени, рост их то ускоряется, то замедляется. Например, Краснокамский вал (Волго-Уральская область) переживал периоды особенно быстрого поднятия в конце позднего карбона — начале перми, в конце артинского века — начале кунгурского, в конце раннего и начале среднего кунгура и т. д. На Жигулевском валу равномерное распределение мощностей живетского яруса свидетельствует о том, что в это время вал еще не поднимался. Позже наиболее интенсивное поднятие вала происходило в щигрово-семилукское время, после чего рост вала замедлился и к концу девона вовсе прекратился (см. табл. 2). Для турнейского времени признаков роста вала нет. Поднятие вала возобновилось в верейское время, когда мощность накопившихся осадков на своде на 50 м меньше, чем на крыльях. Однако в течение позднего карбона и долгое время потом вал не поднимался. Он значительно поднялся и принял современную форму в третичное время. Наблюдения показывают, что ускорение и замедление роста глыбовых складок развиваются синхронно для многих складок, расположенных на широкой территории. Однако начало роста различных складок падает на разные геологические эпохи.

Например, Туймазинский вал в Башкирии начал подниматься уже с начала девона. В конце живетского века началось поднятие Серафимовско-Балтаевского вала и восточной половины Большекинельского вала. В начале карбона начали подниматься Сокско-Шешминский и Вятский валы. В конце карбона и начале перми образовалась западная половина Большекинельского вала.

Точно так же и продолжительность роста отдельных глыбовых складок различна. Некоторые складки на востоке Восточно-Европейской платформы поднимались только в девоне (например, Гусенькинская складка на Саратовском валу). Другие складки поднимались до конца палеозоя (Пристанская и Шумекинская складки на том же валу). Третьи продолжали свой рост в мезозое и кайнозое (Вятский вал).

Рост некоторых глыбовых складок продолжается до сих пор.

Детальное изучение распределения мощностей и фаций в разрезе глыбовых складок во многих случаях позволяет подметить признаки миграции свода по площади. Такой случай изображен на рис. 43. В каждую данную эпоху вершина складки находилась там, где мощность отвечающих этой эпохе отложений наименьшая. Практическое значение этого явления заключается в том, что скопление нефти и газа может оказаться не по вертикали под видимой близ поверхности вершиной складки, а в стороне — в том месте, где находился свод складки во время накопления нефти или газа.

В ряде случаев было обнаружено, что глубже некоторого стратиграфического уровня вместо уменьшения мощностей к своду глыбовой складки наблюдается, наоборот, их увеличение. В связи с этим с глубиной залегание слоев становится не круче, а положе и, наконец, антиклинальное залегание может смениться синклинальным.



Рис. 43. Миграция свода глыбовой складки

Впервые такая особенность строения складки этого типа была отмечена для вала Уилд, разделяющего на юго-востоке Англии Лондонский и Гемпширский бассейны (рис. 44). Буровые скважины обнаружили, что антиклинальное залегание третичных и верхнемеловых отложений, наблюдаемое близ поверхности, на большей

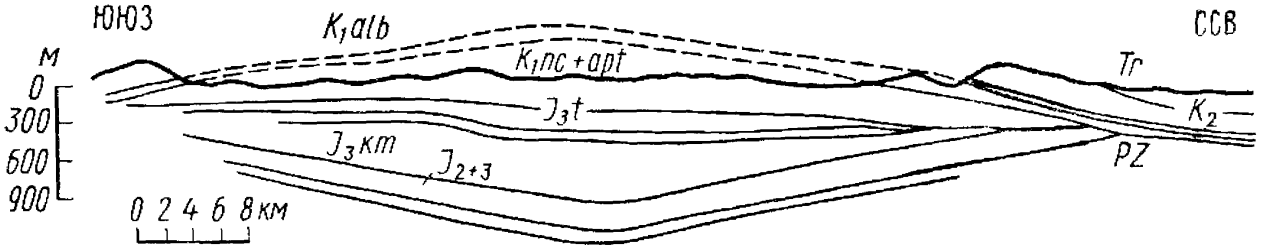


Рис. 44. Разрез через вал Уилд (по Лэмплефу)

глубине сменяется горизонтальным залеганием нижнего мела и синклинальным залеганием юрских отложений. Таким образом, осадочные отложения образуют здесь большую линзу. Юрские и нижнемеловые отложения под осью вала имеют мощность до 1500 м и выклиниваются к его крыльям, где нижний мел налегает непосредственно на палеозой. Верхнемеловые отложения мало изменяют свою мощность, а третичные осадки увеличиваются в мощности от свода к крыльям. Все отложения мелководны.

Ясно, что в течение юры и раннего мела на месте вала земная кора прогибалась. В позднем мелу прогибание закончилось. А в третичное время на месте прогиба стал расти вал. Следовательно, в истории этого вала отмечается обращение, или инверсия, вертикальных движений.

Такие «инверсионные» глыбовые складки в большом количестве найдены на востоке Восточно-Европейской платформы. Выделяются складки, в разрезе которых выполаживание слоев с глубиной начинается в додевонских, девонских и каменноугольных отложениях, в зависимости от возраста инверсии. На рис. 45 изображен профиль че-

рез Бавлинскую складку, в котором можно видеть сперва выполаживание слоев с глубиной, а затем переход к обратному, синклинальному их изгибу. Инверсия произошла после бавлинского века, и, следовательно, в позднем протерозое на месте современной складки существовал прогиб.

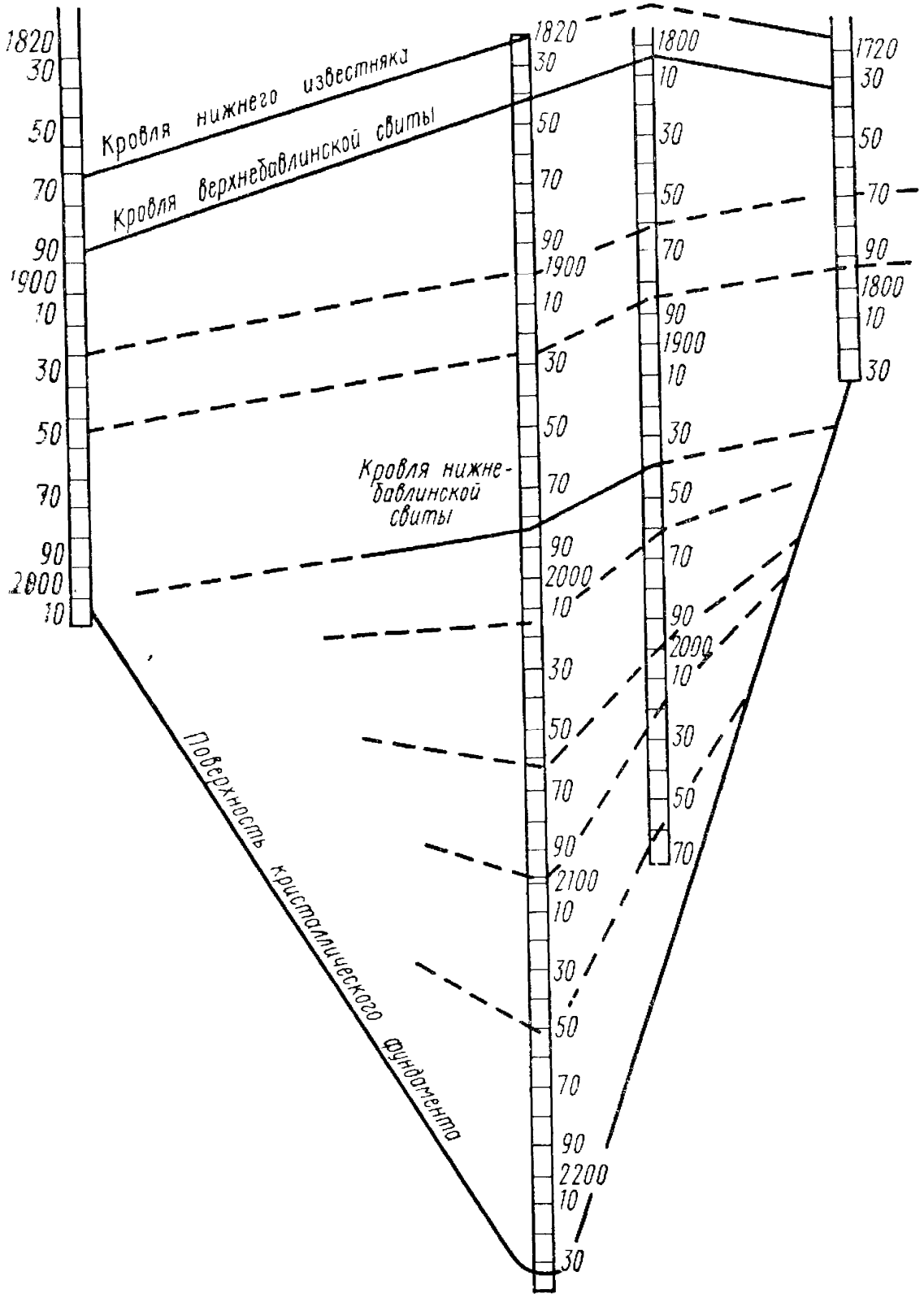


Рис 45. Профиль через Бавлинскую складку (по Л. Н Розанову). Инверсия произошла после отложения бавлинской свиты

Глыбовые складки характерны для платформ. Например, они широко развиты во многих районах Восточно-Европейской платформы. Не меньше они распространены на Северо-Американской платформе, а также на других платформах, как древних, так и молодых. Но они распространены также и в орогенных зонах, где концентрируются

преимущественно в передовых и межгорных прогибах. Например, они известны в Терско-Кубанском передовом и Куринско-Рионском межгорном прогибах на Кавказе, в Предуральском передовом прогибе.

Форма и история глыбовых складок и самостоятельность каждой из них в развитии не оставляют сомнений в том, что такие складки образовались в результате поднятия отдельных участков земной коры под влиянием сил, направленных вертикально снизу вверх. Размеры и форма этих складок на поверхности определяются размером, формой и амплитудой поднятия в более глубоких зонах коры. Следует только иметь в виду, что по чисто механическим причинам форма поднятия может значительно меняться с глубиной. Несомненно, что бóльшая часть глыбовых складок (а может быть, и все) связана с вертикальными разломами, с взрезами. В одних случаях на глубине, в кристаллическом фундаменте, такие взрезы ограничивают с разных сторон поднятые глыбы коры, и последние действуют как штампы на вышележащие породы, в других — поднятие на глубине может быть ограничено разрывом с одной стороны и иметь пологий склон на другую сторону.

Очень многие глыбовые складки представляют собой поверхностное отражение ступенчатых разрывов на склонах между поднятиями и прогибами, образованными колебательными движениями. Например, глыбовые складки на платформе часто располагаются по периметру синеклиз и отражают ступенчатые взрезы, окружающие эти крупные структуры.

Причины, вызывающие подъем глыбовых складок, неизвестны. Можно думать, что это процессы увеличения объема, происходящие на разных глубинах в земной коре, преимущественно в ее глубоких зонах. Такими процессами могут быть, например, серпентинизация ультраосновных интрузивных пород или диафторез (амфиболизация, биотитизация) высокометаморфизованных пород под воздействием воды, которая циркулирует по глубоким разрывам в коре. Отсюда может быть и связь глыбовых складок с разрывами.

Изучение истории роста глыбовых складок представляет не только теоретический, но и практический интерес. Со многими глыбовыми складками — валами и куполами — связаны нефтяные и газовые месторождения. Но встречаются такие же складки, расположенные в общем в пределах нефтеносных и газоносных районов, которые лишены скоплений нефти и газа. Оказывается, продуктивность глыбовых складок зависит от времени их образования. Например, в Саратовском Поволжье промышленные скопления газа в девонских отложениях обнаруживаются только в тех складках, которые уже существовали к концу франского века. Там же в отложениях карбона нефть и газ концентрируются в тех структурах, которые образовались до мезозоя. В складках, поднявшихся позже, залежей нефти и газа нет. В Западной Сибири нефть находится в структурах, которые начали подниматься в юре и продолжали свой рост в раннем мелу. Но те структуры, которые поднимались только в начале юры или только в верхнем мелу, не содержат промышленных залежей.

В заключение этой главы следует напомнить, что морфологически весьма сходными с пологими глыбовыми складками являются некоторые структуры нетектонического происхождения, например структуры облекания неровностей погребенного рельефа или структуры неравномерного уплотнения осадков под тяжестью вышележащих пород. Сведения о таких структурах следует искать в курсах структурной геологии.

Глава 11

СКЛАДЧАТОСТЬ НАГНЕТАНИЯ

Если внутри осадочной толщи на некоторой глубине под поверхностью залегает мощная свита пород, обладающая повышенной пластичностью, то при определенных условиях породы этой свиты могут течь, выжимаясь из одних мест и нагнетаясь в другие. В области выжимания мощность пластичной серии при этом уменьшается, а в области нагнетания — увеличивается. Подчиняясь движению пластичных пород, деформируются лежащие над ними менее пластичные осадочные породы. Их слои опускаются над областями выжимания и поднимаются над областями нагнетания пластичного материала. Обычно области выжимания занимают широкие площади, и над ними слои залегают преимущественно спокойно, тогда как области нагнетания представляют собой места сосредоточенного сгруживания пластичного материала, и над ними в вышележащей серии осадков образуются локальные выпуклые структуры — куполовидные или брахиантиклинальные, в зависимости от того, какую форму имеет нагнетание. Эти выпуклые структуры могут иметь разную степень выраженности: от очень пологих поднятий до резких складок с крутым и даже опрокинутым залеганием слоев на крыльях, разбитых многочисленными разрывами. Породы же, залегающие глубже пластичной серии, могут вообще не принимать участия в деформациях или движения в «фундаменте» могут в той или иной мере влиять на размещение областей выжимания и нагнетания в пластичной серии. О механизме такого влияния будет сказано ниже.

Вся совокупность описанных деформаций образует *складчатость нагнетания*. В областях развития последней можно, как это видно из предыдущего, выделить в вертикальном геологическом разрезе три комплекса пород: нижний, подстилающий пластичную серию; средний — пластичный; и верхний, покрывающий пластичную серию.

Как было только что сказано, нижний комплекс является лишь фундаментом для складок нагнетания, и его влияние на последние может быть только косвенным. Его внутренняя структура дисгармонична по отношению к структуре вышележащих толщ.

Средний комплекс, т. е. пластичная серия пород, является в складках нагнетания активным. В нем происходят выжимание, перетекание и нагнетание. В области нагнетания образуется так называемое ядро нагнетания. Последнее может иметь различную форму от пологой линзы до узкой колонны высотой 6—8 км при диаметре в сотни метров и до сложных ветвящихся «втеков» в вышележащие породы.

Верхний комплекс слоистых менее пластичных пород деформируется «пассивно», подчиняясь форме ядер нагнетания. При этом взаимоотношение среднего и верхнего комплексов над областями нагнетания не ограничивается приподыманием верхнего комплекса, но часто выражается в том, что пластичные породы среднего комплекса протыкают слои верхнего комплекса, которые при этом разрываются и отгибаются в стороны. В таких случаях ядра нагнетания превращаются в ядра протыкания или диапировые ядра, а складки этого типа называются диапировыми складками (или диапировыми куполами).

В качестве пластичных пород, образующих средний комплекс складок нагнетания, бывают: каменная соль, гипс, глина, мергели, тонкослоистая перемежаемость всех этих пород. Из них соль чаще всего яв-

ляется материалом для ядер нагнетания и протыкания. Встречаются также маленькие диапиры с ядрами из угля и торфа.

Если слоистость пластичных пород позволяет увидеть их внутреннюю структуру, то часто можно отметить очень сложное строение ядер нагнетания и протыкания. Особенно оно сложно, когда материалом для нагнетания служит слоистая соль. Последняя сминается в сильно сжатые изоклинальные причудливо изогнутые складки. В ядрах, имеющих форму колонн, шарниры таких внутренних складок вертикальные. Они образуются в результате подтекания соли со всех сторон к месту нагнетания и дальнейшего подъема ее внутри колонны. На первой стадии, когда соль горизонтально подтекает к колонне, она собирается в складки с горизонтальными шарнирами, радиально сходящиеся к основанию колонны. При дальнейшем подъеме эти складки засасываются внутрь колонны и их шарниры становятся вертикальными (рис. 46).

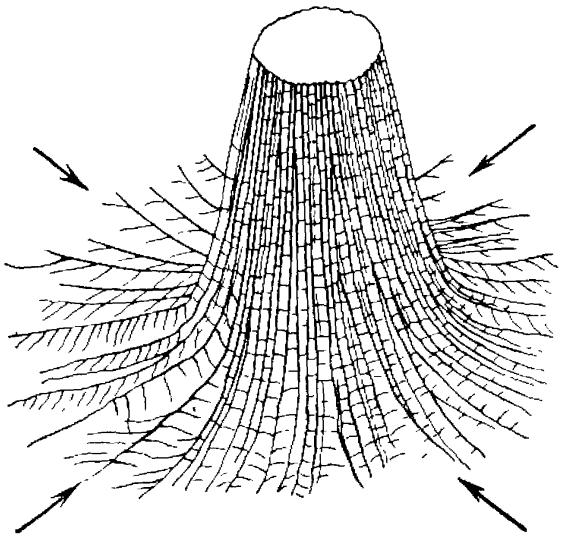


Рис. 46. Идеализированный соляной диапир. Соль радиально вдавливается в диапировое ядро, для которого характерны складки с вертикальными шарнирами (по Болку)

Выжимание и нагнетание происходят в связи с нарушением механической устойчивости в пластичной серии, что, в свою очередь, вызывается:

а) инверсией плотностей;
б) неравномерной нагрузкой на пластичную серию;
в) отжиманием.

Первый механизм мы рассмотрим на примере складки нагнетания, ядро которой сложено каменной солью.

Плотность каменной соли обычно 2,2 г/см^3. Средняя плотность песчано-глинистых рыхлых осадков, залегающих на поверхности, около 2,0 г/см^3. Но с глубиной, под нагрузкой вышележащих слоев, плотность песчано-глинистых осадков быстро возрастает до 2,5—2,6 г/см^3. В то же время плотность каменной соли под давлением почти не меняется. В среднем на глубине около 900 м плотность каменной соли уравнивается с плотностью покрывающих ее осадков. Глубже плотность соли становится меньше средней плотности песчано-глинистых пород, причем чем глубже, тем больше становится разница. Таким образом, обстановка инверсии плотностей обычно устанавливается с глубины около 900 м. Некоторое дополнительное, хотя и небольшое, снижение плотности каменной соли происходит и под влиянием роста температуры с глубиной. На плотность песчано-глинистых пород температуры, существующие на глубине 1—2 км, влияют меньше.

Обстановка инверсии плотности является механически неустойчивой. Достаточно на поверхности раздела, по которому соприкасаются более плотный материал, лежащий вверху, и менее плотный, лежащий внизу, возникнуть любому отклонению от горизонтальной плоскости, чтобы возникло стремление к лавинообразному росту этой неровности: чем больше неровность, тем больше различие в давлении под неровностью и за ее пределами на любую горизонтальную плоскость внутри соли (рис. 47, *а*).

Однако реализуется ли это стремление, возникнет ли движение более плотного материала вниз, а менее плотного вверх, зависит от способности этих материалов двигаться и деформироваться, от их вязкости и прочности. При комнатной температуре каменная соль не обладает пластичностью, достаточной для течения под собственной тяжестью. Но с повышением температуры вязкость соли и ее предел пла-

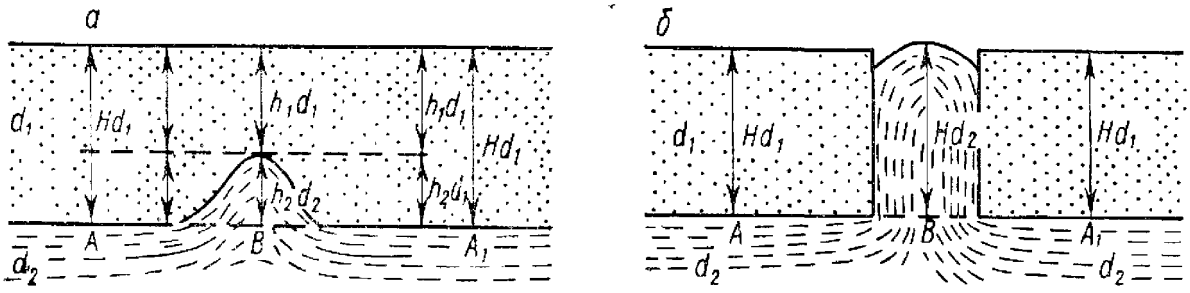
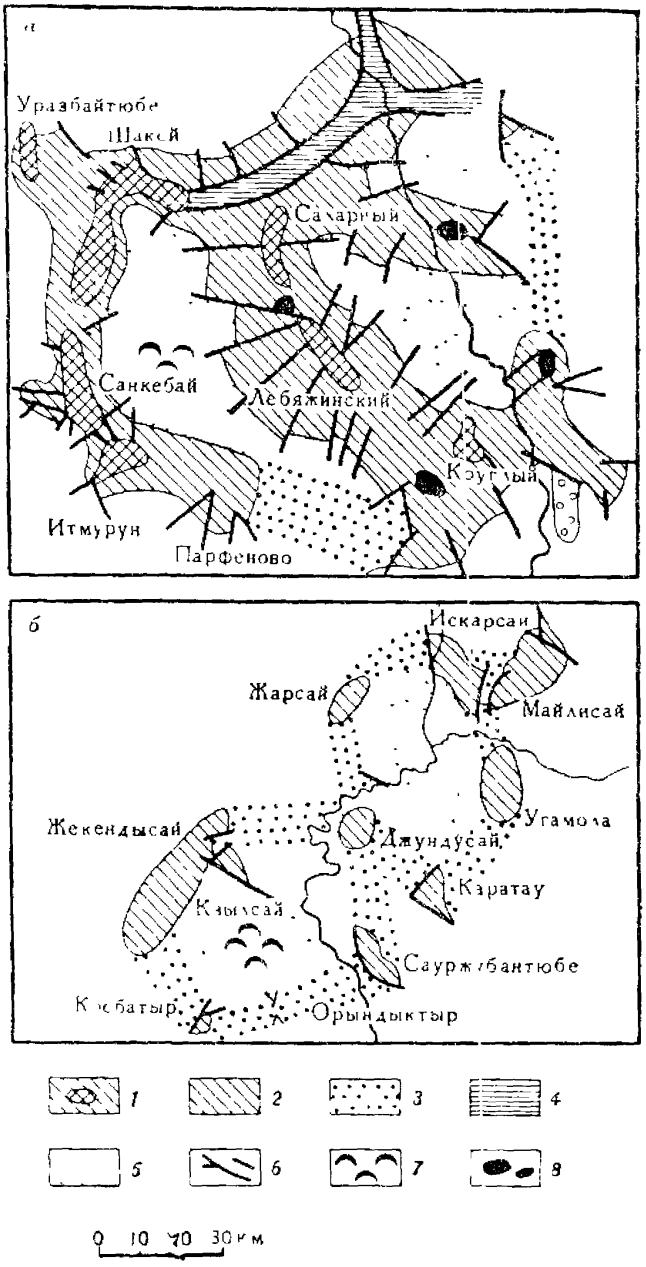


Рис. 47. Схема механизма тектонического нагнетания: *а* — в условиях инверсии плотностей. Плотность покрывающей свиты d_1 больше, чем плотность подстилающей пластичной свиты d_2. В точке B давление на горизонтальную плоскость ABA_1 меньше, чем на участках A и A_1, так как $h_1d_1+h_2d_2<h_1d_1+h_2d_1$. Поэтому материал нагнетаемой свиты должен течь к точке B и высота h_2 будет расти. С увеличением высоты складки увеличивается разность $h_2d_1—h_2d_2$, что сообщает процессу лавинообразный характер; *б* — плотности покрывающей d_1 и подстилающей пластичной d_2 свит равны Подъем материала d_2 возможен только по открытой трещине. Когда образовалась складка нагнетания высотой H, давление на плоскость ABA_1 всюду одинаково, так как $Hd_1=Hd_2$. Дальнейшее поднятие складки невозможно

стичности быстро падают. Соль становится вполне текучей при температуре выше 200° С. При этой же температуре ее предел пластичности падает в два раза (с 9 до 4,5 г/см^2). В районах с мощным покровом осадочных пород эта температура достигается на глубине 4—5 км. Такая глубина наиболее благоприятна для течения соли в обстановке инверсии плотностей. Что касается свойств вышележащей толщи, способствующих деформации, то среди них играют роль как вязкость, так и прочность. Как показывают наблюдения, и та и другая обычно достаточно низки, чтобы позволить верхнему комплексу слоев изгибаться и разрываться под давлением пластичной серии.

С физической стороны процесс формирования складок нагнетания в условиях инверсии плотности аналогичен конвекции. Но это не тепловая конвекция, в процессе которой один и тот же материал то нагревается и всплывает, то охлаждается и тонет. В нашем случае это конвекция гравитационная, однонаправленная, состоящая в том, что материал с большей плотностью опускается вниз, а находящийся под ним материал с меньшей плотностью поднимается вверх и обратного движения не происходит. Такая однонаправленная конвекция называется также адвекцией.

Многочисленными экспериментами установлены те «узоры движения», которые закономерно возникают при конвекции. Движение распадается на струи, которые группируются в ячеи. Каждая ячея состоит из восходящей струи, образованной поднимающимся материалом меньшей плотности, и нисходящей струи, составленной материалом большей плотности. В идеальном случае, если в участвующих в движении средах нет горизонтальных неоднородностей, ячеи имеют шестиугольное горизонтальное сечение. В зависимости от соотношения плотностей двух сред и их вязкостей восходящая струя занимает периферию ячеи, а нисходящая — ее центральную часть или расположение струй оказы-



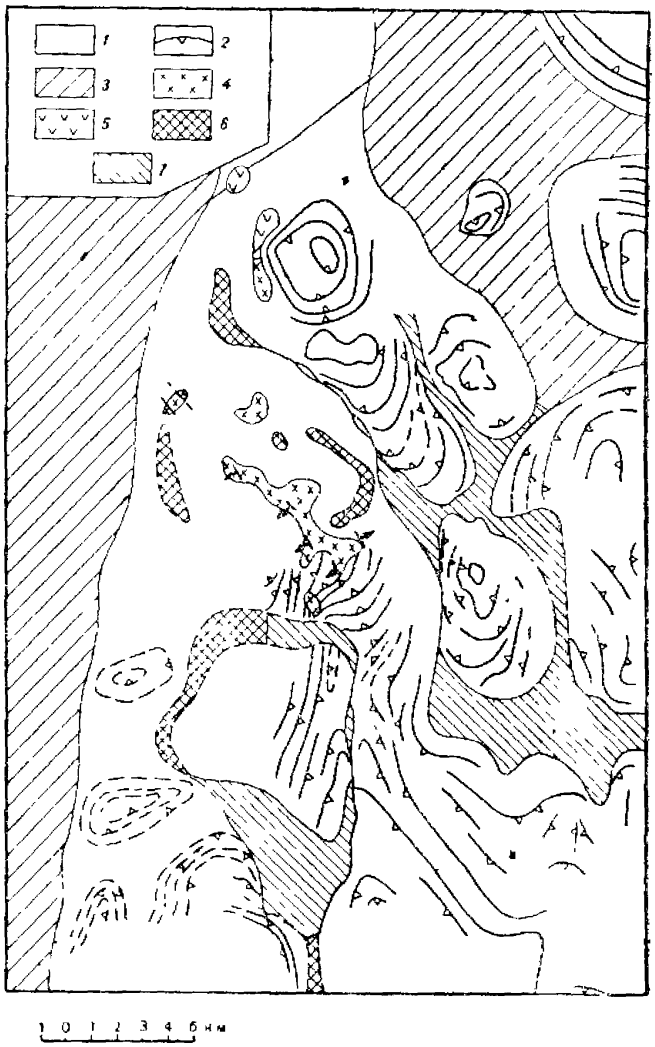


Рис. 48. Группирование диапировых куполов в неправильные кольца и многоугольники. Прикаспийская синеклиза (поверхность предверхнемиоценового среза) (по А. М. Сычевой-Михайловой): *а* — почти сплошные кольцевые массивы (центральная зона); *б* — прерывистые кольцевые массивы (Хобдинская зона). *1* — прорванные соляные купола; *2* — скрытопрорванные соляные купола; *3* — соляные перешейки; *4* — грабены соляных куполов; *5* — первичные компенсационные мульды; *6* — разломы; *7* — купола вторичной генерации; *8* — надсводовые мульды оседания

Рис. 49. Схематическая тектоническая карта района Ишимбая (по А. А. Богданову): *1* — уфимские слои; *2* — залегание уфимских слоев; *3* — область приподнятого залегания кунгура в пределах пологих структур; *4* — погребенные массивы артинского ложа; *5* — места вероятного расположения массивов по геофизическим данным; *6* — скрытые диапиры; *7* — выходы кунгура в диапирах

вается обратным. Горизонтальный размер ячей зависит от толщины участвующих в конвекции слоев, главным образом нижнего слоя, имеющего меньшую плотность. Чем больше мощность нижнего слоя, тем крупнее ячеи. С очень грубым приближением можно считать, что диаметр ячеи в три раза превышает мощность нижнего слоя.

В целом ряде случаев можно наблюдать группирование природных диапировых куполов в неправильные кольца или многоугольники. Таково, например, расположение некоторых групп соляных диапировых

куполов в Прикаспийской синеклизе (рис. 48). Очевидно, что в таком группировании мы можем видеть проявление процесса образования конвекционных ячей. В этих природных ячеях всплывание легкого материала происходит по их периферии, а опускание тяжелого материала сосредоточено во внутренней части. Геофизические данные указывают, что купола на глубине соединяются в сплошные соляные рамки, окружающие внутреннюю часть ячеи. Разделение таких рамок вверх на отдельные колонны диктуется тем, что, поскольку цилиндр обладает при одном и том же объеме наименьшей боковой поверхностью из всех равнообъемных геометрических фигур, проникновение соли в вышележащие породы в виде цилиндров энергетически наиболее выгодно, так как встречает наименьшее сопротивление со стороны трения о вмещающие породы. Там, где можно увидеть на поверхности более глубокий срез структуры, сходной со структурой Прикаспийской синеклизы, удается эти соляные рамки наблюдать непосредственно. Примером является Ишимбайское Приуралье (рис. 49). Тут конвекционные ячеи полностью окружены рамками соли кунгурского возраста, а внутренние части тех же ячей сложены лежащими стратиграфически выше отложениями уфимского яруса, образующими мульды.

В соответствии с тем, что было установлено для процесса конвекции, размер ячей, образуемых диапировыми куполами, связан прямым образом с мощностью соляной толщи. Например, в центральных районах Прикаспийской синеклизы, где соленосная толща имеет бо́льшую мощность, размер ячей **больше, чем по** периферии впадины, где **соленосная толща тоньше.**

Предельным состоянием при однонаправленной конвекции (адвекции) является полное перевертывание в размещении веществ: все более плотное вещество должно оказаться внизу, а все менее плотное вещество — вверху. Такое состояние уже устойчиво, поскольку оно характеризуется наиболее низким положением центра тяжести системы двух веществ разной плотности. Действительно, полное перевертывание неизменно наблюдается при моделировании диапировых куполов с помощью таких обычных для этого типа тектонических моделей маловязких эквивалентных материалов, как битум (имитирует соль) и плотный сахарный сироп (имитирует покрывающие породы). Отдельные стадии такого эксперимента можно видеть на рис 50.

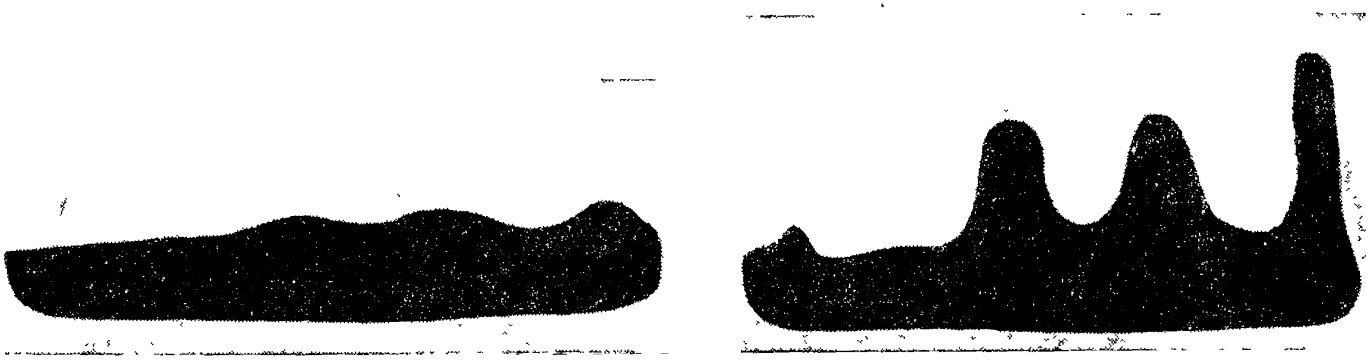
Но в природных складках нагнетания полного перевертывания не происходит. Рост диапировых куполов обычно останавливается на той или иной глубине под поверхностью. Из предыдущего рассмотрения условий образования природных складок нагнетания причины такой неполноты адвекции ясны.

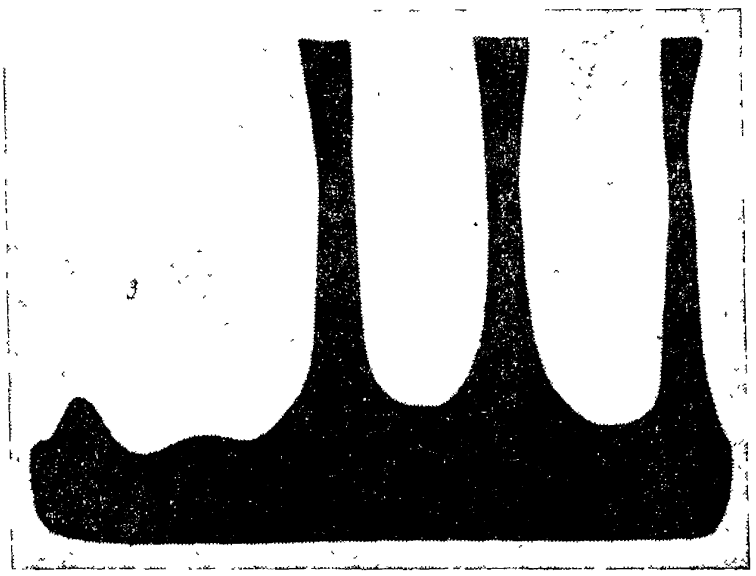
Во-первых, по мере подъема соли соотношение плотностей между солью и покрывающими породами меняется так, что подъемная сила, вызывающая движение соли вверх, уменьшается. Когда соль проникает в вышележащие породы, последние становятся из покрывающих вмещающими. Чем ближе к поверхности, тем меньше их плотность, тогда как плотность соли меняется мало. В результате разница плотностей уменьшается по мере продвижения соли вверх и подъемная сила соответственно падает. На последних стадиях подъема соль стремится в большей степени растекаться в стороны между слоями, чем протыкать их и подниматься выше. В это время в кровле диапирового ядра образуются козырьки, навесы (оверхенги) и ядро принимает грибообразную форму.

Во-вторых, по мере того как соль поднимается выше, она попадает в зоны все более низких температур и ее вязкость и предел пла-

стичности повышаются. В связи с этим течение соли все больше затрудняется.

Причиной остановки подъема диапирового ядра может быть также иссякание источника соли в связи с пережиманием питающего соляного слоя.





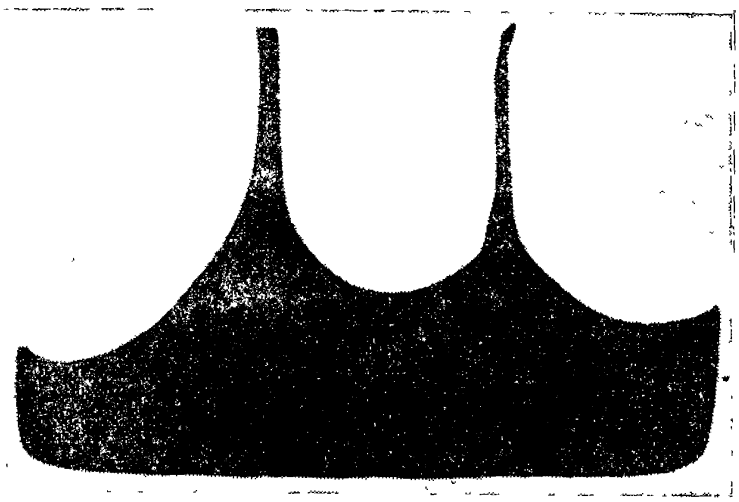


Рис. 50. Стадии перемещения (*1—4*) двух вязких жидкостей (по А. М. Сычевой-Михайловой). Состав: внизу — 55%-ный битум (1 см); вверху — патока (12 см)

Активность процесса нагнетания зависит также от исходной мощности каменной соли. Если эта мощность мала, нагнетание вообще может не развиться. Дело в том, что, поскольку размер конвекционных ячей прямо зависит от мощности соли, при малой мощности последней могут образовываться ядра нагнетания лишь очень малого диаметра. Но ядра малого размера не в состоянии деформировать вышележащие толщи и проткнуть их. Это доступно только широким ядрам, имеющим большую суммарную подъемную энергию, достаточную, чтобы выгнуть вверх покрывающие породы, преодолеть их прочность и разорвать.

Механизм образования ядер нагнетания и протыкания, сложенных не солью, а другими породами, в условиях инверсии плотностей остается таким же. Например, глины, насыщенные водой с высоким поровым давлением, имеют плотность более низкую, чем уплотненные осадки, и условия образования ядер нагнетания и протыкания в них аналогичны тем, которые сопровождают соляные ядра.

На весь процесс формирования складок нагнетания, и в первую очередь на форму их ядер, оказывает самое существенное влияние строение верхнего комплекса пород. Наличие разрывов в нем, естественно, влияет на места и форму нагнетания пород пластичной серии. Разрывы настолько облегчают подъем пластичной серии, что в целом ряде случаев последняя сквозь вершину складки нагнетания может

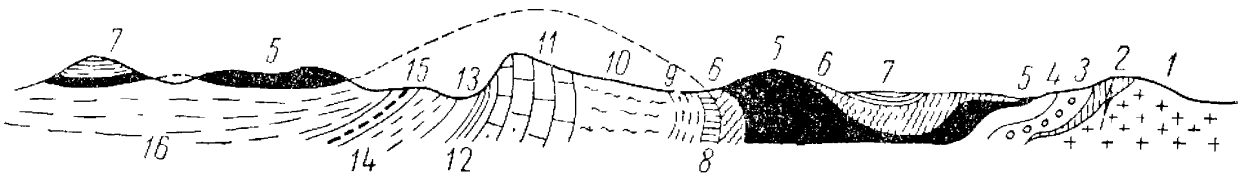


Рис. 51. Шарьяж диапирового происхождения в Провансе (Франция). Антиклиналь Гро Серво (по Коруа): *1* — метаморфические породы; *2* — карбон; *3* — пермь; *4* — пестрый песчаник; *5* — раковистый известняк; *6* — кейпер; *7* — инфралейас; *8* — лейас; *9* — бат; *10* — верхняя юра; *11* — ургон; *12* — апт; *13* — сеноман; *14* — песчаный турон; *15* — турон с рудистами; *16* — сенон

быть выжата на поверхность и образовать на последней небольшие «выдавленные» шарьяжи (рис. 51).

Как было сказано выше, нижний комплекс пород («фундамент» складки нагнетания) может вовсе не принимать участия в дислокациях. Но во многих случаях его рельеф характеризуется ступенчатостью, связанной с глыбовыми вертикальными движениями. В этих случаях ядра нагнетания в покрывающей пластичной серии располагаются преимущественно над уступами фундамента. Очевидно, при глыбовых движениях в фундаменте, над разрывами, разделяющими отдельные глыбы, образуются если не разрывы, то ослабленные зоны, проникающие в пластичную серию и, может быть, даже в верхний комплекс пород. По этим ослабленным зонам и происходит нагнетание пластичного материала.

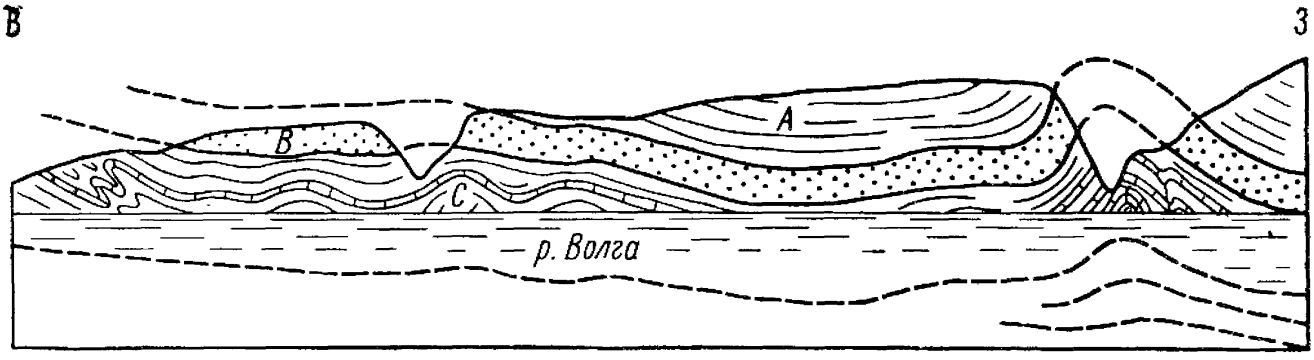


Рис. 52. Складки в пермских отложениях, образованные выжиманием пластичных пород в долины. Район г. Чебоксары (по В. В. Бронгулееву). Буквы — разные горизонты татарского яруса

Переходим ко второму механизму образования складок нагнетания, связанному с неравномерностью давления нагрузки на пластичную серию пород без участия инверсии плотностей.

Неравномерность нагрузки может быть вызвана неровностями рельефа. Если неглубоко под поверхностью горизонтально залегает мощная пластичная серия пород, а рельеф поверхности рассечен, то пластичные породы могут быть выжаты из-под водоразделов, где нагрузка на них больше, в сторону долин, где нагрузка меньше. Очевидно, что

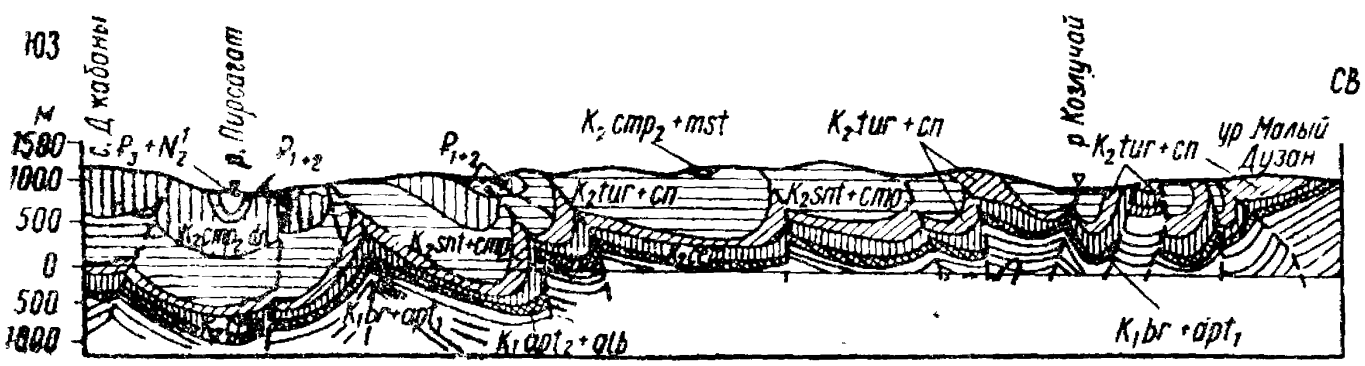


Рис. 53. Гребневидная складчатость нагнетания. Юго-восточный Кавказ (по А. В. Вихерту)

для этого разность давлений должна превысить предел ползучести пластичных пород. Нагнетание пластичных пород приведет к увеличению их мощности под долиной. Одновременно они могут смяться в складки. Так образовались, например, складки в слоях татарского яруса в некоторых долинах Поволжья (рис. 52).

Неравномерность нагрузки может быть связана с плотностной неоднородностью лежащих над пластичной толщей пород. Глины могут выжиматься из-под линз тяжелых песчаников и при этом сминаться в складки, концентрически опоясывающие линзы.

Неравномерность нагрузки на пластичные породы часто связана с разрывами в вышележащей толще. Под каждым разрывом и под всей более или менее широкой зоной перетирания пород, сопровождающей разрыв, давление на подстилающую толщу меньше, чем под ненарушенными породами, и поэтому материал пластичной серии может нагнетаться в такие зоны. Примером могут явиться складки нагнетания в юго-восточном Кавказе, где ядра нагнетания сложены преимущественно глинами баррема и нижнего апта, а покрывающие породы представлены песчаниками, известняками и другими плотными породами верхнего апта, альба, верхнего мела и палеогена. В плане эти складки вытянуты по разрывам и относятся к морфологическому типу гребневидной складчатости (рис. 53).

Для всех складок нагнетания, в механизме которых не участвует инверсия плотностей, общим является отсутствие в них условий для лавинообразного развития процесса нагнетания. Наоборот, последний по мере подъема ядер нагнетания происходит все медленнее и должен остановиться, когда давление на любую горизонтальную плоскость внутри пластичной толщи окажется одинаковым под ядром нагнетания и за его пределами.

Совместное влияние рельефа, разрывов и инверсии плотностей проявилось, по-видимому, при образовании глиняных складок нагнетания на Керченском полуострове. Пластичной толщей, образующей ядра нагнетания, здесь являются глины майкопской свиты (средний и верхний олигоцен и нижний миоцен). Ядра приурочены к разрывам в вышележащей толще песчаников, глин, известняков среднего и верхнего миоцена. Выжиманию глин способствует обратный рельеф (который на Керченском полуострове выше над синклиналями, чем над антиклиналями), а также уменьшение плотности майкопских глин в результате их перетирания и насыщения водой и газом на пути их подъема к поверхности. Глиняные ядра складок нагнетания на Керченском полуострове в ряде мест осложнены «вдавленными мульдами» — округлыми синклинальными впадинами, образованными слоями песча-

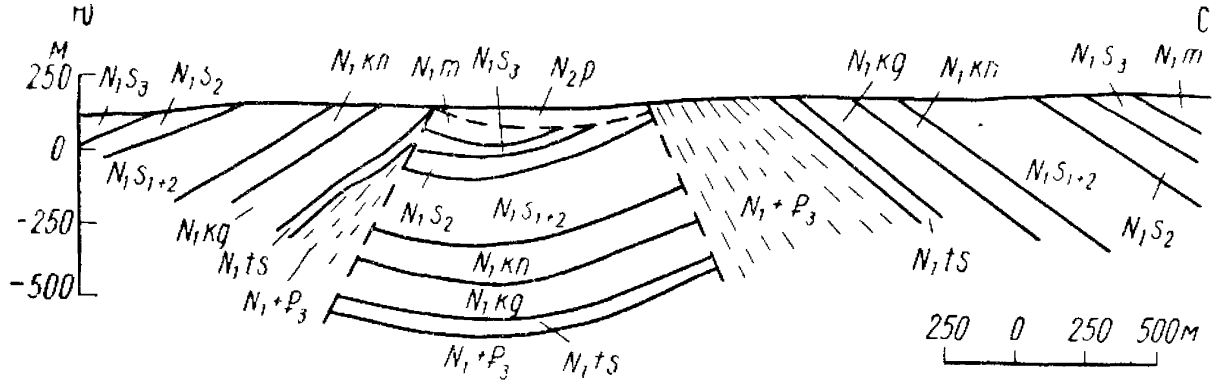


Рис. 54. Профиль через Андреевскую антиклиналь, диапировое ядро которой осложнено «вдавленной мульдой» (Керченский полуостров)

ника и известняка миоцена (рис. 54). Эти мульды возникли в связи с тем, что глины ядра выжимались по периферии последнего под тяжестью непосредственно налегающих на них вышележащих пород сильнее, чем в центре ядра, удаленного от покрывающих пород. В результате середина ядра отставала в движении вверх и там сохранялись миоценовые отложения, уже размытые по периферии. Отделенные таким образом от окружающих пород глыбы миоценовых пород постепенно погружались в относительно легкие майкопские глины, которые отжимались в стороны. При этом глыбы приобретали форму округлых блюдец, поскольку для такой формы трение о нижележащие породы наименьшее.

С последним механизмом образования складок нагнетания—отжиманием — можно познакомиться на примере соляных складок юго-западного Ирана (рис. 55). Тут нижний комплекс, подстилающий пластичную серию, играет более активную роль. На его поверхности образовывались глыбовые складки, в результате чего пластичная соленосная толща оказалась зажатой между породами этого комплекса и покрывающей твердой песчано-глинистой толщей. Соль отжималась в стороны из мест вертикального сплющивания и прорывалась к поверхности там, где верхний комплекс был ослаблен разрывами.

Складчатость нагнетания широко распространена в областях мощного накопления осадочных толщ, остающихся неметаморфизованными и содержащих в своем разрезе серии пластичных пород, в особенности соленосных. Такими областями являются передовые и межгорные прогибы орогенных зон и глубокие синеклизы платформ. На Восточно-Европейской платформе кроме Прикаспийской синеклизы складки нагнетания в форме диапировых куполов широко развиты в Днепровско-Донецкой синеклизе. Гребневидные складки нагнетания с глиняными ядрами развиты в Терско-Кубанском передовом прогибе и Куринско-Рионском межгорном прогибе Кавказской орогенной зоны. Уже упоминались диапировые купола в Предуральском передовом прогибе.

Складки нагнетания развиваются длительно и постепенно, так же, как глыбовые складки. Они образуются в целом на фоне регионального опускания земной коры и накопления осадков, т. е. конседиментационно. Но подобно глыбовым складкам рост их во времени неравномерен: эпохи ускоренного роста сменяются более спокойными периодами и полными остановками.

В Прикаспийской синеклизе соль ядер диапировых куполов является кунгурской (ранняя пермь). В течение поздней перми и раннего триаса протекал начальный этап формирования диапировых структур, которые за это время дошли до вполне зрелого состояния. Позже, в те-

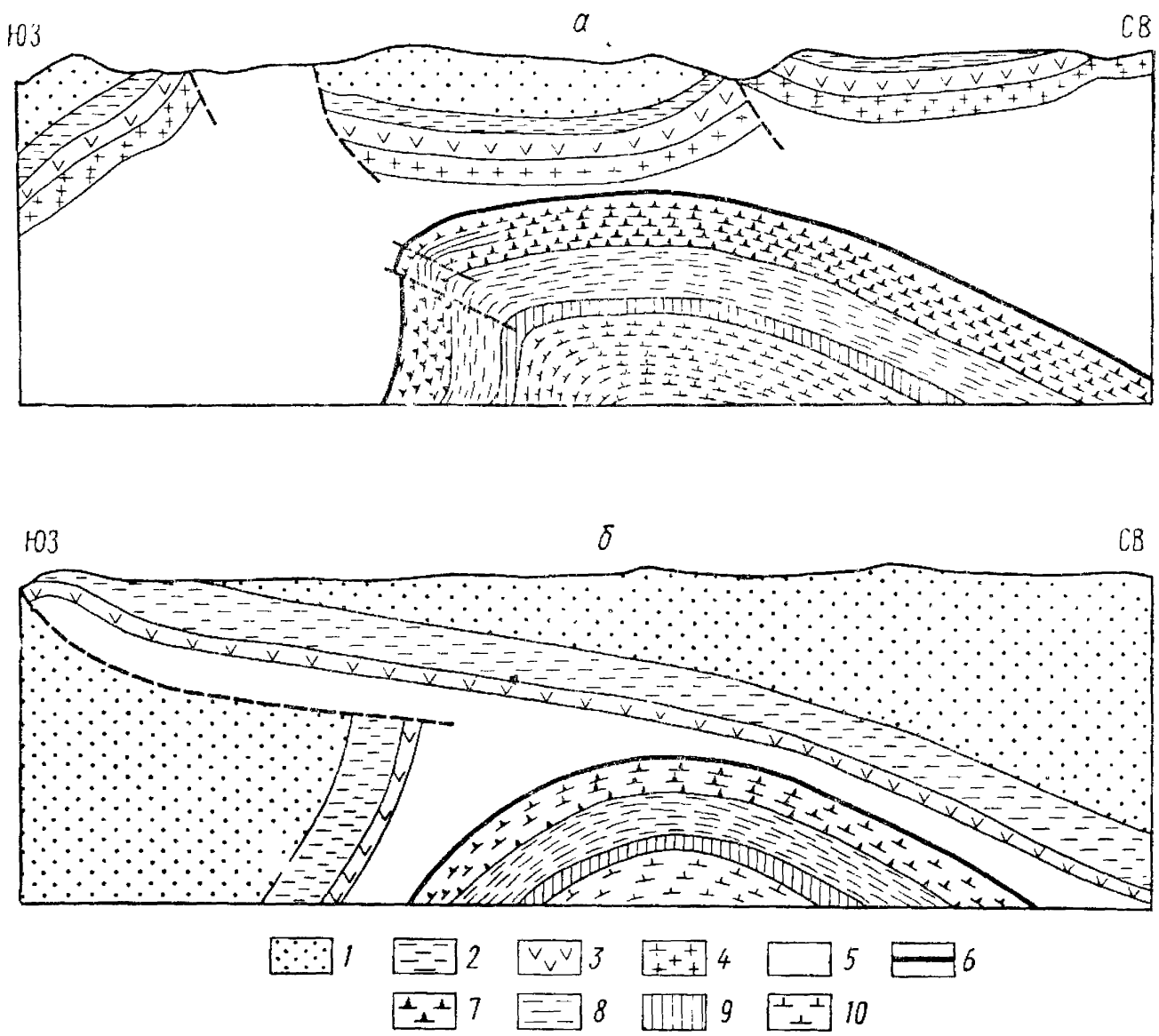


Рис. 55. Профили через складки юго-западного Ирана (по материалам Британской нефтяной компании): *а* — складка Лали; *б* — складка Ага-Джари; *1* — верхний фарс; *2* — средний фарс; *3, 4, 5* — нижний фарс; *6* — кэпрок; *7* — асмарские известняки; *8* — эоцен-олигоцен; *9* — верхний мел, *10* — средний мел и более древние породы

чение мезозоя и кайнозоя, купола продолжали подниматься в общем непрерывно, но с чередованием периодов усиления и ослабления роста. Первый этап усиления подъема диапировых ядер приурочен к предпозднетриасовому времени. Затем усиления роста были отмечены для предсреднеюрского, предготеривского, предпозднесантонского времени, а также для периода с конца олигоцена до начала позднего плиоцена.

Некоторые складки нагнетания растут в настоящее время. Геодезические измерения на куполах в районе оз. Баскунчак указали на современный рост куполов со скоростью нескольких миллиметров в год.

Глава 12
СКЛАДЧАТОСТЬ ОБЩЕГО СМЯТИЯ

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА СКЛАДЧАТОСТИ ОБЩЕГО СМЯТИЯ

Складчатость общего смятия (морфологически — полная или голоморфная) представляет собой, в целом, результат изгибания слоев под влиянием продольного, т. е. направленного параллельно слоям сжатия. В отличие от складчатостей глыбовой и нагнетания, для которых ха-

рактерно индивидуальное развитие каждой складки, чем определяется их морфологическое разнообразие, складчатость общего смятия характеризуется подчиненностью крупных совокупностей складок единой общей для них деформации. Последняя состоит в сокращении размеров всего данного массива в одном направлении и увеличении его размеров в другом. Основное направление сокращения размеров — горизонтальное, а увеличения — вертикальное. В однородной среде такая деформация носила бы равномерный характер: каждый элемент среды любого размера деформировался бы одинаково, сокращаясь в горизонтальном направлении и удлиняясь в вертикальном. Если же среда является слоисто-неоднородной и существует возможность скольжения слоев относительно друг друга, деформация сжатия, параллельного слоям, лишь частично выражается в равномерном утолщении слоев. Другая часть деформации реализуется в изгибании слоев в складки. Соотношение этих частей зависит от мощности слоев и их механических свойств[1].

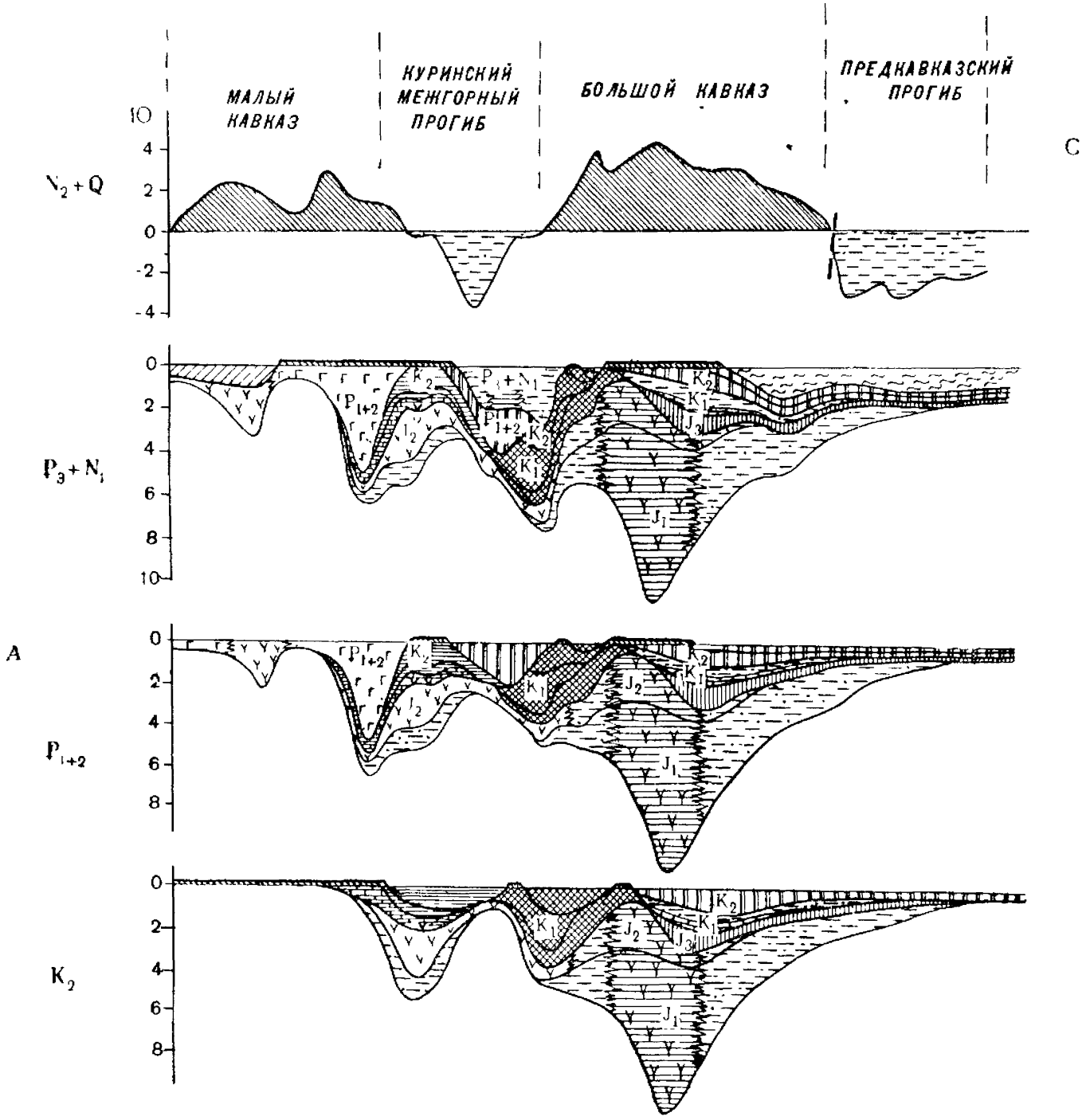
Хотя первоначальное направление сжатия и сокращения размеров горизонтальное, а удлинения — вертикальное, исходное вертикальное положение осевых поверхностей может быть искажено дополнительными влияниями. Например, если зона, смятая в складки, поднимается выше соседних зон, сила тяжести может вызвать растекание верхней части поднятой зоны. При этом складки становятся веерообразно наклонными и опрокинутыми.

МЕТОДЫ ВОССТАНОВЛЕНИЯ ИСТОРИИ СКЛАДЧАТОСТИ ОБЩЕГО СМЯТИЯ

Коллективный характер складок общего смятия отражается в признаках, по которым определятся их возраст и восстанавливается их история. Признак, который использовался при изучении складок глыбовых и нагнетания, — изменение мощностей и фаций отложений в связи с каждой складкой в отдельности — для складок общего смятия непригоден. Складки общего смятия не конседиментационны, а постседиментационны: они образуются после того, как охваченные ими слои уже отложились, и если мощности слоев в пределах складок меняются, то эти изменения обусловлены не первичными условиями накопления, а вторичным послойным перетеканием материала слоев в процессе деформации.

Возраст складок общего смятия устанавливается по возрасту пород, участвующих в складках, и по возрасту пород, залегающих на них с угловым несогласием. Очевидно, что процесс складчатости был приурочен к промежутку времени, разделявшему эти два возрастных предела, поскольку складчатость общего смятия образуется после того, как смятые слои отложились, и до того, как на поверхности размыва, срезавшего складки, отложились новые слои. Следует особо подчеркнуть, что для возникновения углового несогласия необходимы поднятие смятых в складки слоев, их размыв и новое опускание, во время которого накапливается верхняя серия осадков. Вся геологическая очевидность говорит за то, что образование складок общего смятия тесно и закономерно связано с поднятием земной поверхности, которое ведет к размыву и выработке денудационной поверхности на срезанных

[1] См. В. В. Белоусов. Структурная геология, изд. 2. Изд-во МГУ, 1971, гл. 10.



складках. Однако последующее опускание, необходимое для накопления новой толщи, уже представляет собой самостоятельное явление, которое может состояться, а может и отсутствовать. В случае его отсутствия мы теряем возможность определить верхний предел возраста складчатости. Все же во многих областях указанная цепь событий проявляется, что и позволяет расшифровывать историю складчатых структур.

Поскольку опускание после поднятия и размыва не связано с предыдущими, интервал геологического времени, скрытый в том или ином угловом несогласии, может иметь различную продолжительность. Наиболее точно определить возраст складчатости можно по тем угловым несогласиям, которые заключают в себе наиболее короткий интервал времени. Такие кратковременные угловые несогласия представляют интерес и для решения вопроса о скорости образования складчатости общего смятия: образуется ли она геологически медленно, в некоторой мере подобно складчатости глыбовой и нагнетания, или она формируется геологически быстро — «толчками».

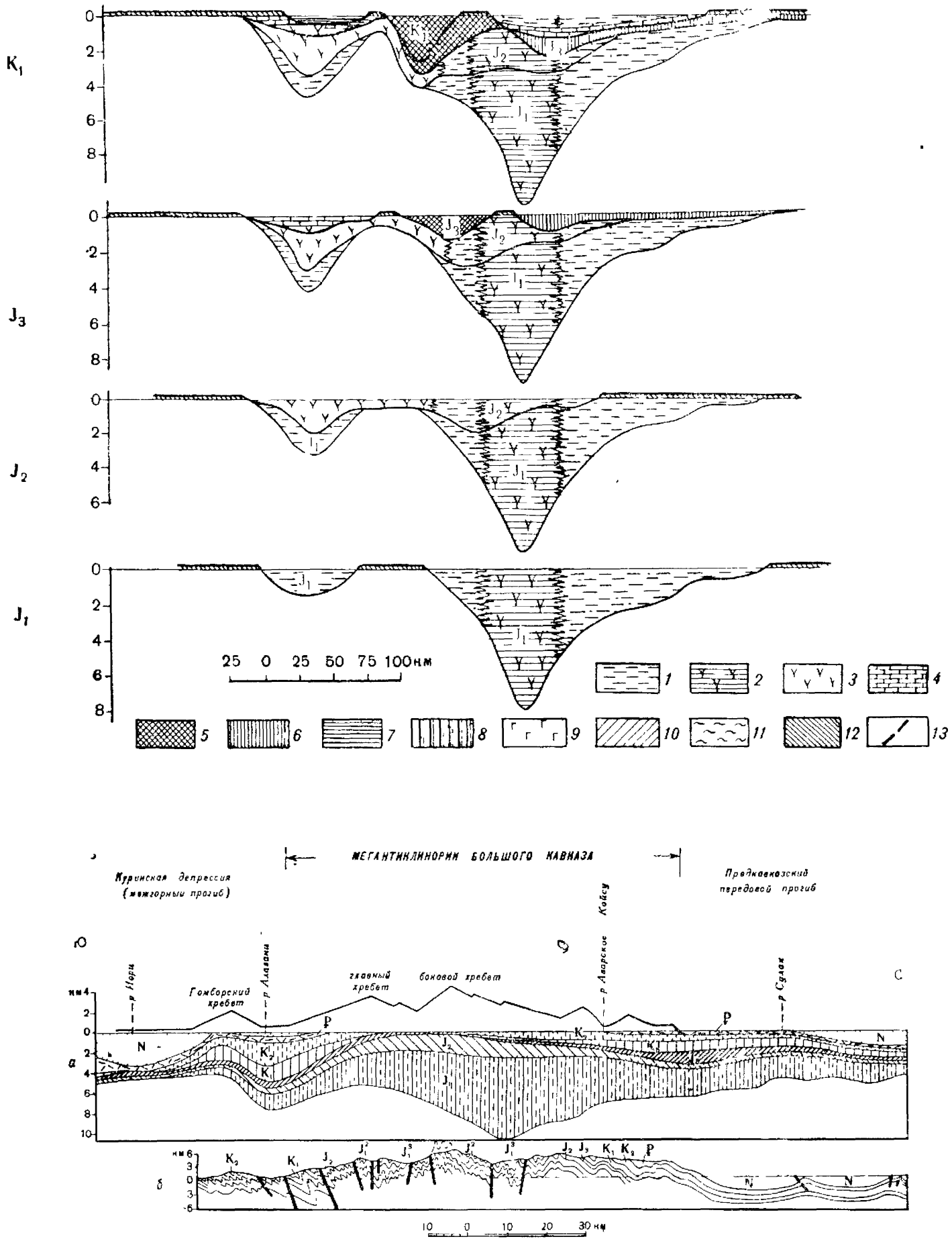


Рис. 56. А. Развитие колебательных движений на Большом Кавказе в течение альпийского цикла (палеотектонические профили). Составил В. Н. Шолпо: *1* — песчано-глинистые отложения; *2* — глинистые толщи, содержащие дайки диабазов; *3* — вулканогенные толщи, *4* — известняки; *5* — карбонатно-терригенный флиш; *6* — доломитизированные известняки; *7* — карбонатные толщи, переслаивающиеся с вулканогенным материалом; *8* — мергели и глинистые известняки, *9* — туфы и туфогенные породы; *10* — песчанистые известняки; *11* — глины; *12* — области поднятия и размыва; *13* — разрывы. *Б* — Взаимоотношение складчатости (профиль *б*) с суммарной мощностью мезокайнозоя и с неотектоническим рельефом Большого Кавказа

Основное значение для решения этого вопроса представляют случаи, когда интервал, заключенный в угловом несогласии, геологически очень краток. Например, на юго-восточном Кавказе наблюдается угловое несогласие в 35° между породами верхнего титона и нижнего валанжина. На Малом Кавказе отмечено угловое несогласие между кампаном и маастрихтом. В Абхазии нижний келловей несогласно перекрывает опрокинутую складку батских отложений.

Такие случаи позволяют считать, что складчатость общего смятия образуется геологически быстро. В геологическом масштабе времени такой акт деформации действительно может рассматриваться как «толчок». Последний называется «фазой складчатости». Весьма затруднительно определить продолжительность фазы складчатости в годах. Существуют предположения, что каждая фаза не превышает нескольких сотен тысяч лет.

Обычно наблюдаемая складчатая структура является результатом ряда фаз, следующих друг за другом. Каждая последующая фаза усложняет складчатую структуру, образованную предыдущими фазами. При этом кратковременные фазы складчатости разделены гораздо более длительными спокойными периодами, в течение которых накапливаются осадки, но складчатости не происходит. Продолжительность спокойных периодов может быть весьма разной в зависимости от того, в какой стадии формирования складчатой зоны это происходит. Например, в альпийских складчатых зонах неоген является временем, особенно тесно «населенным» фазами складчатости. Промежутки между ними должны измеряться немногими миллионами лет. Но в течение мезозоя фазы складчатости были значительно реже и тогда продолжительность спокойных интервалов измерялась уже десятками миллионов лет.

СВЯЗЬ СКЛАДЧАТОСТИ ОБЩЕГО СМЯТИЯ С КОЛЕБАТЕЛЬНЫМИ ДВИЖЕНИЯМИ

Складчатость общего смятия приурочена исключительно к геосинклиналям. Это указывает на связь складчатости общего смятия с тем режимом глыбово-волновых колебательных движений, который характерен для геосинклиналей, т. е. с режимом движений большой амплитуды и больших градиентов. Сверх того, внутри геосинклиналей складчатость общего смятия особенно интенсивна в зонах наиболее резких контрастов в развитии вертикальных движений коры. Контрасты могут быть выражены либо большими градиентами мощностей захваченных складчатостью отложений, либо крутыми перепадами неотектонического рельефа (если складчатость молодая), либо и тем и другим. Например, на Большом Кавказе складчатость общего смятия развита на южном склоне хребта и частично охватывает его осевую часть. В то же время на северном склоне Большого Кавказа складчатость общего смятия почти полностью отсутствует, и этот склон представляет собой либо пологую моноклиналь, либо область развития глыбовой складчатости. Интенсивная складчатость южного склона образовалась в течение палеогена и неогена в мезозойских отложениях. Распределение мощностей мезозоя указывает на то, что как раз там, где сейчас находится южный склон хребта, протягивалась зона быстрого перехода от больших мощностей мезозоя в современном хребте к малым мощностям в современной Куринской депрессии. Это зона больших градиентов мощностей мезозоя. В то же время убывание мощности мезозоя от оси современ-

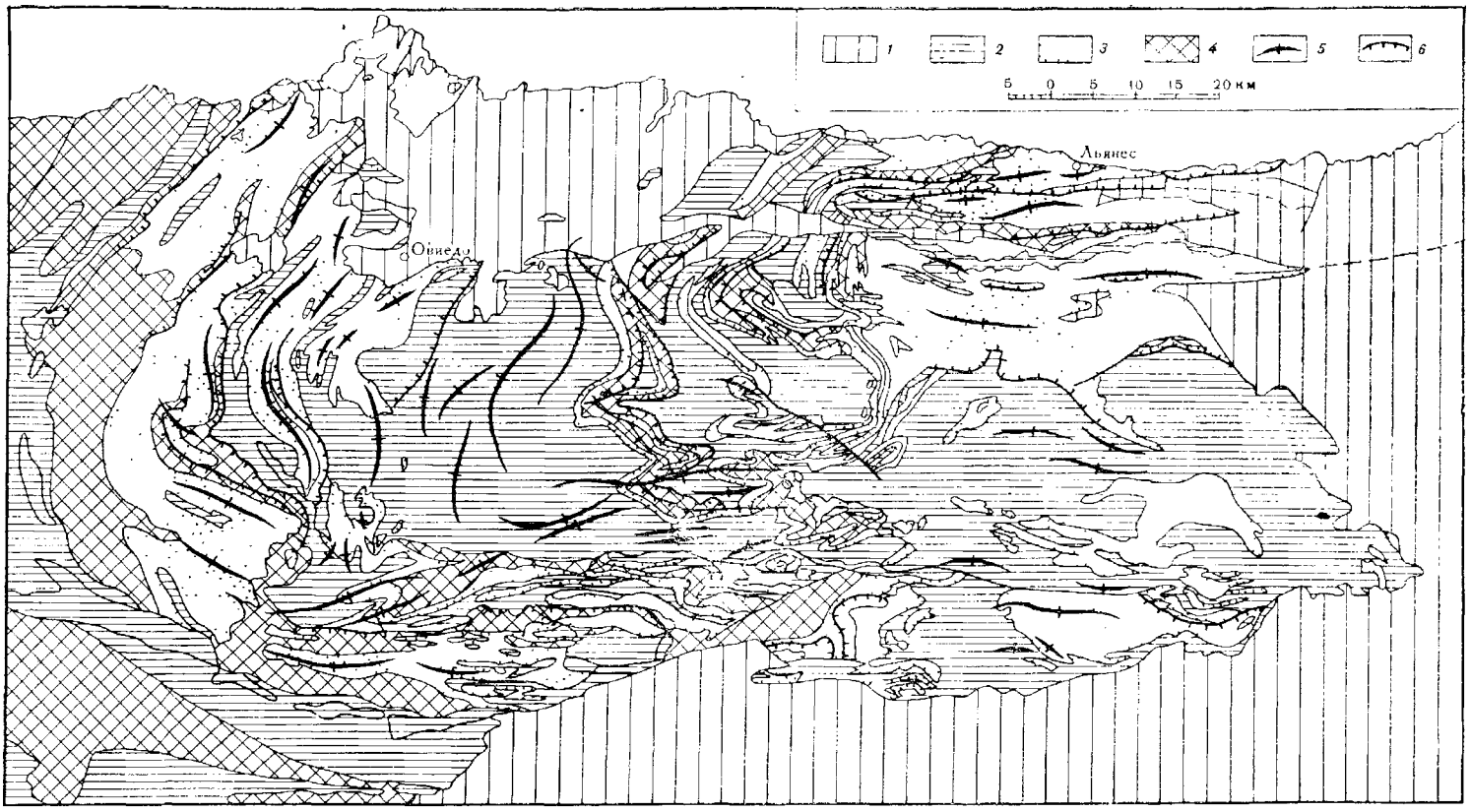


Рис. 57 Поперечные складки на западном погружении Пиренеев: *1* — третичные и мезозойские породы; *2* — верхнекаменноугольные породы, *3* — среднекаменноугольные породы; *4* — нижнекаменноугольные и девонские породы; *5*—оси антиклиналей; *6*—надвиги, штрихи в сторону надвигания

ного хребта к его северным предгорьям (к окаймляющей его Скифской эпигерцинской платформе) происходит постепенно, без значительного градиента. Вместе с тем южный склон современного хребта крутой, тогда как его северный склон пологий, т. е и распределение неотектонических движений создало большие контрасты рельефа на южном склоне и малые на северном (рис. 56, *А* и *Б*).

На многих примерах было отмечено, что простирание складок общего смятия, как правило, параллельно простиранию изопахит или контурам основных форм неотектонического рельефа. В связи с этим складки вытянуты вдоль зон с разным режимом колебательных движений.

То, что это не простое совпадение, видно из появления поперечных к простиранию таких зон пучков складок там, где эти зоны замыкаются по простиранию и где, следовательно, изопахиты или контуры неотектонического рельефа направлены поперек генерального простирания геосинклинали. На рис. 57 изображены такие поперечные складки общего смятия, усложненные надвигами, развитые на западном погружении Пиренеев, где толщи, захваченные складчатостью, быстро выклиниваются в западном направлении по простиранию всей складчатой зоны.

ПРОИСХОЖДЕНИЕ СКЛАДЧАТОСТИ ОБЩЕГО СМЯТИЯ

Поскольку складчатость общего смятия образуется непосредственно под влиянием горизонтального сжатия, вопрос о генезисе этой складчатости сводится к происхождению горизонтального сжатия в земной коре.

Известно, что контракционная гипотеза, занимавшая господствующее положение в геологии во второй половине XIX и в начале XX в., рассматривала геосинклинали как пластичные зоны, которые раздавливались между сближавшимися жесткими глыбами платформ, расположенными по обе стороны от геосинклинали. Эту идею внешнего давления на геосинклиналь восприняли и последующие геотектонические гипотезы, в том числе и те, которые пользуются распространением в наше время. Например, гипотеза дрейфа материков как в старом своем виде, так и в современных модификациях предполагает, что складчатость в геосинклиналях возникает в связи с раздавливанием последних между сближающимися глыбами.

Однако эта простая идея внешнего по отношению к геосинклинали происхождения сил горизонтального сдавливания опровергается рядом особенностей строения и истории складчатых зон, из которых основное значение имеют следующие:

а) форма складчатых зон;

б) история развития складчатых зон;

в) распределение на площади складчатой зоны складок разных кинематических типов.

Рассмотрим эти особенности.

Альпийская складчатая зона в Европе имеет сложные очертания. Она образует ряд дуг: Карпатскую, Альпийскую, Гибралтара, Апеннинскую, Балканскую. Эти дуги группируются в несколько овалов (рис. 58).

Такие сложные очертания противоречат идее внешнего приложения сил сжатия к геосинклинали. Действительно, для образования складчатой дуги Карпат путем давления со стороны Восточно-Европейской

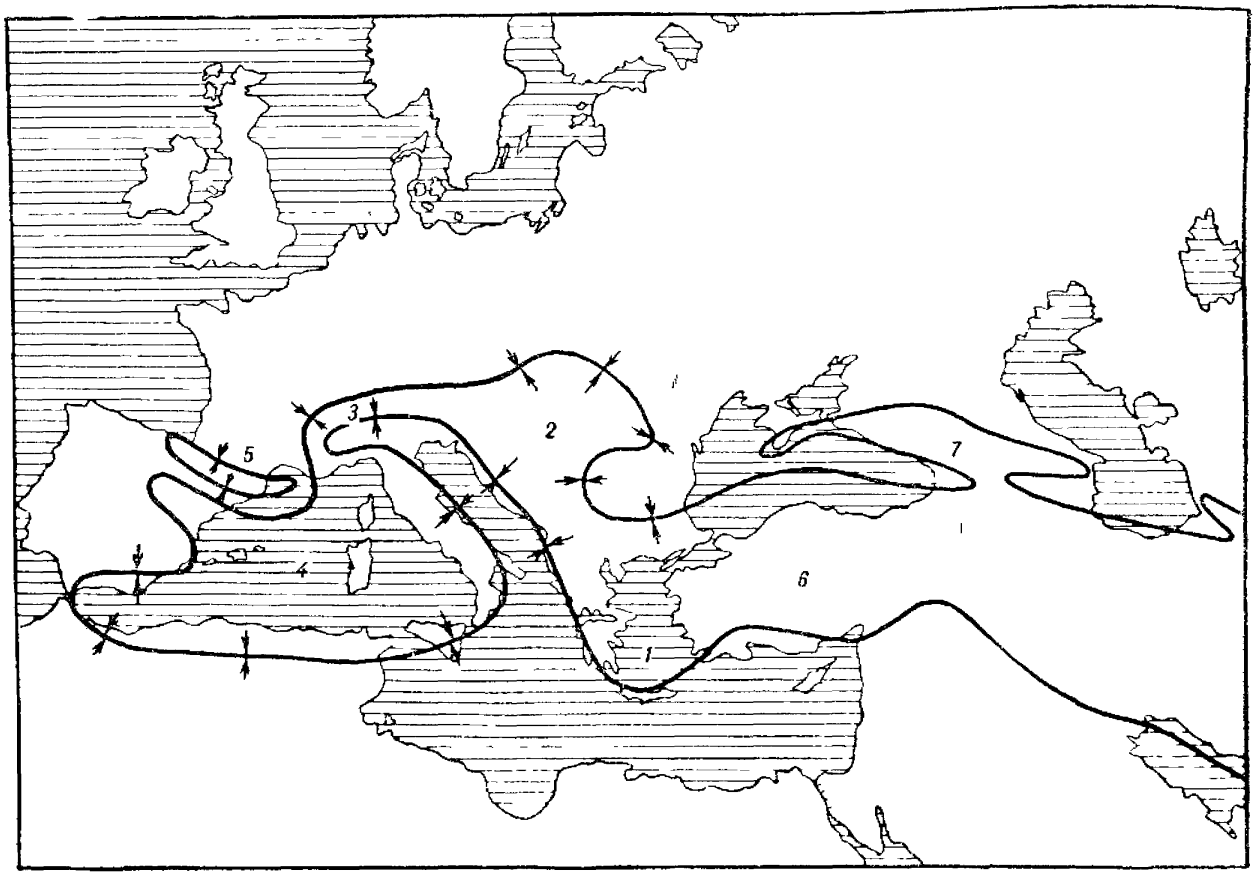


Рис. 58. Форма альпийской складчатой зоны в Европе. Овалы: *1* — Эгейский; *2* — Венгерский; *3* — Альпийский; *4* — Западно-Средиземноморский; *5* — Пиренейский; *6* — Малоазиатский; *7* — Кавказский

платформы необходимо, чтобы последняя давила на складчатую зону в разных направлениях: с севера на юг на севере дуги, с востока на запад в середине и с юга на север на юге. Это, однако, невозможно, поскольку платформа, по той же гипотезе, должна быть монолитной и жесткой и поскольку в ее теле нет деформаций, указывающих на возможность самостоятельных движений отдельных ее кусков. Так же невозможно объяснить с этой точки зрения любую другую складчатую дугу.

Развитие складчатости в геосинклинали всегда начинается во внутренних частях, откуда она распространяется к периферии. При этом зона, охватываемая в данный отрезок времени складчатостью, поднимается, а перед фронтом такого поднятия образуется прогиб. По мере расширения зоны, охваченной складчатостью, прогиб смещается к периферии геосинклинали и, наконец, в орогенную стадию в форме передового прогиба «накатывается» на край платформы. Такая история совершенно не вяжется с давлением, приложенным к геосинклинали извне. Под его влиянием первые дислокации должны были бы возникать на периферии геосинклинали и отсюда распространяться вовнутрь ее.

Специальные наблюдения показывают, что, вопреки распространенному мнению, складчатость общего смятия отнюдь не охватывает всю площадь геосинклинали. Она занимает лишь некоторые полосы внутри нее, и эти полосы всегда окаймлены зонами развития складчатостей глыбовой и нагнетания (рис. 59). Эти последние два типа складчатости преобладают на периферии геосинклиналей. Но глыбовая складчатость и складчатость нагнетания не связаны с горизонтальным сжа-

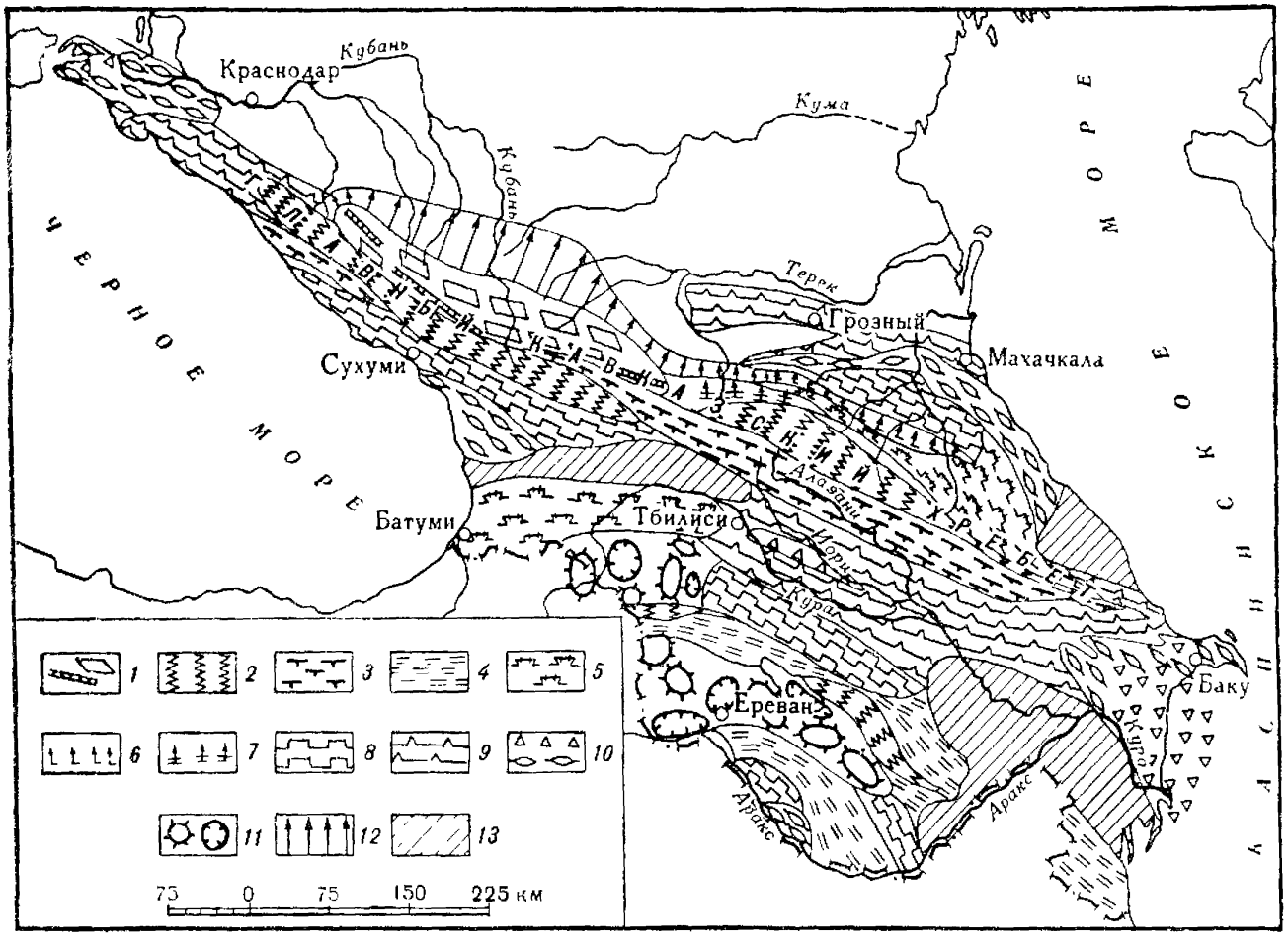


Рис. 59. Морфологические типы складчатости Кавказа (по А. А. Сорскому): *1* — зона доальпийской глыбово-складчатой тектоники; *2—4* — зоны складчатости общего смятия: *2* — полная дисгармоничная складчатость с кливажем, *3* — сильносжатые, дисгармоничные складки с опрокидыванием на юг (южный склон Главного Кавказского хребта), *4* — умеренно сжатые V-образные складки; *5* — зона коробчатых складок, осложненных разломами и мелкой складчатостью; *6* — зона ступенчатых флексур, осложненных небольшими складками и разрывами; *7* — крутая моноклиналь; *8* — зоны простых коробчатых складок; *9* — зоны узких гребневидных антиклиналей, разделенных широкими плоскими синклиналями; *10* — зоны брахискладок, диапировых куполов и грязевых вулканов; *11* — зона крупных брахиформных и куполовидных сводовых поднятий, выраженных в современном рельефе; *12* — моноклиналь, осложненная небольшими флексурами и мелкими сбросами; *13* — зона горизонтального залегания неоген-четвертичных отложений

тием. Это обстоятельство также противоречит идее внешнего приложения к геосинклинали горизонтальных сил сжатия, поскольку такие силы не могли миновать периферические области геосинклинали, чтобы достичь полос развития складчатости общего смятия.

Перечисленные признаки указывают на то, что горизонтальное сжатие, вызывающее образование складчатости общего смятия, не может быть приложено к геосинклинали извне. Оно должно быть «внутренним», т. е. возникать в результате каких-то процессов, происходящих внутри самой геосинклинали. Эти процессы должны состоять в таком перемещении материала внутри геосинклинали, при котором в некоторых зонах ее происходит продольное сжатие слоев. Поскольку ширина складчатой зоны не меняется, сжатие в одном месте должно быть компенсировано растяжением в другом.

Можно, например, предположить, что продольное сжатие слоев возникает при смещении последних под воздействием силы тяжести вниз по склону поднятия, образованного в процессе волновых колеба-

тельных движений. В этом случае смятие в складки следует ожидать на склоне там, где дальнейшее движение слоёв вниз встречает сопротивление со стороны пород, спокойно лежащих ниже по склону А зона растяжения той же толщи должна находиться вверху склона.

Но можно представить себе, что смятие в складки той или иной толщи происходит в результате внедрения в нее пород, залегавших на большей глубине, и раздвигания ими слоев вмещающей толщи, вызывая в них горизонтальное сжатие. Такое внедрение может носить характер диапиризма и быть вызвано той же силой тяжести в обстановке инверсии плотностей.

Специальные исследования по проблеме происхождения складчатости, проведенные у нас в стране в течение последних 15—20 лет, показали, что основной движущей силой в процессе образования складчатости общего смятия, действительно, является сила тяжести. А конкретными механизмами складкообразования оказываются:

а) стекание или соскальзывание пород со склонов поднятий;

б) разваливание верхней части относительно поднятого блока пород и давление его на слой соседнего относительно опущенного блока;

в) внедрение «глубинного диапира» и его давление на окружающие породы.

Первый механизм давно известен. Наиболее ясно он проявляется в образовании тектонических покровов гельветского типа.

В качестве примера можно указать покров Юбей-Амбрюне во Французских Альпах (рис. 60). При оплывании вниз по склону насыщенной водой пластичной толщи палеогенового флиша были увлечены породы и другого возраста, в частности меловые и юрские известняки. В целом этот покров оплывания представляет собой огромную растянутую вниз по склону лежачую антиклинальную складку, осложненную более мелкими лежачими складками и разрывами

Складчатые деформации, требующие сжатия, в покровах оплывания компенсируются в значительной степени растяжением и уменьшением мощности слоев в верхней части покрова. Но они могут быть связаны и с полным отрывом покрова от своих корней, и с образованием ничем не заполненного зазора между последними и телом покрова. В этих случаях покровы представляют собой пакеты, полностью оторвавшиеся от своих корней и свободно скользящие по склону.

Чтобы движение гельветских покровов осуществилось, достаточен чрезвычайно малый уклон местности, измеряемый всего несколькими градусами. Движение происходит медленно, путем ползучести, и сильно облегчается насыщением пород водой и высоким внутрипоровым давлением ее. Дальность горизонтального перемещения покрова может достигать десятков километров. Но такое перемещение не осуществляется за один прием: оно развивается постепенно, по мере того, как область поднятия расширяется и склон его продвигается все дальше вперед.

Разваливание верхних частей поднятых глыб земной коры представляет весьма распространенное явление. Выше, при рассмотрении глубинных взрезов, уже говорилось, что вертикальные разрывы в верхней своей части приобретают наклон, направленный под относительно поднятый блок. Это и есть результат гравитационного разваливания или расседания вершины поднятого блока. Такое разваливание компенсируется либо растрескиванием, либо пластическим горизонтальным растяжением пород, слагающих вершину блока. Если поднятый блок окаймлен с двух сторон относительно опущенными зонами, то разваливание может быть на обе стороны. Но в геосинклиналях, где главным

образом и развиваются описываемые процессы, склоны антиклинориев обычно имеют ступенчатый характер. Ступенчатость определяется серией параллельных глубинных взрезов. В таких случаях разваливание в пределах одного крыла является односторонним: каждый вышерасположенный блок давит на соседний более низкий.

Складчатые деформации, вызванные разваливанием относительно поднятого блока, ослабевают и совсем затухают с удалением от источ-

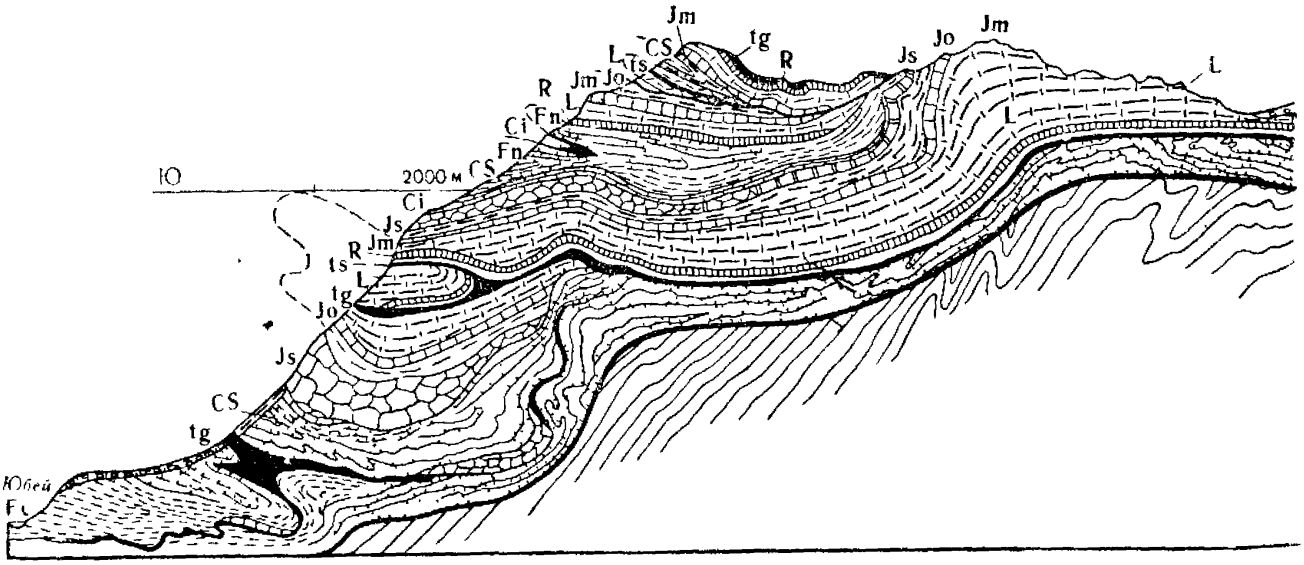


Рис. 60. Гравитационный тектонический покров течения Юбей-Амбрюне (Французские Альпы). По Шнеегансу: *1* — четвертичные отложения; *2—4* — флиш: *2* — верхний приабон, *3* — лютет-приабон, *4* — палеоцен; *5* — верхний мел (известняки); *6* — неоком

ника давления, т. е. от края поднятого блока. Но если склон антиклинория разделен на большое число ступеней, то весь склон может быть покрыт складками, степень сжатия которых, однако, различна на разных уровнях склона: она сильнее в верхней части каждой ступени и ослабевает к нижней ее части.

Механизм воздействия поднятого блока на окружающие породы не ограничивается их раздвиганием. Он включает также и выдавливание окружающих пород из-под надвинутых краев поднятого блока там, где надвиги имеют достаточную для этого горизонтальную амплитуду. Выдавливание происходит особенно интенсивно в тех случаях, когда надвинутые породы тяжелее подстилающих.

Очень ясны признаки разваливания верхних частей поднятых глыб в Тянь-Шане (см. рис. 41).

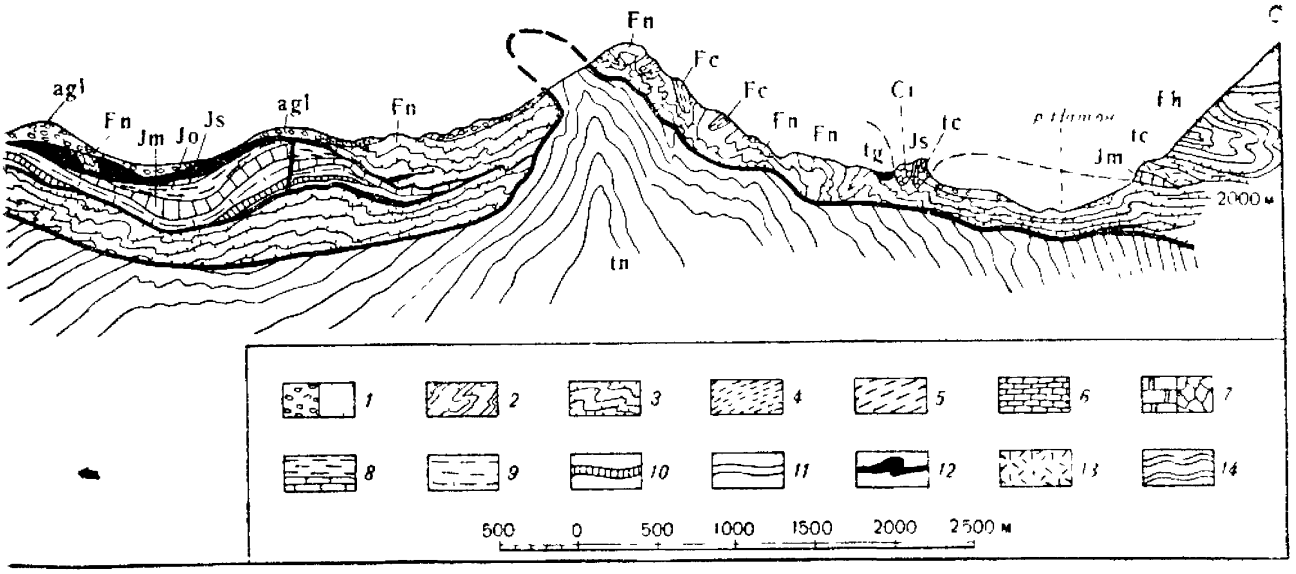
На рис. 61 показано изменение формы разрыва Сугано в Южных Альпах по простиранию. Разрыв, вертикальный на глубине, становится горизонтальным и даже ныряющим близ поверхности. Расположенный к северу от разрыва поднятый антиклинорий сложен преимущественно гранитами, метаморфическими породами и отчасти мезозойскими образованиями. Развалившаяся к югу вершина этого антиклинория вызвала смятие в складки меловых и третичных отложений соседнего синклинория.

Профиль через Полярный Урал, выполненный Н. П. Херасковым и А. С. Перфильевым, делает вполне вероятным, что складчатость Лемвинского синклинория вызвана разваливанием в его сторону Харбейского антиклинория (рис. 62).

В предыдущих случаях горизонтальное давление на окружающие породы оказывали глыбы, сложенные породами заметно более древни-

ми, чем сминаемые вокруг них слои. Деформации и метаморфизм в породах поднятых глыб закончились до того, как они были подняты и стали оказывать механическое воздействие на окружающие толщи Условно назовем такие глыбы «пассивными».

Но существуют и иные поднятые внутри складчатых зон массивы, оказывающие деформирующее воздействие на окружающие породы. Одни из них сложены породами того же возраста, что и окружающие



(известняки); *7* — верхняя юра (известняки); *8* — средняя юра (известняки); *9* — нижняя юра (известняки), *10* — рэт; *11* — верхний триас (аргиллиты); *12* — средний триас (гипсы); *13* — нижний триас (известняки); *14* — бат-оксфорд (глины)

толщи. Другие — породами хотя и более древними, но испытавшими метаморфизм и гранитизацию одновременно с поднятием. Третьи состоят из гранитов, гранитогнейсов или гнейсов, образованных одновременно с подъемом блока. Это «активные» массивы, или так называемые «глубинные диапиры». По механическим свойствам они отличаются от «пассивных» глыб предыдущего типа тем, что во время своего подъема были значительно пластичнее. Следствием этого, в частности, является то, что они не только раздвигали породы, через которые поднимались, но в большей степени, чем «пассивные» массивы, грибообразно растекались поверх окружающих толщ, и последние выдавливались в сторону из-под этой покрышки.

В. Бухер объяснял складчатость Аппалачей подъемом центрального метаморфического массива, в значительной степени скрытого сейчас под молодыми осадками низменности Пидмонт, его расползанием поверх примыкающей осадочной серии и выдавливанием последней из-под него в сторону (рис. 63).

В осевой полосе восточной половины Большого Кавказа выходят сильно кливажированные, смятые в изоклинальные тесно сжатые складки нижнеюрские сланцы, отделенные от окружающих пород разрывами. С удалением от этих выходов в обе стороны складчатость в нижне- и среднеюрских песчано-глинистых свитах быстро ослабевает. Есть основания видеть в этой зоне сложно дислоцированных нижнеюрских сланцев глубинный диапир, внедрение которого в вышележащие толщи вызвало смятие последних (рис. 64).

К глубинным диапирам принадлежат и тектонические покровы глубинного, или пеннинского, типа, известные в Альпах. Они сложены метаморфическими породами, претерпевшими в той или иной мере

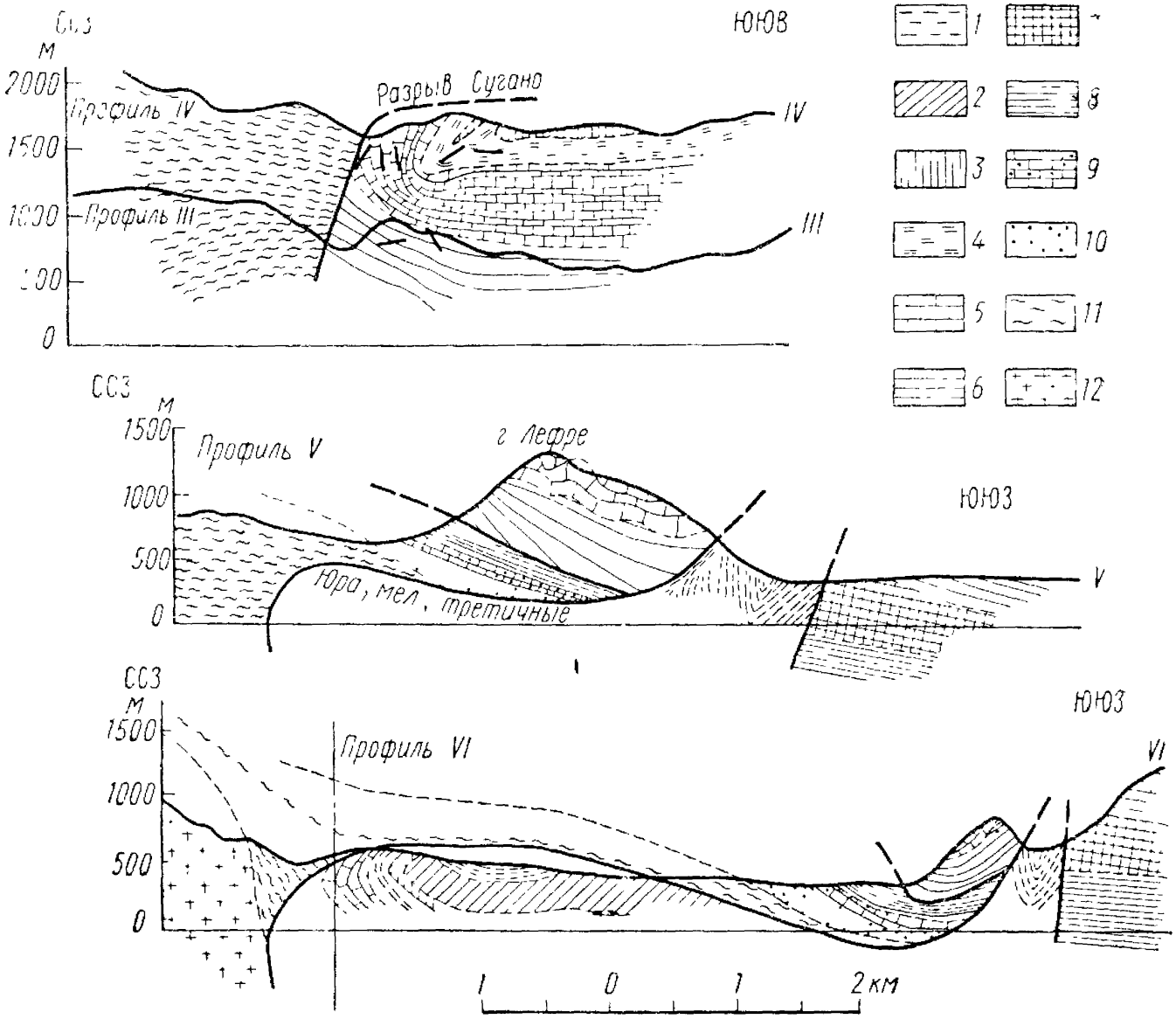


Рис. 61. Профили через разрыв Сугано (Южные Альпы). По Ф. Аттербергу: *1* — миоцен; *2* — олигоцен и эоцен; *3* — верхний мел; *4* — нижний мел; *5* — юра; *6* — верхний триас; *7* — средний триас; *8* — нижний триас; *9* — верхняя пермь; *10* — нижняя пермь; *11* — кварцевые филлиты; *12* — граниты

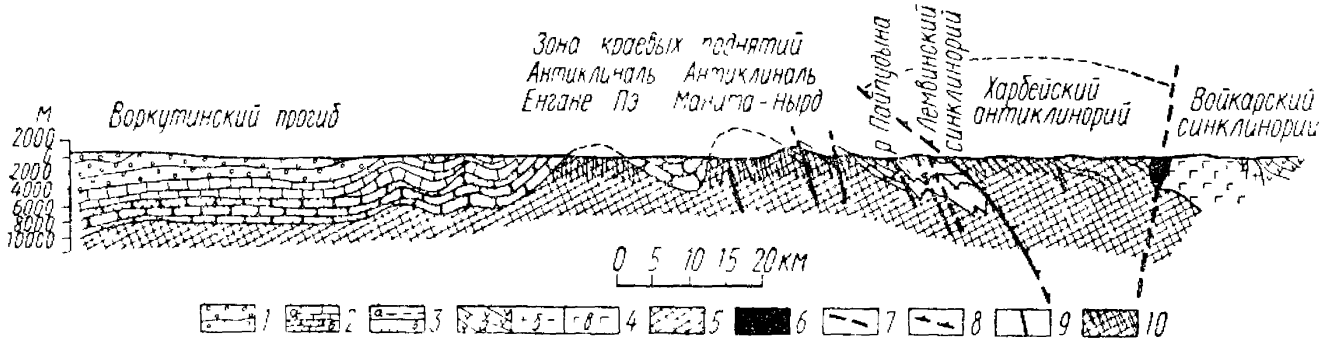


Рис. 62 Схематический геологический профиль через Полярный Урал (по Н. П. Хераскову и А. С. Перфильеву): *1* — отложения периклинального прогиба (C_3—T_1); *2* — отложения зоны краевых поднятий: *а* — нижний структурный ярус; *б* — верхний структурный ярус; *3* — отложения западноуральских синклинориев: *а* — нижний структурный ярус, *б* — верхний структурный ярус; *4* — образования зоны зеленокаменных синклинориев: *а* — нижний структурный ярус, *б* — плагиограниты, *в* — амфиболиты и габбро-амфиболиты; *5* — выступы древних структур в ядрах антиклинориев (комплекс доуралид); *6* — гипербазиты; *7* — разломы; *8* — надвиг западного ограничения Харбейского антиклинория и его аналоги; *9* — Главный Уральский глубинный разлом; *10* — внутренняя структура доуралид

гранитизацию. То, что пеннинские покровы представляют результат диапирового всплывания, подтверждается их общей формой. Они имеют вид толстых языков и грибов, соединенных с более глубокими недрами

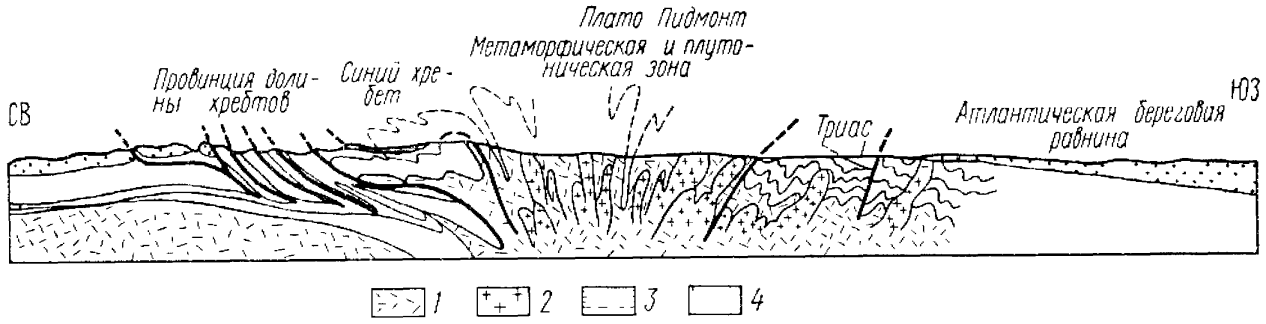


Рис. 63. Схематический профиль через Аппалачи от Кентукки до Южной Каролины (по В Бухеру): *1* — метаморфические породы; *2* — герцинские граниты; *3* — нижне- и среднепалеозойские осадочные отложения; *4* — триас и более молодые отложения

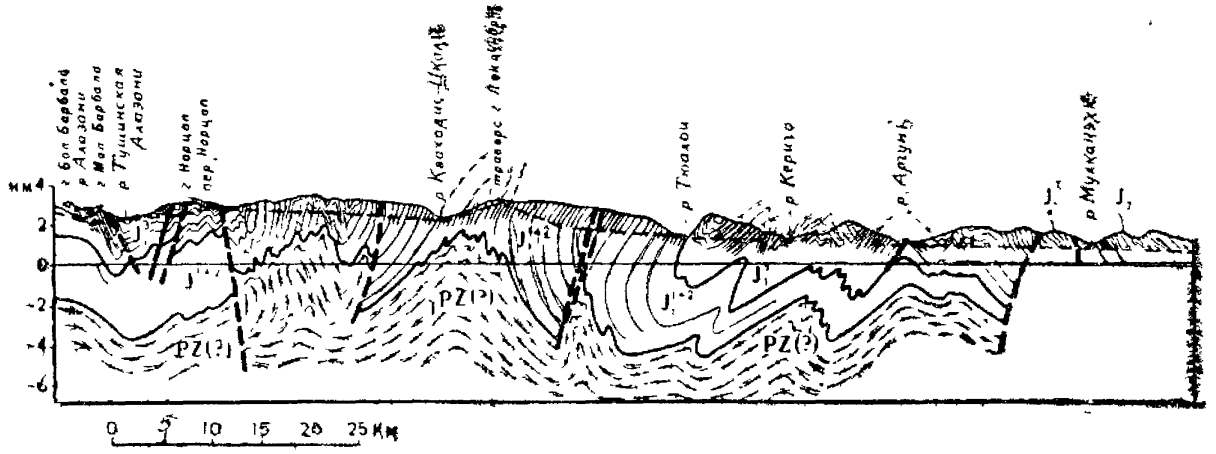


Рис. 64. Разрез через восточную часть Большого Кавказа (по А. А. Сорскому)

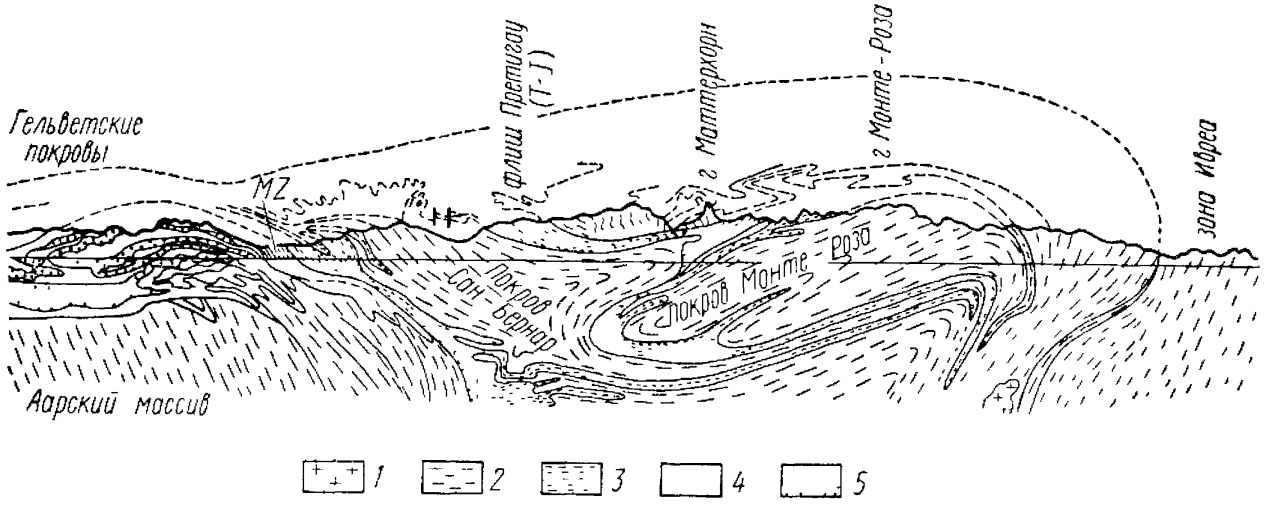


Рис. 65. Пеннинские покровы в Швейцарских Альпах и выжимание из-под них гельветских покровов: *1* — третичные граниты, *2* — палеозойские кристаллические породы, активизированные альпийским метаморфизмом; *3* — метаморфизованные нижнемезозойские породы; *4* — неметаморфизованный мезозой; *5* — эоценовый флиш

узкими вертикальными «корнями». Такая форма не может возникнуть никак иначе. Ложась один на другой, эти покровы раздавливают друг друга, а также, наползая на нормальные слоистые толщи мезозоя и

палеогена на северных склонах Альп, выжимают их из-под себя, сминая их в складки или заставляя соскальзывать к периферии складчатой зоны в виде покровов гельветского типа (рис. 65).

Там, где благодаря слоистости пород можно расшифровать внутреннее строение пеннинских покровов, оно оказывается весьма сходным с внутренним строением описанных выше соляных диапиров. Как и в

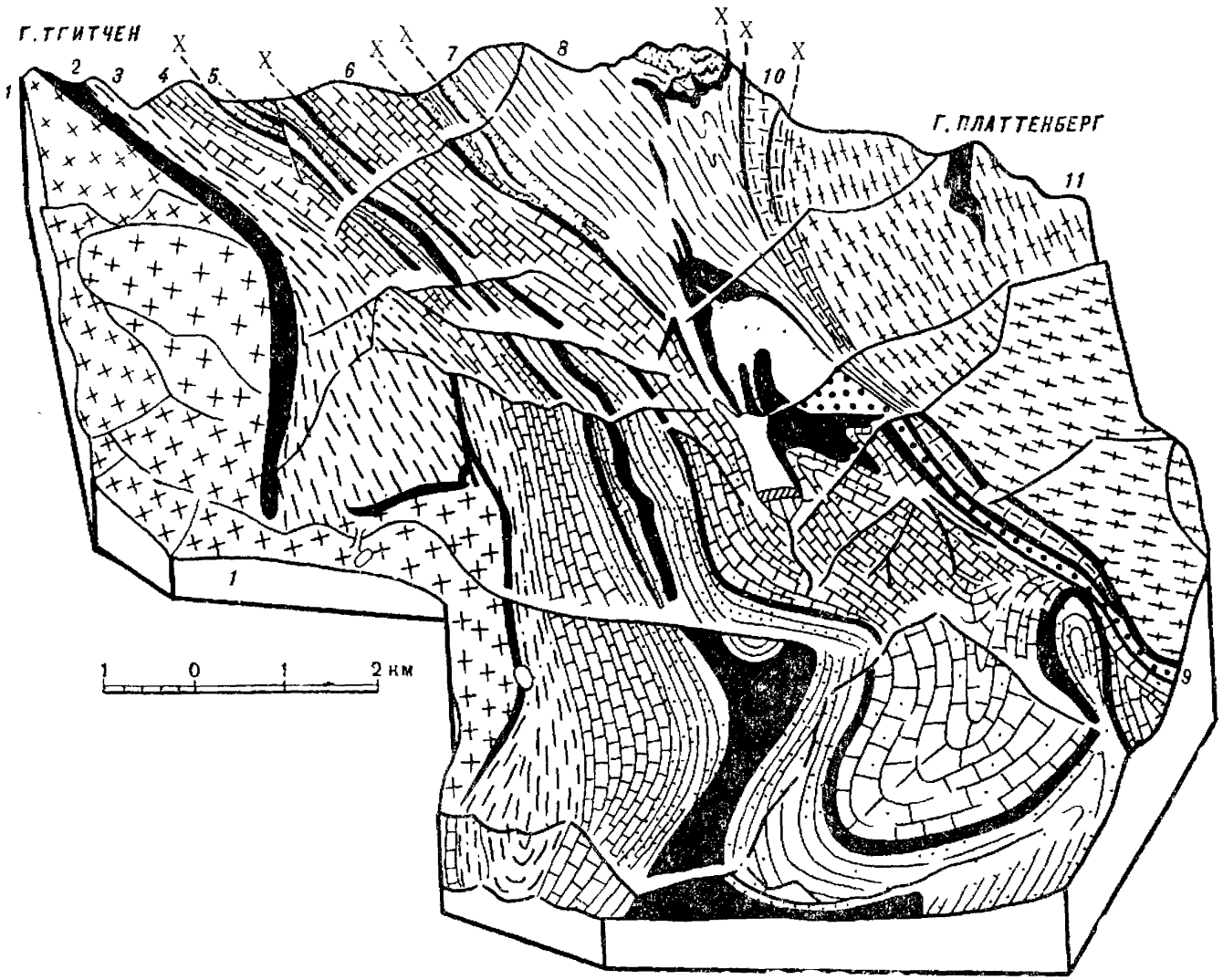


Рис 66 Внутреннее строение «глубинного диапира» в Швейцарских Альпах. Долина Верхнего Бленко (по Лейпольду): *1* — гнейсы Готтардского массива, *2* — триас; *3—5* — лейас Готтардского массива; *6—8* — метаморфические сланцы; *9* — свита Веррукано, *10* — нижнемезозойские метаморфические сланцы; *11* — гнейсы кристаллического ядра покрова Адула

тех диапирах, внутри глубинных диапиров развиты тесно сжатые изоклинальные складки (рис. 66).

Представление о глубинных диапирах дает объяснение часто наблюдаемой сложной складчатой структуры осевых частей складчатых зон. Предыдущие два механизма требовали, чтобы в осевой части было растяжение. Между тем именно в осевой части нередко наблюдаются сильно сжатые вертикальные изоклинальные складки. При наличии глубинного диапиризма они становятся понятными.

Вопрос о происхождении глубинных диапиров будет рассмотрен в следующей главе.

Глава 13

ГЛУБИННАЯ СКЛАДЧАТОСТЬ И ОБЩИЕ СООБРАЖЕНИЯ О СКЛАДЧАТЫХ ДВИЖЕНИЯХ

ГЛУБИННАЯ СКЛАДЧАТОСТЬ

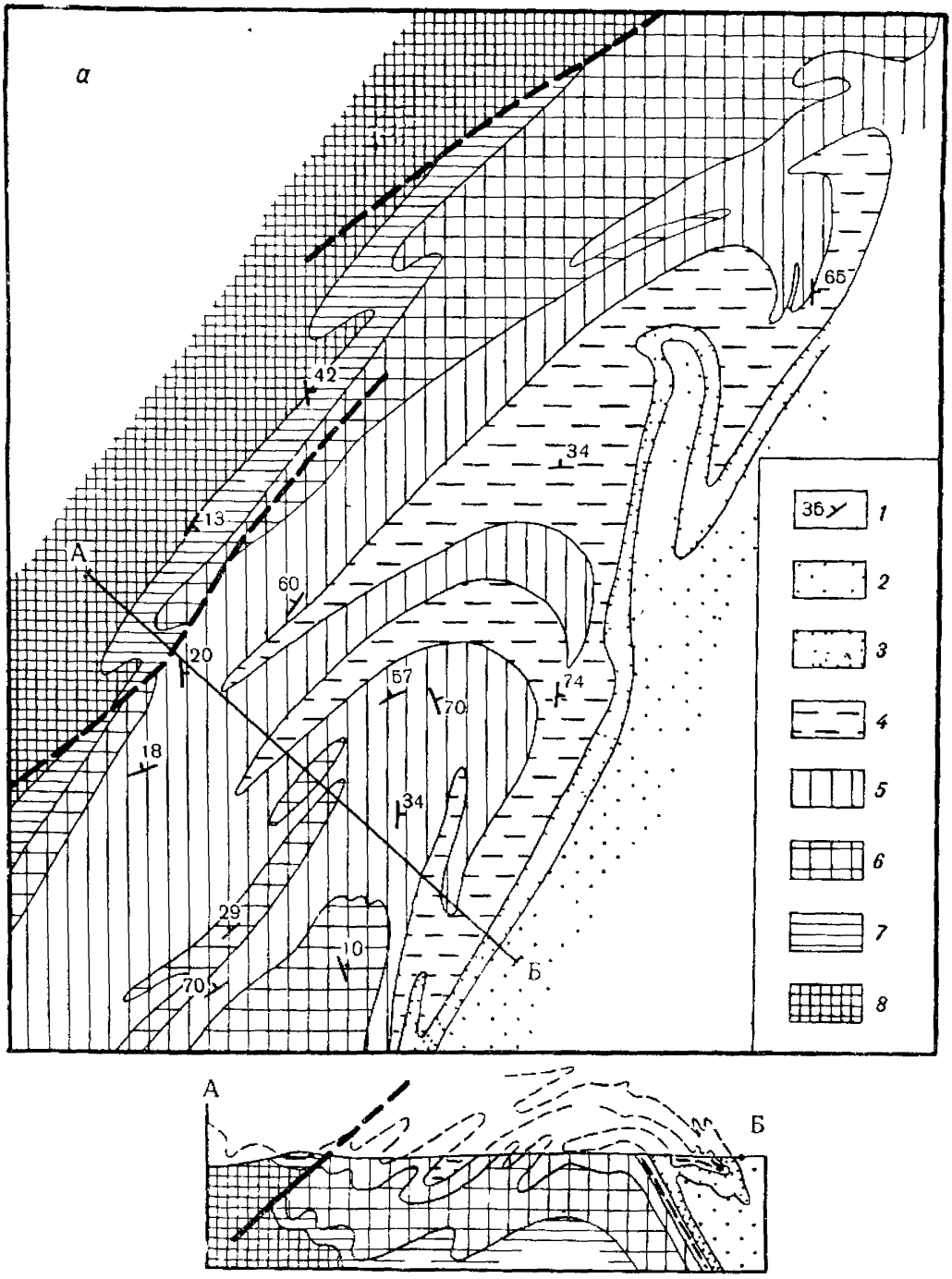
В предыдущей главе упоминалось о сложной складчатости, типичной для метаморфических и гранитизированных пород, образующих ядра глубинных диапиров. Сейчас мы должны прибавить к этому, что сложным и специфическим характером отличаются тектонические деформации во всех сильно метаморфизованных, гранитизированных и мигматизированных породах. Так что особенности складчатости, наблюдаемые в ядрах глубинных диапиров, представляют лишь частный случай более общей специфики деформаций, присущей породам, подвергшимся метаморфическим и ультраметаморфическим преобразованиям.

Наилучшим образом особенности этих сложных деформаций могут наблюдаться на кристаллических щитах, где на больших площадях обнажаются породы архея и нижнего протерозоя, сильно метаморфизованные, гранитизированные и мигматизированные. Эти сложные деформации, наблюдаемые в породах, испытавших сильные метаморфические и ультраметаморфические преобразования, мы называем глубинной складчатостью.

Особенностью строения толщ, охваченных глубинной складчатостью, является широкое развитие куполовидных структурных форм или поднятий, имеющих неправильные сложные очертания. Такие формы бывают сложены гранитами, гранитогнейсами, гнейсами, мигматитами и обычно именуются гранитными, гранитогнейсовыми, гнейсовыми и мигматитовыми куполами. Они образовались в процессе подъема слагающего их материала с больших глубин. Это все разновидности глубинных диапиров.

Внутри глубинных диапиров метаморфические породы, обладающие слоистостью или полосчатостью, смяты в складки. Для глубинной складчатости характерно сочетание складок разных порядков, наложенных друг на друга. От складок, размах которых измеряется сотнями метров, через складки любых меньших размеров мы спускаемся к мелкой плойчатости, с изгибами всего в 1—2 см. Все эти порядки складок образуют резко дисгармоничные сочетания. Широко развиты разлинзование и будинаж. Характерны изоклинальные складки с сильно оттянутыми замками. Последние часто вовсе не заметны, и тогда пучки изоклинальных складок принимают видимость мощнейших моноклиналей. Характерно также наложение друг на друга складок разных систем: осевые поверхности складок одной системы оказываются смятыми в складки второй системы, а осевые поверхности этих последних складок могут смяться в складки третьей системы. Соответственно сланцеватость и кливаж, вообще характерные для глубинной складчатости, также могут быть представлены несколькими системами, каждая из которых связана с соответствующей системой складок. Наконец, следует отметить широкое распространение складок с крутыми и вертикальными шарнирами (рис. 67).

Все перечисленные особенности морфологии глубинной складчатости в целом указывают на то, что она образовалась в условиях высокой пластичности горных пород и малой их вязкости. Наблюдаемые складчатые формы во всей их совокупности не могли образоваться пу-



тем продольного сжатия слоев, вызванного силами, приложенными где-то к торцам слоев. Весь облик таких деформаций свидетельствует, что они представляют собой результат приложения объемных сил, вызвавших всеобщее течение пород. Складки же в этом случае являются лишь «фигурами течения», отражающими неравномерность этого течения, распадающегося на множество потоков, больших и малых. Именно этими потоками и определяются изгибы слоев. Существенную роль играют также процессы выжимания и нагнетания: пачка слоев раздавливается на некотором участке и выдавленный материал нагнетается в соседнее пространство, где он, оказавшись в стесненном пространстве, собирается в складки.

Для того чтобы лучше понять происхождение глубинной складчатости, вспомним те общие условия, в которых развиваются метаморфические и ультраметаморфические процессы.

Все такие процессы требуют высокой температуры. Они зависят также от давления, присутствия воды и от приноса щелочей и кремнезема из более глубоких областей. Известно, что региональный метаморфизм проявляется в разных «фациях», которые отражают различ-

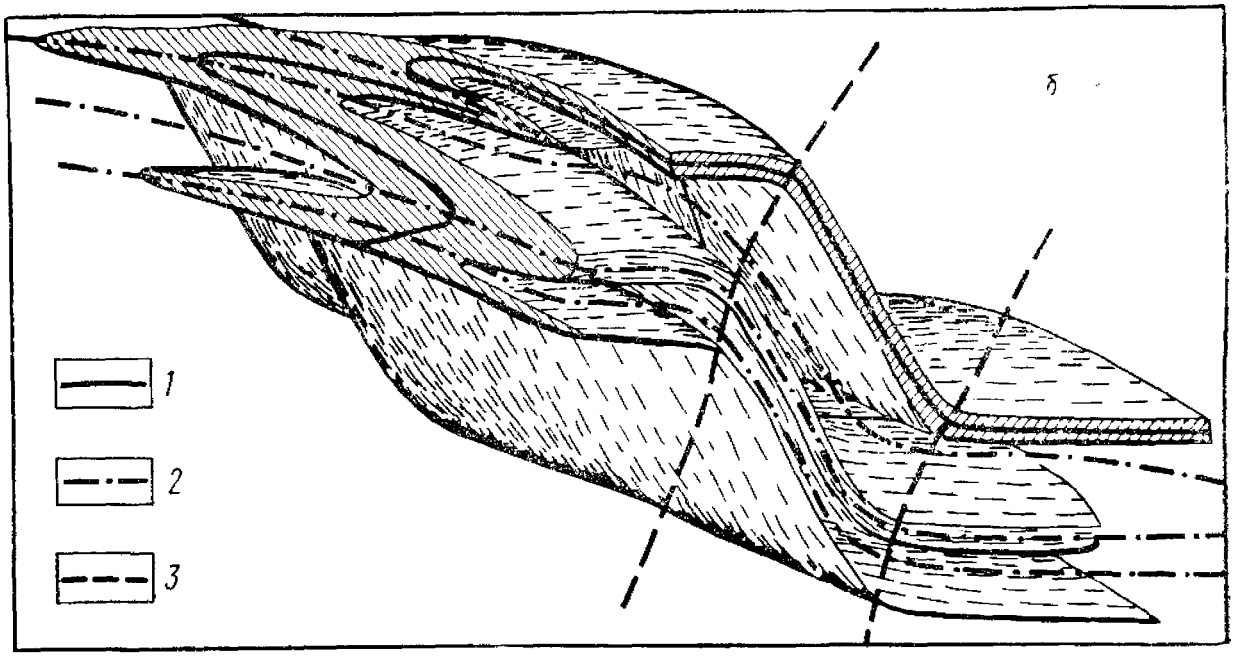


Рис. 67. Сложная наложенная складчатость, развитая в метаморфизованных толщах: *а* — наложение складчатостей в нижнем палеозое Квебека (Канада). По Осбергу, 1965: *1* — залегание слоев; *2* — доломиты; *3* — верхние филлиты; *4* — известняки; *5* — нижние филлиты; *6* — кварц-мусковит-хлоритовые сланцы; *7* — кварциты; *8* — эпидот-хлоритовые сланцы; *б* — блок-диаграмма структуры, образованной взаимным наложением складок трех генераций. Архей Карелии. По Л. Н. Куклею. Осевые поверхности складок: *1* — первой генерации; *2* — второй генерации; *3* — третьей генерации

ную степень метаморфических преобразований. Главными фациями являются: зеленосланцевая, амфиболитовая, гранулитовая, эклогитовая, а также фация ультраметаморфизма или гранитизации.

В строении массивов, в которых развита глубинная складчатость, принимают участие в основном метаморфические породы зеленосланцевой и амфиболитовой фаций (с рядом подфаций), а также продукты ультраметаморфизма — граниты, гранитогнейсы, мигматиты. Гранулитовая и эклогитовая фации встречаются в сугубо подчиненном объеме.

Эксперименты с искусственным получением метаморфических пород в лаборатории показывают, что температура, при которой образуются зеленые сланцы, колеблется между 200 и 500° при литостатической нагрузке, соответствующей глубинам в 3—5 км. Требуется также присутствие большого количества воды.

К амфиболитовой фации метаморфизма принадлежат различные гнейсы гранитного состава и амфиболиты. Эта фация образуется при температуре 500—600°, а давление соответствует литостатическому на глубинах от 5 до 15 км. Породы содержат воду, но в меньшем количестве, чем предыдущая фация.

Ультраметаморфизм в форме сначала мигматизации, а затем полной гранитизации развивается в пределах зоны амфиболитовой фации. В присутствии достаточного количества воды, при давлении, отвечающем глубинам от 5 до 15 км, гранитизация происходит при температуре 650—750°. При этом породы частично плавятся.

Сопоставляя температуру с вероятной глубиной образования пород указанных метаморфических и ультраметаморфических фаций, мы видим, что требуемый для этих процессов геотермический градиент для средних условий должен достигать 70—100° на 1 км. Это в два-три раза выше среднего современного градиента, равного 36 град/км.

Температура, при которой происходят метаморфические и ультраметаморфические реакции, влияет на вязкость пород, понижая ее. Там, где развивается гранитизация, уменьшение вязкости особенно велико, поскольку в зонах ультраметаморфизма породы подвергаются по крайней мере частичному плавлению. Вязкость расплава имеет обычно порядок 10^6 пуаз, тогда как вязкость кристаллической породы измеряется в 10^{18}—10^{20} пуаз.

Сильно снижается вязкость и повышается пластичность метаморфизуемых пород также и в связи с присутствием в них воды. Последняя частично поступает в эпоху развития регионального метаморфизма из мантии (см. гл. 23), но в значительной степени выделяется из самих пород. Бóльшая часть метаморфических пород первоначально была осадками, среди которых преобладали илы. Последние содержат значительное количество воды в порах, нередко превышающее по объему 30%. Бóльшая часть этой воды выжимается в процессе уплотнения илов под тяжестью вышележащих осадков до превращения в глину, но и в плотных глинистых породах сохраняется до 5% воды. Когда начинается нагревание породы, ведущее в дальнейшем к метаморфическим преобразованиям, к первоначальной поровой воде присоединяется вода, выделяющаяся с поверхности минералов и из кристаллической решетки. С поверхности выделяется адсорбированная вода, объем которой составляет, в зависимости от состава породы, от 2,5 до 20% от общего объема породы. Вслед за этой водой выделяется конституционная вода в связи с переходом минералов, богатых водой, в минералы, более бедные водой или безводные. Например, при переходе мусковита в калиевый полевой шпат выделяется 14,5% воды по отношению к твердой фазе.

Таким образом, породы, находящиеся в стадии метаморфических изменений, очень сильно обводняются.

Повышение пластичности пород при метаморфизме связано также и с процессом перекристаллизации. Если метаморфизм протекает одновременно с воздействием на породы деформирующих сил (а в огромном большинстве случаев это так и бывает), то перекристаллизация происходит ориентированно, в соответствии с принципом Рикке: образуются плоские или удлиненные кристаллы, короткие оси которых параллельны направлению максимального сжатия, а длинные — перпендикулярны к этому направлению и параллельны максимальному удлинению среды, т. е. деформация происходит в значительной степени с использованием подвижности ионов и их перегруппировки в соответствии с полем напряжения.

Понижение вязкости и повышение пластичности во всех этих случаях представляют собой временное явление. Как только кончается эпоха регионального метаморфизма, температура снижается, все породы, подвергавшиеся частичному плавлению, кристаллизуются, а вода, наполнявшая поры, выжимается из пород на поверхность, и все это ведет к повышению вязкости и понижению пластичности до уровней, свойственных твердым горным породам.

Параллельно с изменением вязкости и пластичности во время метаморфических и ультраметаморфических реакций меняется и плотность пород. Поскольку при ультраметаморфизме происходит частичное плавление породы, переход ее из твердого состояния в жидкое сопровождается уменьшением плотности и соответствующим увеличением объема. Плотность твердых кислых магматических и метаморфических пород обычно бывает около 2,8 г/см^3. Расплав тех же пород имеет плотность около 2,2 г/см^3. При этом плотность расплава становится ниже

плотности большинства осадочных, всех сухих метаморфических и магматических твердых пород.

Плотность меняется также и в результате выделения воды с поверхности минералов и их кристаллической решетки в поры. Если мусковит и кварц в результате метаморфических реакций переходят в калиевый полевой шпат и силлиманит с выделением воды, то при литостатическом давлении в 2,5 кбар и температуре 600° общий объем твердой и жидкой фаз увеличится на 14%:

$$KAl_2(OH)_2[AlSi_3O_{10}] + SiO_2 = K[AlSi_3O_8] + Al_2SiO_5 + H_2O$$

	Мусковит	кварц	кал. пол. шпат	силлиманит	вода
молярные объемы:	140,5	22,7	108,7	49,9	27,0
	163,2		185,6		

Соответственно уменьшится плотность.

Этот эффект будет также преходящим. Вода, выделяющаяся из пород, будет, конечно, непрерывно уходить на поверхность в форме термальных струй, и когда выделение воды из минералов прекратится, порода станет почти безводной, ее плотность возрастет, а объем уменьшится, то и другое до нормальных для сухой и твердой породы величин.

Но для того чтобы вода, выделившаяся внутри крупного массива пород, ушла из него, необходимо время, которое зависит от количества воды и гидравлической проницаемости породы. Подсчеты показывают, что при проницаемости, характерной для глинистых сланцев, и наиболее вероятном объеме воды необходимо не менее 10^7 лет для полного выделения воды на поверхность. Процесс, конечно, может быть ускорен образованием трещин в породах. Но даже если указанную цифру уменьшить на порядок, все же это явление временного понижения плотности и увеличения объема массива пород, подвергаемых метаморфизму, может длиться около миллиона лет, что представляет ощутимый промежуток времени и в геологических масштабах.

Но будучи даже временным, это явление понижения плотности и увеличения объема пород, подвергаемых метаморфизму, играет важную тектоническую роль. Оно ведет к временному состоянию инверсии плотностей в земной коре: залегающие на глубине 5—15 км под поверхностью породы, находящиеся под влиянием процессов метаморфизма и ультраметаморфизма, временно оказываются легче, чем покрывающие их осадочные и более древние метаморфические породы.

Отсюда следует, что там, где происходят метаморфизм и ультраметаморфизм, в течение времени, пока эти процессы развиваются, создаются условия, способствующие формированию глубинных диапиров, сложенных как гранитизированными, так и метаморфическими породами. Особенно следует подчеркнуть, что инверсия плотностей возникает уже на самых ранних стадиях прогревания породы, когда еще не началась перекристаллизация и выделяется лишь адсорбированная вода. Это обстоятельство объясняет случаи, когда в ядре глубинного диапира оказываются глинистые сланцы, по степени метаморфизма не выходящие за пределы фаций аспидных сланцев или филлитов. А сложная складчатость, свойственная метаморфическим породам, является отражением тех запутанных потоков материала, которые возникают внутри глубинного диапира при его формировании.

Выше говорилось, что общий характер деформаций в метаморфических толщах таков, что его можно понять, только приписав основную роль в механизме этих деформаций объемным силам, которые прикла-

дываются непосредственно к каждому, даже самому малому, объему пород. Именно объемные силы гравитации вызывают всплывание глубинных диапиров, и они же ответственны и за сложные деформации в их ядрах.

Внедряясь в вышележащие породы, глубинные диапиры своим расширяющим действием деформируют и их. Поэтому гранитные, гранитогнейсовые и метаморфические глубинные диапиры обычно окружены складчатой оторочкой вмещающих пород.

ОБЩИЕ СООБРАЖЕНИЯ О СКЛАДЧАТЫХ ДВИЖЕНИЯХ

Рассмотренные типы складчатости приурочены к различным тектоническим условиям и к разным уровням земной коры. Глыбовая складчатость в чистом виде проявляется в наиболее спокойной обстановке колебательных движений там, где амплитуда и градиенты их невелики. Она приурочена к платформам и к наиболее спокойным зонам в геосинклиналях и орогенных областях.

Сходство процесса образования глыбовых складок с общекоровыми глыбово-волновыми колебательными движениями позволяет предполагать некоторую степень родства между этими явлениями тем более, что в истории развития глыбовых складок сплошь и рядом наблюдается обращение направления вертикальных движений (инверсионные глыбовые складки).

Складчатость нагнетания характерна для областей, где колебательные движения имеют значительный размах и где поэтому накопились мощные толщи осадков. Но последние должны оставаться неметаморфизованными и среди них должны быть породы с повышенной пластичностью и низкой плотностью. Такие условия существуют в глубоких синеклизах на платформах и в передовых и межгорных прогибах орогенных зон с их разрезами, содержащими соленосные свиты, а также мощные толщи пластичных глин, насыщенных водой. В какой-то мере складчатость нагнетания можно рассматривать как осложнение глыбовой складчатости, если принять во внимание, что глыбовые движения в кристаллическом фундаменте предопределяют местоположение складок нагнетания.

Складчатость общего смятия с ее тремя механизмами формирования образуется в зонах высоких градиентов колебательных движений, т. е. в обстановке с этой точки зрения более сложной, чем предыдущие два типа складчатости. Поэтому приуроченность ее к геосинклиналям вполне закономерна. Существенно отметить, что эта складчатость развивается в верхних слоях земной коры, где происходят оплывание или соскальзывание пачек слоев по склонам поднятий, смятие слоев под влиянием разваливания верхних частей относительно поднятых глыб коры и раздвигание слоев внедряющимися в них глубинными диапирами.

Глубинная складчатость возникает в более глубоких слоях коры, хотя главное значение для этой складчатости имеет не столько глубина, сколько метаморфизм пород. Возникающие в связи с этой складчатостью глубинные диапиры проникают в вышележащие нормально-осадочные толщи и вызывают в них деформации.

Схема на рис 68 показывает взаимоотношения между различными типами складчатости, как они вырисовываются в свете высказанных здесь соображений. Вертикальные движения глыб связываются на этой схеме, как и формирование глубинных диапиров, с процессами мета-

морфизма и гранитизации на более глубоких уровнях: мы исходим из того, что движения глыб вызваны подъемом глубинных диапиров, которые, однако, не проникают в вышележащую толщу нормально-осадочных пород, а выталкивают над собой глыбы фундамента. Последние, растекаясь в стороны в верхней своей части под влиянием силы тяжести, вызывают образование складок общего смятия в окружающих слоях.

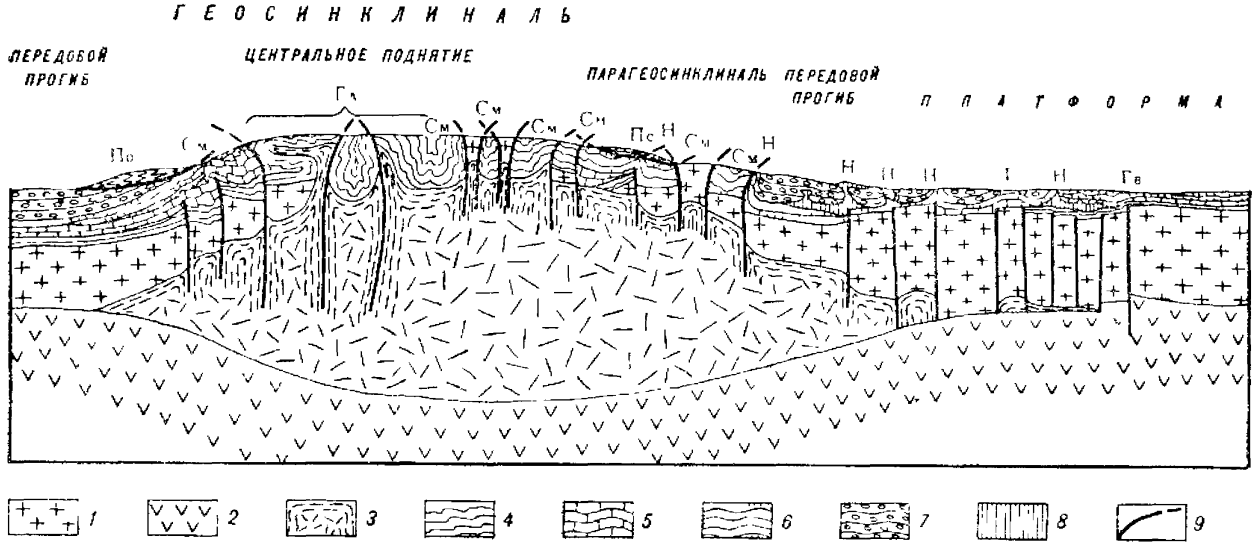


Рис. 68. Общая схема типов складчатости: *1* — древний складчатый фундамент; *2* — «базальтовый» слой земной коры; *3* — молодые граниты и мигматиты; *4* — нижнетерригенная формация; *5* — известняковая формация; *6* — верхнетерригенная формация; *7* — молассовая и лагунная формации; *8* — соль; *9* — тектонический разрыв. По — тектонический покров оплывания; Пс — тектонический покров скольжения; Ѓм — складчатость общего смятия; Н — складчатость нагнетания; Г — глыбовая складчатость; Гв — вал глыбового происхождения; Гл — глубинная складчатость, гранитогнейсовые купола, тектонические покровы пеннинского типа

Из предыдущего рассмотрения условий образования складчатостей разных типов следует, что складчатости нагнетания, общего смятия и глубинная связаны с той или иной формой нарушения гравитационного равновесия. Такое нарушение равновесия может возникнуть при образовании склона между поднятием и прогибом, когда породы, лежащие на склоне, оказываются в неустойчивом состоянии и стремятся стечь или соскользнуть с него. Аналогичным образом оно нарушается на краях глыб коры, поднятых по разрывам над окружающей местностью. Равновесие нарушается также при возникновении инверсии плотностей, когда менее плотный материал в земной коре оказывается лежащим под более плотным.

Причинами инверсии плотностей могут явиться: седиментация (случай с толщей соли под другими осадочными породами), метаморфизм разных стадий от самого начального прогревания породы, когда только начинается освобождение адсорбированной воды с поверхности минералов в поры, до амфиболитовой фации и ультраметаморфизма. К этим процессам, ведущим к инверсии плотностей, мы должны прибавить возникновение вторичных инверсий плотности в связи с перемещением тектонических покровов, когда более плотные породы покрова оказываются надвинутыми на менее плотные породы автохтона. Строго говоря, можно и неустойчивое положение пород на склоне тектонического поднятия или на краю поднятой глыбы считать разновидностью инверсии плотностей, так как твердые породы оказываются и в этих

случаях лежащими выше менее плотной водной или воздушной среды (в зависимости от того, происходит ли это на дне моря или над его уровнем); а поскольку при своем соскальзывании вниз по склону породы вытесняют некоторый объем этой менее плотной среды, этот процесс в принципе вполне аналогичен опусканию более тяжелых пород и поднятию более легких при образовании складок нагнетания или глубинных диапиров.

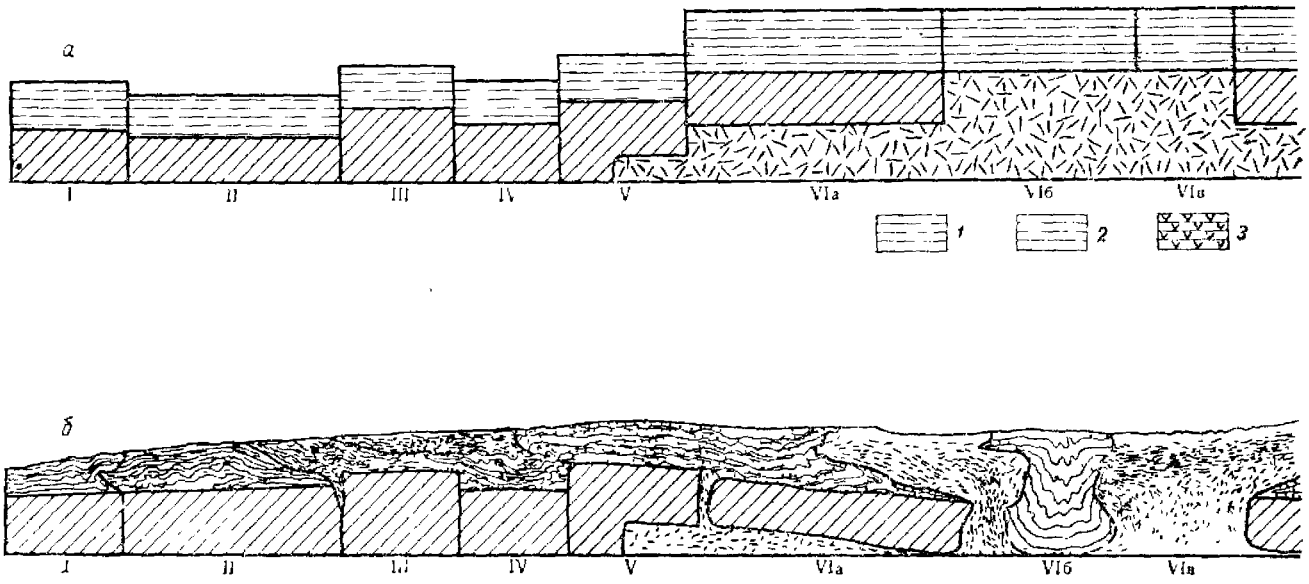


Рис 69 Моделирование складчатой зоны (по Н. Б Лебедевой): *а* — первоначальный вид образца; *б* — образец после опыта (зарисовка по фотографии); *1* — канифоль 70%, машинное масло СУ 30%; *2* — канифоль 63%, машинное масло СУ 30%, глина 7%;

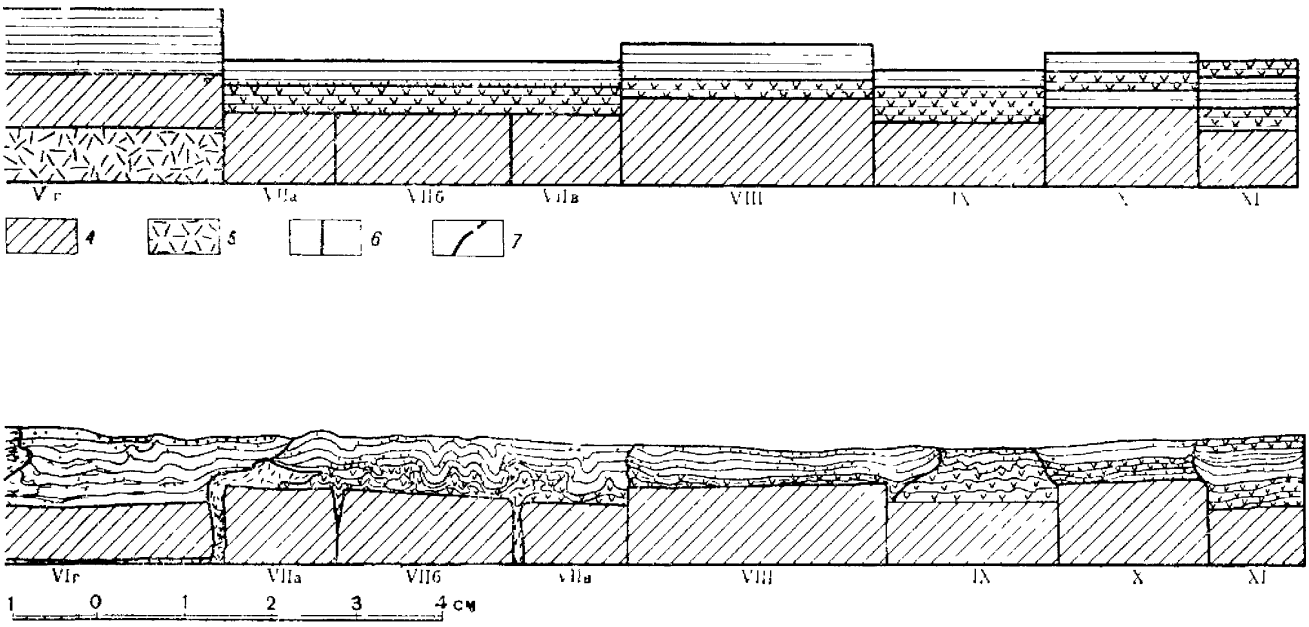
Следовательно, во всех случаях образование складчатостей нагнетания, общего смятия и глубинной вызвано нарушением гравитационного равновесия при возникновении тем или иным путем инверсии плотностей. А сама складчатая деформация является структурным результатом движений, направленных на восстановление равновесия. Но восстанавливается оно либо путем соскальзывания пород по склону, либо путем разваливания в стороны верхушек поднятых глыб, либо поднятием диапиров как поверхностных, так и глубинных.

Выше мы говорили, что движение, возникающее при инверсии плотностей, сходно с конвекцией, и указали, что для такой односторонней конвекции, когда нет многократного круговращения одного и того же материала и легкий материал поднимается и остается наверху, а тяжелый опускается и остается внизу, можно употребить термин «адвекция». Мы приходим к заключению, что в целом все тектонические деформации, вызванные стремлением материала земной коры к гравитационному равновесию, представляют собой результат адвекции или адвективных движений.

Основными кинематическими элементами адвективных деформаций являются выжимания и нагнетания. Породы расплющиваются в одних местах и, выжимаясь, нагнетаются в другие, скучиваясь массами большей или меньшей величины.

Выжимания и нагнетания происходят в разных направлениях, хотя в целом вертикальные перемещения должны преобладать, поскольку общее стремление системы состоит в перемещении легкого материала вверх, а тяжелого вниз. При этом как легкий материал нагнетается вверх и отжимает тяжелый материал, так и тяжелый материал нагне-

тается вниз и выжимает легкий материал. Движения эти происходят в разном масштабе: выжимания и нагнетания разных порядков как бы вложены друг в друга. От движения целого тектонического покрова мы, переходя от одного порядка к другому, спускаемся вплоть до разлинзования и будинажа отдельных слоев. Следует, однако, отметить, что гравитационные силы оказывают тем большее непосредственное влияние на деформацию, чем крупнее участвующие в ней тела горных по-



3 — канифоль 73%, скипидар 27%; *4* — петролатум с песком; *5* — канифоль 73%, скипидар 27% (с волосками), *6* — разрывы; *7* — границы между пачками разных блоков; I—XI — разновысотные блоки

род. С переходом к деформациям малых объемов влияние силы тяжести становится все более косвенным, лишь отражающим степень связи малой деформации с лежащей в ее основе крупной деформацией.

В заключение обратимся к модели складчатой зоны, которая была создана в лабораторной обстановке Н. Б. Лебедевой (рис. 69).

Моделирующим материалом была канифоль в смеси с машинным маслом, количество которого позволяло регулировать плотность и вязкость материала. Модель была построена из примыкающих друг к другу блоков разной высоты, разделенных первоначально перегородками. Блоки имели слоистое строение и в части их существовала инверсия плотностей: несколько более плотный материал залегал на менее плотном. Особенно большой контраст плотностей был создан в середине модели, где нижние слои имели плотность 1,0 г/см^3, а верхние — 1,8 г/см^3. Там же мощность легкого материала была максимальной и он был неслоистым. Этот материал имитировал породы, находящиеся в состоянии метаморфизации и гранитизации. А разная высота блоков изображала результат происшедших раньше вертикальных глыбово-волновых движений коры.

Когда перегородки между блоками были убраны, модель пришла в движение, поскольку она была механически неустойчивой из-за инверсий плотностей и разной высоты отдельных блоков. В средней части легкий материал, всплывая, образовал два «глубинных диапира» (рис. 69, *б*, середина). Между ними был зажат слоистый материал, ранее лежавший наверху. Он смялся в складки под распирающим действием диапиров. В верхней своей части глубинные диапиры расплылись, образовали покровы пеннинского типа, и над ними слои растянулись.

Перед собой глубинные диапиры толкали слоистые толщи соседних блоков. Кроме того, материал с поднятых блоков перетекал в сторону опущенных блоков в форме поверхностных покровов гельветского типа. В результате в левой части модели образовалась сложная складчатая структура с пологими надвигами. В правой части произошло некоторое разваливание верхних частей поднятых блоков и под их давлением на соседних блоках возникли складки Там же наблюдалось образование структур нагнетания по границам между блоками.

Таким образом была создана модель складчатой зоны со сложными разнообразными деформациями при полном отсутствии внешнего горизонтального сдавливания. Все деформации возникли, с одной стороны, благодаря циркуляции материала вниз и вверх в соответствии с местными инверсиями плотности, а с другой — в результате «усадки» модели: первоначальная неровная ее поверхность после растекания под силой тяжести стала почти горизонтальной, мощность материала на поднятых блоках уменьшилась, а слои удлинились, что и вызвало смятие в складки.

В соответствии с теорией физического подобия описанная модель отвечает определенным размерам природных складчатых структур. Общая длина модели соответствует ширине природной складчатой зоны 150 км. Высота наиболее поднятых блоков до начала движения соответствовала высоте натуральных гор приблизительно 5 км. Горизонтальная амплитуда надвигов в том же масштабе достигает 10—15 км.

Эта модель показала, что гравитационные процессы в слоистых пластичных толщах могут через адвективные перемещения приводить к чрезвычайно сложным деформациям, включающим и покровы и складчатость разных типов.

Глава 14

ВНУТРИКОРОВЫЕ РАЗРЫВЫ

КЛАССИФИКАЦИЯ РАЗРЫВОВ. РАЗРЫВЫ РАЗНЫХ ПОРЯДКОВ

В этой главе речь будет идти о разрывах, которые, в отличие от рассмотренных в главе 9, не рассекают всю земную кору, а, имея ограниченную протяженность, полностью размещаются внутри коры. По своему размеру разрывы этой группы чрезвычайно разнообразны: от таких, протяженность которых измеряется несколькими десятками километров, до трещин сантиметровых размеров.

Тектонические внутрикоровые разрывы (которые дальше будут называться просто разрывами) подробно описываются в курсах структурной геологии. Там же рассматриваются тектонофизические и геологические условия их образования. Поэтому мы ограничимся здесь рассмотрением лишь некоторых вопросов.

Разрывы разделяются на две группы: *трещины* и *разрывы со смещением*. Такое разделение имеет условный характер. Где проводить границу между теми и другими, зависит от масштаба, с которым мы подходим к рассмотрению данной структуры. Масштаб определяет, какой амплитудой смещения можно уже пренебречь, и тогда разрывные смещения с этой и меньшей амплитудой будут отнесены к безамплитудным трещинам. При обычных масштабах геологического картирования к трещинам относят разрывы со смещениями в несколько сантиметров

и даже в десятки сантиметров, тогда как при специальных и детальных исследованиях и такие смещения должны учитываться.

Группа разрывов со смещениями в свою очередь разделяется на раздвиги, сдвиги, взбросы, взрезы, надвиги и сбросы. В этой морфологической классификации условным является выделение взбросов и надвигов. Например, взбросами можно называть все разрывы с поднятым висячим крылом, если падение разрыва равно или круче 60°. Все более пологие разрывы с поднятым висячим крылом будут в этом случае отнесены к надвигам.

Существенным свойством общераспространенной классификации является то, что все смещения рассматриваются по отношению к горизонтальной и вертикальной плоскостям и считается, что они происходят либо в горизонтальной, либо в вертикальной плоскости.

Опыт геологических исследований показывает, что при изучении крупных разрывов эти особенности классификации оказываются вполне приемлемыми: крупные разрывные смещения действительно происходят преимущественно либо в почти вертикальном, либо в почти горизонтальном направлении. Можно предполагать, что на направление смещений крупных массивов горных пород значительное влияние оказывает сила тяжести. Она действует или непосредственно, вызывая смещение массивов преимущественно по вертикали (например, при образовании гравитационных сбросов), или в дополнение к другим силам, изменяя направление смещения, вызванного силой иного направления и приближая его к горизонтальному, поскольку последнее требует минимальной затраты энергии (например, в случаях разваливания в стороны поднятых блоков коры).

Однако по мере уменьшения размеров смещаемых массивов роль силы тяжести уменьшается и вместе с падением веса сдвигаемых глыб становится в конце концов фактором незначительным. Поэтому при переходе от крупных массивов пород к малым их объемам все большее значение приобретают механические неоднородности в строении толщ горных пород, обусловленные, например, слоистостью. Все бóльшую роль играют частные поля напряжений, связанные с такими неоднородностями. Отсюда — потеря наблюдаемой для крупных массивов упорядоченности в направлениях смещений по разрывам: движения относительно малых объемов пород происходят в равной мере в любом направлении. Оставаясь в пределах той же морфологической классификации, относящей разрывные смещения к вертикальной и горизонтальной осям, мы должны говорить в этих случаях о комбинированных разрывах: сбросо-сдвигах, сдвиго-сбросах, надвиго-сдвигах, сдвиго-надвигах, взбросо-сдвигах, сдвиго-взбросах, сдвиго-взрезах, а также о группе комбинированных смещений с участием раздвига (во всех случаях преобладающее смещение обозначается вторым словом двойного термина).

Однако эта система терминов оказывается чрезвычайно неудобной в тех случаях, когда в силу неоднородностей строения горных пород положение в пространстве главных осей напряжений, непосредственно вызывающих ту или иную группу разрывов, от места к месту меняется. Например, наиболее общее поле напряжений в толще, изображенной на рис. 70, характеризуется горизонтальной главной осью сжатия и вертикальной главной осью растяжения. В соответствии с этим наиболее крупные разрывы скалывания представлены надвигами с перемещением со значительной вертикальной составляющей. Но помимо этого общего поля напряжений в той же толще существуют частные поля разных порядков, обусловленные неоднородным строением толщи, и пре-

жде всего ее слоистостью. На крыльях складок под влиянием общих горизонтальных напряжений сжатия возникает дифференциальное послойное течение и в слое образуются местные напряжения растяжения и сжатия. Они могут привести к образованию разрывов, приуроченных к одному слою или к небольшой пачке слоев. Поскольку залегание слоя от места к месту меняется, соответственно меняется и положение в пространстве главных осей этих внутрислойных напряжений.

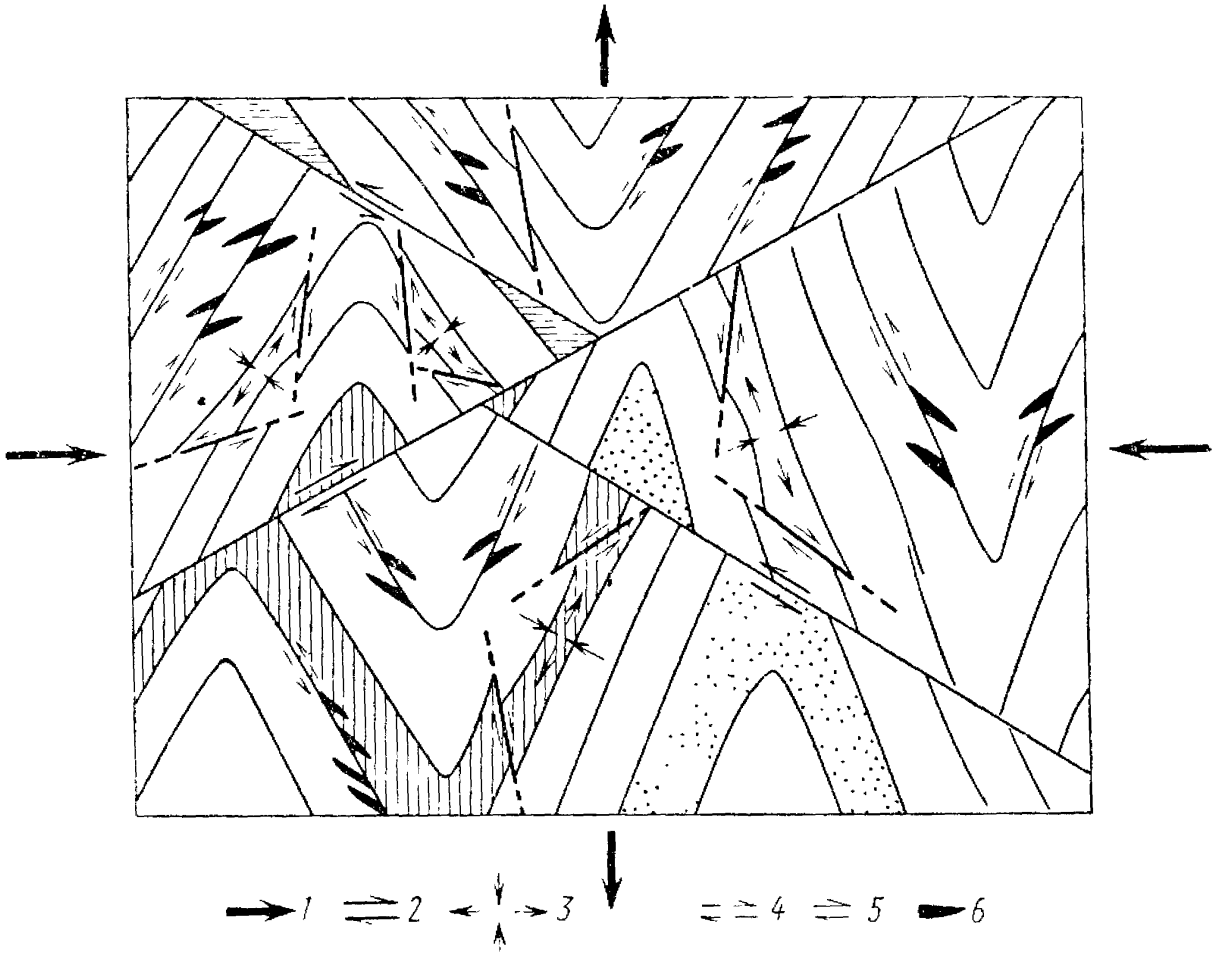


Рис 70. Поля напряжений разных порядков в складчатой толще слоев (вертикальный разрез): *1* — напряжения сжатия и растяжения первого порядка, вызвавшие смятие в складки и надвиги; *2* — перемещения по надвигам, связанным с полем напряжений первого порядка; *3* — поле напряжений второго порядка, вызванное послойным течением; *4* — поле напряжений, вызванное скольжением слоев друг по другу; *5* — смещение по разрывам, связанным с полем напряжений, вызванным послойным течением; *6* — трещины отрыва, связанные со скольжением слоев друг по другу

Поэтому, например, разрывы, вызванные всюду максимальными скалывающими напряжениями, вопреки своему механическому родству, будут, если следовать той же морфологической классификации, в разных местах относиться к разным классам разрывов: к надвигам, взбросам, сбросам. А в местах, где слои стоят вертикально и главная ось сжатия направлена горизонтально вдоль слоя, в аналогичной механической обстановке появятся сдвиги (рис. 71). Наконец, при наклонном залегании слоев внутрислойные напряжения могут привести к разрывным смещениям комбинированных типов

Очевидно, что в таких случаях употребление обычной морфологической классификации разрывов становится крайне неудобным и правильнее строить классификацию на положении разрывов по отношению к слою. Следует говорить о послойных (или пластовых) сдвигах, надвигах, взбросах, сбросах, раздвигах, рассматривая каждый разрыв в плоскости или в вертикальном сечении слоя, независимо от положения

последнего. Точно так же и графически изображать эти разрывы целесообразно на профилях и схемах не вертикальных и горизонтальных, как это делается для крупных разрывов, а перпендикулярных к слою или лежащих в плоскости слоя.

Все это относится в полной мере и к трещинам без смещения. В слоях, смятых в складки, часто наблюдаются трещины, перпендикулярные к слою и распадающиеся на системы, направленные по падению



Рис. 71. Сдвиги в вертикальном слое, вызванные послойным течением (горизонтальная схема): *1* — главные оси основного поля напряжений; *2* — поле напряжений, связанное с послойным течением; *3* — смещение по сдвигам; *4* — залегание слоя

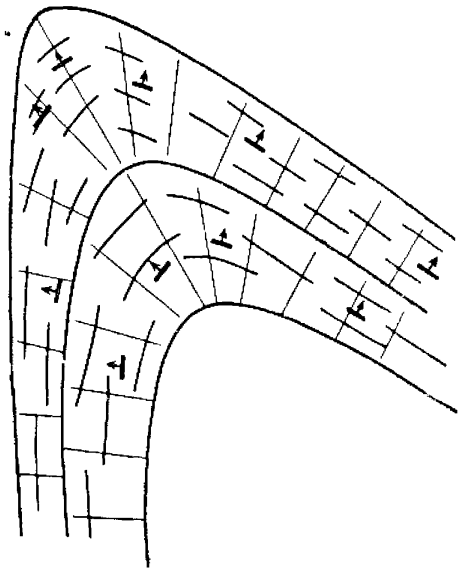


Рис 72. Поворот трещин на периклинали складки; одна система направлена по падению слоев, другая по простиранию

слоя по его простиранию и диагонально к линиям падения и простирания. При повороте слоя вокруг пери- и центриклинали соответственно поворачиваются и эти системы (рис. 72). Ясно, что различать эти системы надо именно по их положению относительно слоя, а не по их простиранию и падению, измеренным горным компасом.

Сказанное можно обобщить в той форме, что в неоднородных по строению и механическим свойствам толщах всегда существуют поля напряжений разного порядка, как бы вложенные друг в друга.

Каждая новая структурная форма, каждый новый разрыв, возникающие в процессе деформации неоднородной толщи, в свою очередь вызывают появление новых местных полей напряжения. На рис. 73 изображены поля напряжений разных порядков, сопровождающие скольжение по основному разрыву. Эти поля возникают при смещениях по разрывам, «оперяющим» основной.

Всякая неравномерность пластического течения пород также порождает свое поле напряжений. Например, если в обстановке растяже-

ния образовался нормальный сброс (рис. 74), имеющий первоначально малое протяжение, то смещение по нему будет неравномерным: оно быстрее и больше по амплитуде против середины разрыва и сходит на нет близ окончаний того же разрыва. Такая неравномерность смещения ведет к деформациям сдвига против концов разрыва, и если последний продолжает удлиняться, то расти он будет не прямолинейно, а дугообразно, как показано на рисунке

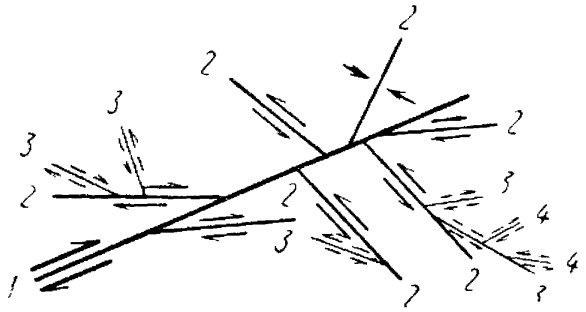


Рис. 73. Основной разрыв (*1*) и опеpяющие его разрывы разных порядков (*2—4*). Толщина линий уменьшается по мере повышения порядка разрыва

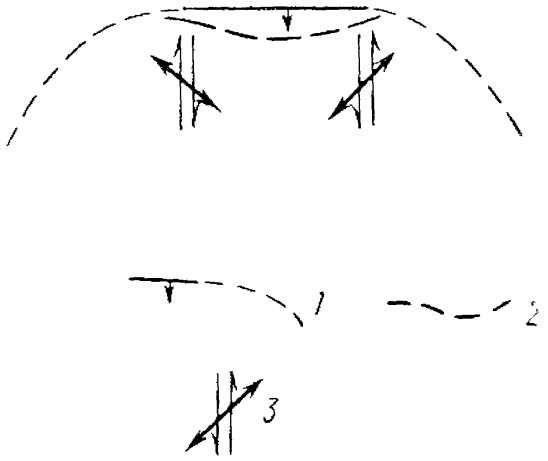


Рис. 74. Неравномерность движения по сбросу приводит при дальнейшем его разрастании к его дугообразному изгибанию (план): *1* — сброс; стрелка в сторону опущенного крыла; пунктир — трасса разрастания сброса; *2* — кривая, условно изображающая неравномерность смещения опущенного крыла; *3* — напряжения сдвига, вызванные неравномерным смещением висячего крыла, и связанная с ними ось максимального растяжения

Все такие примеры указывают на необходимость различать разрывы, связанные в своем образовании с полями разного порядка. Разрывы, относящиеся к разным по масштабу полям, должны рассматриваться раздельно. Рекомендуемая иногда практика совместной регистрации и статистической обработки всех наблюдаемых разрывов подряд может привести к ошибкам при трактовке механических условий образования тех или иных структурных комплексов.

ДИНАМИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ ОБРАЗОВАНИЯ РАЗРЫВОВ

Разрывы образуются в обстановке или сжатия, или растяжения горных пород, или сдвиговой деформации в них. Эти обстановки мы можем называть динамическими, поскольку они определяются направлением действующих в данном объеме земной коры сил. Как было видно из предыдущего параграфа, если не принимать во внимание размер порядка полей напряжений, то направление сил и напряжений сжатия, растяжения и сдвига может быть любым. Однако для крупных массивов пород преимуществом пользуются горизонтальное и вертикальное направления тектонических напряжений. Сжатие и растяжение происходят в крупных массивах преимущественно в горизонтальном направ-

лении, а пары сил, вызывающие сдвиги, направлены преимущественно в горизонтальном и вертикальном направлениях. Ниже будут прежде всего рассмотрены динамические обстановки, вызываемые силами, действующими именно в этих — горизонтальном и вертикальном — направлениях. Наша цель будет состоять в том, чтобы связать с различными обстановками формирование тектонических разрывов тех или иных типов.

Динамическая обстановка горизонтального растяжения земной коры может быть первичной и вторичной. Первичное растяжение коры предполагается там, где по совокупности геологических данных можно утверждать, что земная кора подвергается растяжению под непосредственным воздействием на нее растягивающих глубинных сил, какова бы ни была их природа. Вторичное растяжение создается в обстановке выгибания земной коры или некоторых ее слоев вверх под влиянием сил, приложенных вертикально снизу вверх. Такая обстановка создается на любых выпуклых структурах, образованных вертикальным давлением снизу: для верхнего комплекса диапировых куполов, для антеклиз, антиклинориев, орогенных поднятий. В этих случаях растяжение вызвано увеличением поверхности при изгибе.

Первичное растяжение можно предполагать в зонах рифтов, таких, например, как Восточно-Африканская, или там, где образованы очень большие зияющие трещины в коре, заполненные магматическим материалом, как это имело место при образовании Великой дайки Родезии (см. гл. 9). Но в большинстве случаев растяжение имеет вторичный характер и связано с местным выгибанием земной коры.

В динамической обстановке горизонтального растяжения образуются главным образом сбросы и раздвиги. Первые связаны со скалыванием. Если бы они следовали положению плоскостей максимальных скалывающих напряжений, их сместители были бы наклонены под углом 45°. Но известно, что реальный угол скалывания почти всегда отклоняется от этого теоретического угла. Причиной являются силы трения, развивающиеся на поверхности сместителя, которые растут с ростом сжимающей составляющей на этой поверхности. Угол скалывания — это то положение сместителя, при котором устанавливается наиболее выгодный динамический «компромисс» между скалывающими напряжениями, которые должны быть по возможности большими, и напряжениями трения, которые должны быть по возможности малыми. Наблюдения показывают, что при образовании крупных сбросов в земной коре сместители наклонены преимущественно под углом около 60°.

Основной структурной формой в областях горизонтального растяжения является грабен. Но между грабенами развиты и горсты. Разделение на грабены и горсты связано с перераспределением напряжений в основании коры или внутри нее Наклонные сбросы вырезают в земной коре глыбы, сужающиеся либо вверх, либо вниз. Давление в основании сужающихся вниз глыб больше, чем в основании глыб, расширяющихся вниз. Поэтому сужающиеся вниз глыбы опускаются, выжимая из-под себя в стороны некоторый объем пластического подкорового или внутрикорового материала, и здесь образуются грабены. А расширяющиеся вниз глыбы компенсационно поднимаются, образуя горсты.

Сбросы являются вязкими разрывами, образующимися в результате концентрации предшествующего пластического течения. В данном случае предшествующая пластическая деформация — это флексура. Отсюда — тесная связь сбросов с флексурами; поскольку деформации в земной коре развиваются неравномерно, когда на одном участке уже

образовался сброс, соседний участок проходит еще стадию флексуры Прослеживая по простиранию или падению и восстанию поверхности сбросов, в благоприятных случаях можно увидеть переход разрыва во флексуру через расщепление единого крупного разрыва на все большее число все более мелких разрывов.

Размещение сбросов на поднятии определяется в первую очередь планом растягивающих напряжений, которое зависит от формы подня-

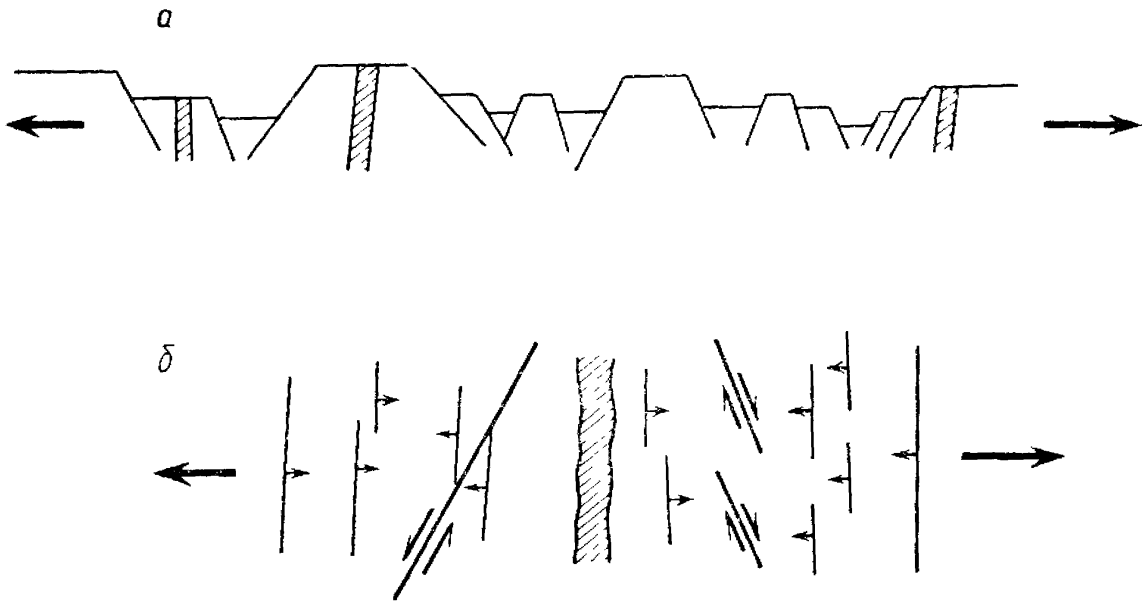


Рис. 75. Разрывы, характерные для динамической обстановки горизонтального растяжения (большие стрелки). Сбросы, раздвиги (заштриховано) и сдвиги. Стрелки указывают направление падения сместителя и сбросов, смещения их висячего крыла, а также смещение по сдвигам. *а* — профиль; *б* — план

тия. Но очень большое влияние имеют любые неоднородности строения горных пород, которые заставляют сместители сбросов иногда очень сильно отклоняться от теоретического положения.

Раздвиги являются зияющими трещинами отрыва, уходящими вертикально в глубь коры. Они бывают заполнены как магматическими, так и нептуническими дайками. Их положение, как и сбросов, диктуется распределением растягивающих напряжений и может изменяться под влиянием местных неоднородностей. Эта разновидность разрывов принадлежит к числу малоизученных структурных форм. В частности, остается невыясненным, насколько ширина магматической дайки, заполняющей раздвиг, соответствует амплитуде исходного раздвигания и насколько разрыв был дополнительно расширен под воздействием внедрявшейся магмы. В разных районах известны чрезвычайно густые «рои» или «поля» даек, где суммирование мощностей отдельных даек приводит к выводу, что данный участок подвергся растяжению на 20% своей первоначальной ширины. Такой размер растяжения устанавливается, например, на западном побережье Шотландии в зоне развития третичных магматических даек. Изучение подобных полей растяжения не менее интересно и важно, чем изучение зон сжатия земной коры.

С обстановкой горизонтального растяжения могут быть связаны и сдвиги (в геологическом смысле термина, т. е. горизонтальные смещения по вертикальному разрыву). Угол сдвига с осью максимального растяжения должен быть при отсутствии иных влияний близок к 60°. Но неоднородности строения и в этом случае могут привести к существенным отклонениям от этого положения.

На рис. 75 показано возможное сочетание разрывных смещений, образованных в динамической обстановке горизонтального растяжения.

В динамической обстановке горизонтального сжатия основным видом разрывного смещения является надвиг. Поскольку в той же обстановке образуется складчатость общего смятия, возникает тесная связь между складчатостью этого типа, характерной для геосинклиналей, и надвигами. Последние также оказываются структурной формой, широко распространенной в складчатых зонах.

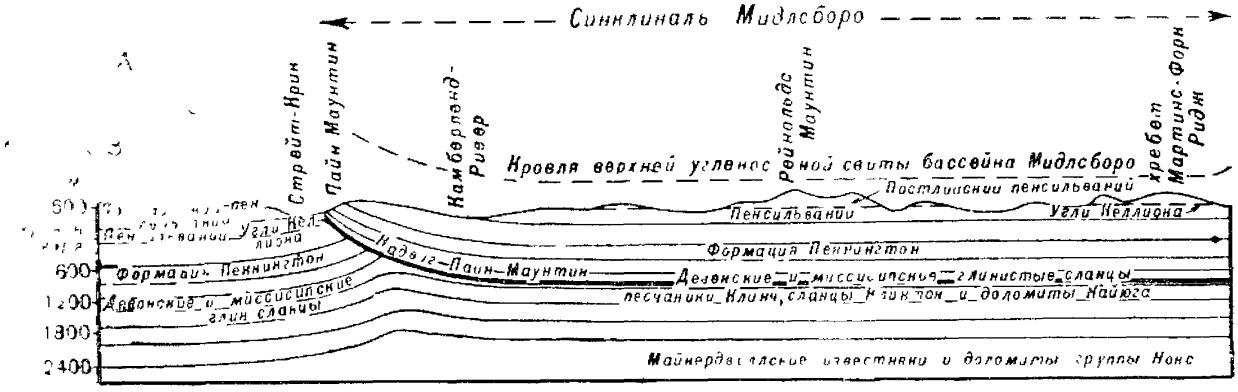


Рис 76. Горизонтальный надвиг в Аппалачах (США) по поверхности пластичного слоя глин девона — нижнего карбона. Амплитуда перемещения около 9 км

Надвиги представляют собой результат скалывания. Если при их образовании действуют те же механические закономерности, что и при возникновении сбросов, то средний угол наклона поверхностей надвигания должен быть 30°. Возможно, что этот наклон действительно преобладает. Но в толще пород, смятых в складки, имеется столько неоднородностей, что значительные местные отклонения от этого угла не должны удивлять. Известны надвиги, поверхность которых на большом протяжении следует вдоль горизонтально залегающей пачки слоев, поскольку эти слои могут служить хорошей «смазкой» (рис. 76). В других случаях наклон сместителя меняется при переходе из одной пачки пород к другой, потому что в породах с разными механическими свойствами угол скалывания различен.

Подобно сбросам и сдвигам, надвиги являются вязкими разрывами, и если сбросам предшествуют флексуры, то надвигам предшествуют складки. Отсюда закономерное сочетание надвигов со складками, особенно хорошо проявляющееся в так называемой чешуйчатой структуре, состоящей из сильно наклонных или опрокинутых складок, каждая (или почти каждая) из которых подрезана надвигом на крутом или опрокинутом крыле. Прослеживая поверхности надвигов, мы можем увидеть переход разрыва в пластическую деформацию, как и в случае сброса, расщепление крупного разрыва на все более мелкие. При этом можно установить, что надвигу непосредственно предшествует уменьшение мощности слоев на опрокинутом крыле складки. Однако взаимоотношения между пластической деформацией и следующим за ней разрывом в этом случае не столь просты, как при образовании сброса вслед за флексурой. Если складчатая деформация влияет на положение будущего надвига, то и будущий надвиг влияет на ход пластической деформации. При этом речь идет именно о будущем, еще не существующем разрыве, и, следовательно, влияние его направлено как бы вспять: пластическая деформация, развиваясь, уже как бы «знает», где

будет находиться будущий разрыв. Это, конечно, не работа фантастической «машины времени», вызывающей обратный ход событий, а лишь указание на то, что место будущего надвига теми или иными явлениями намечается еще задолго до того, как разрыв реально возникнет.

При сжатии массива горных пород только в начале процесса деформации последняя развивается однородно во всем массиве. Уже на

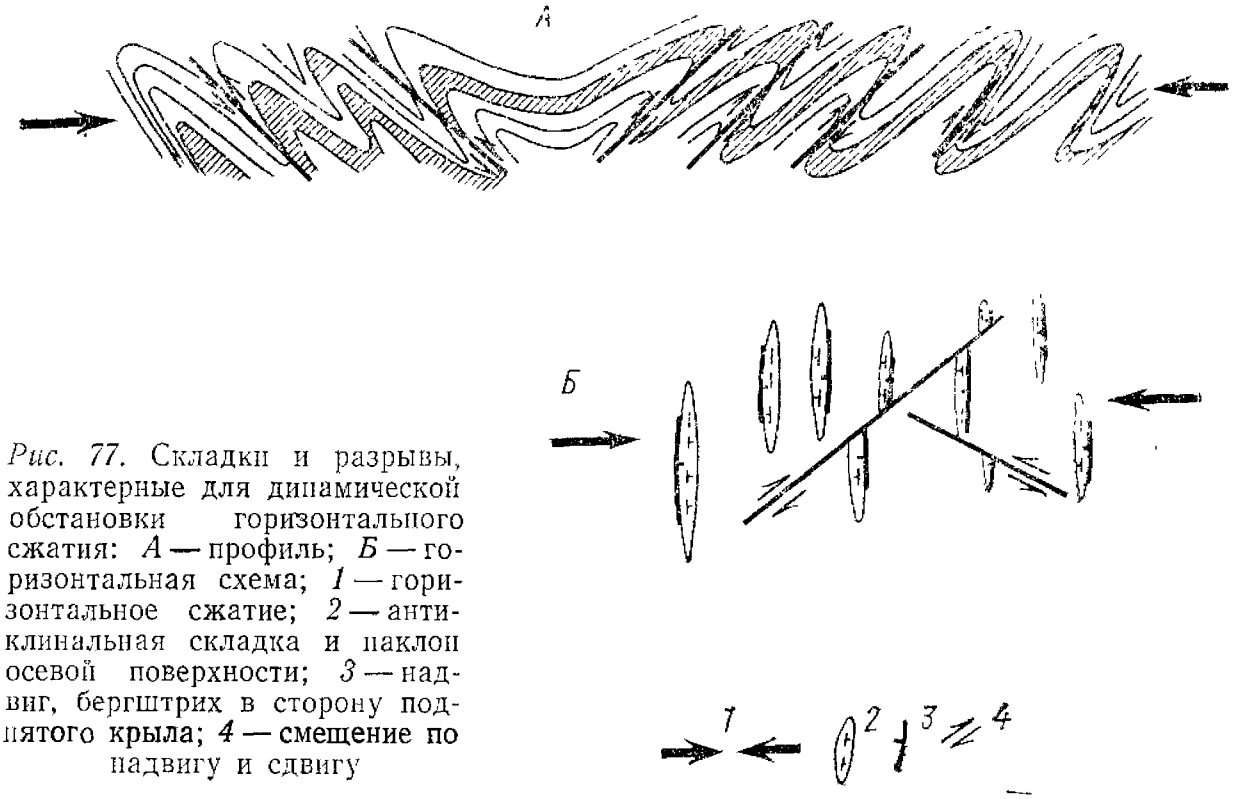


Рис. 77. Складки и разрывы, характерные для динамической обстановки горизонтального сжатия: *А* — профиль; *Б* — горизонтальная схема; *1* — горизонтальное сжатие; *2* — антиклинальная складка и наклон осевой поверхности; *3* — надвиг, бергштрих в сторону поднятого крыла; *4* — смещение по надвигу и сдвигу

ранних этапах деформации начинается концентрация ее в некоторых зонах. Ориентировка таких зон определяется углом скалывания (в данном случае — 30° к горизонтальной оси сжатия). Такие зоны усиленного течения повторяются вдоль оси сжатия с некоторой ритмичностью [1]. Эти зоны в процессе дальнейшей концентрации деформации все более сужаются и скорость относительного течения в них растет. Именно они намечают положение опрокинутых крыльев складок, и наклоном тех же зон определяется и наклон складок. Так что складки в такой чешуйчатой структуре являются как бы пластическим выражением скалывания.

В обстановке горизонтального сжатия образуются также и сдвиги (в геологическом смысле термина) как результат скольжения по вертикальным трещинам скалывания. Такие трещины должны возникать в виде двух симметричных систем, расположенных под углом около 30° к оси сжатия. Следовательно, они должны косо пересекать простирание складок и надвигов, причем одна система будет связана с правым смещением, другая — с левым. Наблюдаются также сдвиги, направленные поперек простирания складок и надвигов. Такие сдвиги вырезают из зоны складок и надвигов поперечные полосы, сдвинутые относительно друг друга. В этом проявляется неравномерность горизонтального движения масс горных пород при складкообразовании.

На рис. 77 изображено в профиле и на схеме сочетание складок и разрывов, характерное для областей сжатия.

Динамическая обстановка горизонтального сдвига (в механическом смысле) возникает на значительной площади близ больших глубинных

[1] О причинах такой ритмичности см. стр. 133.

сдвигов, рассмотренных выше (см. гл. 9). Там же указывалось на возникновение близ таких сдвигов производных напряжений сжатия и растяжения. Эти вторичные напряжения могут вести к возникновению «оперяющих» складок и надвигов (на участках сжатия) и сбросов (на участках растяжения).

Динамическая обстановка вертикального сдвига (в механическом смысле) — это обстановка глыбовой тектоники, когда земная кора раз-

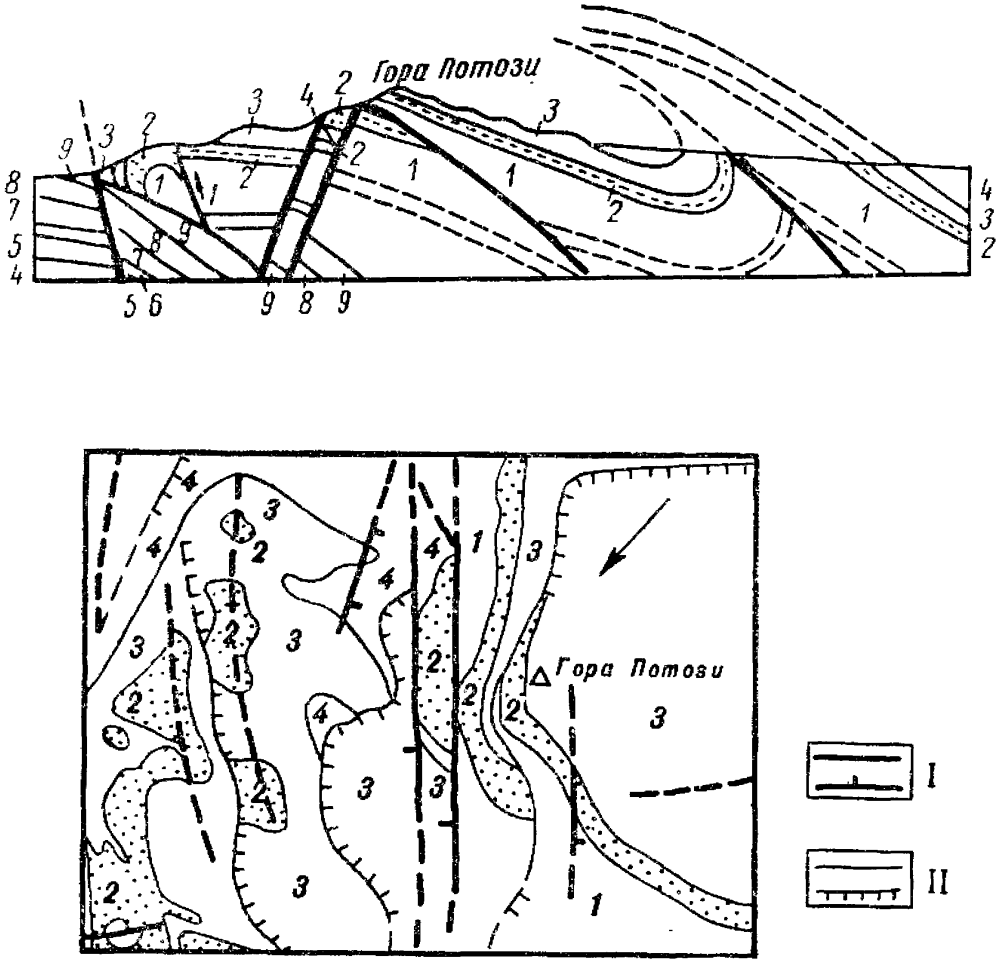


Рис. 78. Разрез и карта горы Потози в Скалистых горах (США). Сочетание надвигов и сбросов: I — сбросы; II — надвиги; *1* — верхний кембрий — девон (?); *2* — девон; *3—6* — карбон; *7—8* — триас; *9* — юра (?)

делена на «клавиши», поднятые и опущенные относительно друг друга. Все вопросы, связанные с этой обстановкой, как и с предыдущей, были рассмотрены выше в связи с проблемой глубинных взрезов. Можно только добавить, что термин «взрез» может употребляться и для внутрикоровых вертикальных разрывов.

Из изложенного видно, что каждая динамическая обстановка сопровождается определенным комплексом разрывов, которые часто закономерно сочетаются с определенными складчатыми структурами. Знание таких комплексов позволяет решать «обратную задачу»: по структурам восстанавливать бывшую динамическую обстановку. Знакомство с теми же комплексами дает возможность, после того как некоторые структуры и их взаимное размещение установлены, предвидеть, какие другие родственные структурные формы могут быть еще обнаружены в том же районе. Наконец, то же знание динамически родственных структурных комплексов позволит заметить структуры, чуждые для данного комплекса, и тем самым установить, что здесь имело место

изменение динамической обстановки. Если, например, надвиги рассечены нормальными сбросами, то ясно, что существовавшая тут ранее обстановка сжатия сменилась обстановкой растяжения (рис. 78).

Все то, что говорилось в этом разделе о динамических обстановках в крупных массивах горных пород, может быть перенесено и в пределы действия полей напряжений второго и более высоких порядков. Но в этих случаях правильнее будет говорить не о горизонтальных и вертикальных направлениях сжатия и растяжения, а о сжатии и растяжении в плоскости слоя или в плоскости какого-либо иного элемента структурной неоднородности, поскольку, как выше указывалось, ориентировка напряжений в малых объемах пород может быть любой.

НЕКОТОРЫЕ ОБЩИЕ ФАКТОРЫ, ВЛИЯЮЩИЕ НА ПОЛОЖЕНИЕ РАЗРЫВОВ

Наблюдаемые в настоящее время форма и положение разрыва могут существенно отличаться от его исходных формы и положения. Причины, приводящие к этим отличиям и создающие немалые трудности в восстановлении по разрывам тектонических полей напряжений, относятся полностью к той области, которая рассматривается структурной геологией. Мы только вкратце напомним здесь, о чем идет речь.

Каждый разрыв, как хрупкий, так и вязкий, образуется в виде малой трещины или группы малых изолированных трещин. В дальнейшем эти малые трещины объединяются во все более крупные разрывы и по ним происходят смещения. Вязкие разрывы представляют собой конечный результат все большей концентрации пластического течения. Последнее происходит не только до начала образования разрыва, но и после того, как разрыв образовался. Разрыв оказывается включенным в массив, испытывающий в целом пластическую деформацию.

Если деформация однородна и разрыв более не удлиняется, то с ходом деформации он будет поворачиваться. Например, разрывы скалывания, возникшие первоначально под углом 30° к оси сжатия, при продолжении деформации в том же поле напряжений будут поворачиваться так, что угол между ними и осью сжатия будет возрастать: острый угол между двумя системами разрывов скалывания может превратиться в тупой. Следует подчеркнуть, что в тех случаях, если в процессе той же деформации будут возникать новые разрывы скалывания, то они будут образовываться всегда под тем же углом скалывания, т. е. под углом 30° к оси сжатия. Так, в ходе одной длительной деформации может образоваться несколько поколений разрывов скалывания, которые в зависимости от их возраста будут теперь располагаться под разными углами к главным осям напряжений (рис. 79).

Тектонический разрыв, первоначально плоский, может быть изогнут в дальнейшем в складки.

Если одновременно с пластической деформацией разрыв продолжает разрастаться, его конечная форма будет изогнутой: более ранние участки разрыва, поворачиваясь, отклоняются от первоначального положения, а новые участки образуются все под тем же углом к главным осям напряжений (рис. 80). Во всех учебниках структурной геологии приводится пример возникновения S-образно изогнутых трещин в зоне, испытывающей пластическую деформацию сдвига.

Важной особенностью строения земной коры является то, что разрывы одного типа обычно встречаются не в единичном проявлении, а группами, в пределах которых разрывы многократно повторяются и не-

редко с некоторой ритмичностью. Выше отмечалась ритмичность проявления на площади надвигов в чешуйчатой складчатой структуре. В областях растяжения группами развиты и сбросы: общая амплитуда растяжения не сосредоточена в одном сбросе, а распределена между многими сбросами.

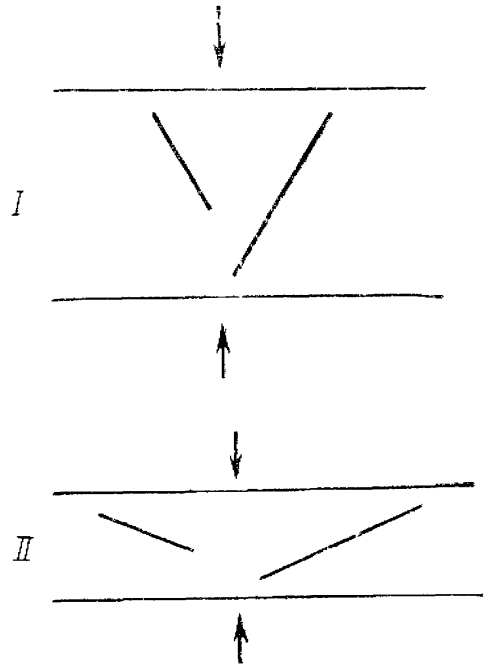


Рис 79. Поворот разрывов скалывания в ходе пластической деформации. Стрелки — направление сжатия. От стадии I до стадии II произошло сокращение размеров массива пород в направлении сжатия вдвое

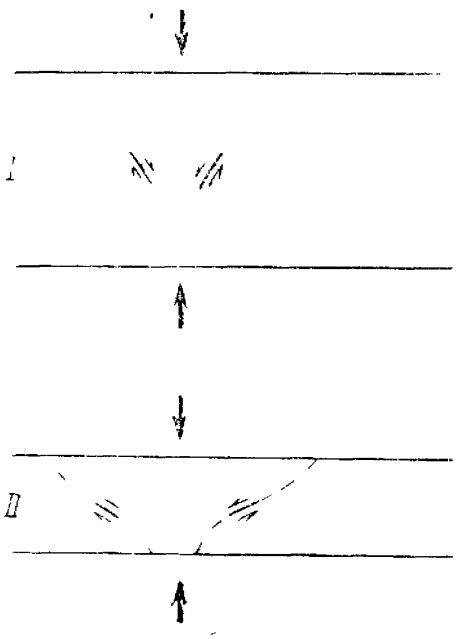


Рис. 80. Изгибание разрыва скалывания при его разрастании в ходе пластической деформации: I — исходные разрывы; II — разрастание разрывов (пунктир) к стадии сокращения размеров массива вдвое в направлении сжатия (большие стрелки). Полустрелки — смещения по разрывам скалывания

Повторность проявления на площади разрывов растяжения, т. е. в первую очередь сбросов, объясняется распределенным приложением к земной коре (или к пачке слоев внутри нее) сил растяжения. Такое распределенное растяжение, приложенное ко всей подошве данной пачки, характеризует развитие любой выпуклой структуры, связанной с действием вертикальных сил снизу. Например, верхний комплекс слоев на диапировом куполе находится под давлением снизу, приложенным ко всей площади подошвы этого комплекса, и соответственно силы растяжения приложены к любой точке этой подошвы. Образование групп сбросов в рифтовых зонах объясняется тем, что и там растяжение было вызвано, как можно предполагать, грибообразным растеканием некоей пластической «подушки» под земной корой: последняя испытывала растяжение, приложенное распределенно ко всей площади рифтовой зоны (подробнее см. гл. 23).

То обстоятельство, что растяжение вызывается не внешним, а распределенным приложением сил растяжения, приводит к возникновению разрывов в любом месте, независимо друг от друга; если же растягивающие силы были бы приложены только к краям данной зоны, уже один возникший разрыв снял бы все напряжения. В случае распределенного приложения сил растяжения размер этих сил и величина

прочности земной коры или деформируемого массива пород закономерно определяют расстояния между повторяющимися разрывами.

По аналогии можно было бы предположить, что группирование разрывов, связанных со сжатием, вызвано той же причиной: распределенным приложением сил сжатия. Это, однако, можно было бы себе представить, если бы сжатие происходило в обстановке «засасывания» земной коры под зоной сжатия куда-то вглубь. При таком механизме каждый участок коры сжимался бы самостоятельно и разрывы могли бы повторяться многократно. Однако у нас нет достаточных оснований придерживаться этой гипотезы. Впрочем, в ней и нет необходимости, так как достаточной причиной многократного и ритмичного повторения надвигов может быть сила тяжести. Когда под влиянием внешнего, приложенного с краев горизонтального сжатия образуется первый надвиг, движение по нему висячего крыла вверх ограничивается той амплитудой, при которой всевозрастающий вес поднявшихся пород достигает некоторой критической величины. Тогда движение вверх по надвигу прекращается, а деформация распространяется дальше от края массива и там образуется новый надвиг и т. д. Так же постепенно могут заполнять пространство и складки, поскольку сила тяжести ограничивает рост каждой из них некоторым критическим размером.

ОБЩАЯ ТРЕЩИНОВАТОСТЬ ГОРНЫХ ПОРОД

В горных породах повсеместно развита так называемая общая трещиноватость. Мы останавливаемся на ней именно в связи с ее всеобщей распространенностью, а также потому, что ее происхождение остается до сих пор не решенной проблемой. Общие трещины развиты не только в деформированных, но и в горизонтально залегающих слоях. Причем в последних они особенно правильны и закономерны.

В залегающих спокойно осадочных породах общие трещины большей частью перпендикулярны к слоям и внутрислойны, т. е. отдельные трещины не выходят за пределы слоя. Трещины того же простирания возобновляются в следующем слое, но отступя в сторону. Трещины образуют системы. В каждой такой системе трещины параллельны между собой. Системы, имея разное простирание, пересекаются, причем особенно распространены ортогональные сочетания трещин разных систем. Частота трещин в каждой системе в одинаковых породах и в слоях одинаковой мощности в среднем выдерживается на больших пространствах, в связи с чем такие слои нарезаются на отдельности более или менее правильной формы и сходных размеров. Обычно они имеют вид параллелепипедов. Существует закономерная связь между частотой трещин, с одной стороны, и механическими свойствами и мощностью слоя — с другой. При прочих одинаковых условиях трещины сближаются с уменьшением мощности слоя. Например, в известняках карбона на Восточно-Европейской платформе в слоях мощностью 2,3 м расстояние между трещинами одной системы достигает 2 м, а в слоях мощностью 15 см трещины сближаются до среднего расстояния 20 см.

Естественнее всего было бы видеть в общей трещиноватости в осадочных породах, залегающих спокойно, совокупность трещин отрыва, которые могли возникнуть при уменьшении объема пород в процессе их литификации. Однако в этом случае гораздо более вероятны были бы не ортогональные системы трещин, а шестигранные призматические отдельности, какие образуются, например, в базальтовых покровах при

их остывании или на поверхности сохнущей глины. Еще удивительнее то, что общие трещины в горизонтальных слоях выдерживают свои простирания на огромных площадях. Например, почти на всей площади Восточно-Европейской платформы преобладают «диагональные» простирания систем общих трещин: северо-западное и северо-восточное.

Попытки связать простирания общих трещин на платформе с какими-либо крупными тектоническими структурами (антеклизами и синеклизами, глыбовыми складками) к успеху не привели. В некоторых областях было замечено, что общие трещины в спокойно залегающем осадочном чехле своими простираниями повторяют простирания древних складок и разрывов в подстилающем древнем фундаменте. Такое «копирование» простираний структур фундамента общими трещинами указывается, например, для Венгерской депрессии. Однако механизм передачи простираний от фундамента в осадочный чехол остается загадочным. Вопрос о происхождении общей трещиноватости в деформированных породах, где трещины могут быть как сохранившимися с додеформационного времени, так и возникшими в процессе деформации, еще более сложен.

Пока мы не имеем убедительного решения проблемы происхождения столь широко распространенных структур, какими являются общие трещины. Между тем общая трещиноватость представляет не только теоретический, но и большой практический интерес для горного дела, геоморфологии, гидрогеологии, инженерной геологии и других отраслей наук о Земле.

Раздел В

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗВИТИЯ МАТЕРИКОВ

Глава 15

ЭНДОГЕННЫЕ РЕЖИМЫ МАТЕРИКОВ. ОБЩИЕ ДАННЫЕ И ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЕ РЕЖИМЫ

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ЭНДОГЕННЫХ РЕЖИМОВ МАТЕРИКОВ

Рассмотрение основных закономерностей развития материков показывает, что эндогенные процессы — тектонические, магматические и метаморфические — проявляются на материках в определенных закономерных сочетаниях между собой. При этом, как правило, повышение или понижение интенсивности этих разных процессов идет параллельно. Тем самым демонстрируется внутреннее единство эндогенных процессов, что дает право говорить о наличии в жизни земной коры определенных эндогенных режимов. Каждый из них характеризуется определенными формами, масштабом и последовательностью тектонических движений, магматических и метаморфических процессов и существует в той или иной области на протяжении того или иного периода геологического времени.

Перечислим особенности, определяющие различия между режимами.

1. **Характер и степень проницаемости земной коры** для магмы и ее жидких и газообразных продуктов.

Проницаемость может проявляться в самой различной степени — от весьма значительной до минимальной, когда следует говорить уже о непроницаемости коры.

По своему характеру проницаемость бывает рассеянной и сосредоточенной. В первом случае кора пронизана густым сплетением каналов, как секущих, так и послойных, как широких, так и тончайших, которые, будучи заполнены магматическим материалом, превращают кору в своеобразную смесь внедрившихся и вмещающих пород.

Во втором случае проницаемость определяется отдельными редкими разломами.

2. **Характер и степень магматизма.** Степень проницаемости коры определяет, какой тип магматизма — интрузивный или эффузивный — проявляется. Характер проницаемости влияет на форму магматических тел. Степень и характер проницаемости влияет также и на эволюцию состава магмы. При большой рассеянной проницаемости обширная поверхность длительного взаимодействия магмы с вмещающими породами ведет к тому, что эволюция состава магмы происходит в значительной степени путем проплавления и ассимиляции вмещающих пород, тогда

как при малой и сосредоточенной проницаемости главная роль в эволюции вещества магмы принадлежит процессу дифференциации.

3. **Региональный метаморфизм и гранитизация.** Эти процессы, характерные для некоторых режимов, важны прежде всего тем, что они формируют кристаллическую кору. Они влияют также на проницаемость коры, создавая в процессе ее перекристаллизации непроницаемый панцирь метаморфических пород и гранитов там, где до этого земная кора состояла из проницаемых пород. Требуются новые сильные тектонические движения, чтобы взломать этот панцирь.

4. **Степень контрастности глыбово-волновых колебательных движений земной коры.** Различные режимы характеризуются различной степенью расчлененности коры на зоны глыбово-волновых поднятий и опусканий и различной резкостью контрастов между ними, измеряемых, например, градиентом скорости вертикальных движений.

5. **Соотношение между поднятиями и опусканиями коры.** При одних режимах поднятия преобладают над опусканиями, при других, наоборот, господствуют опускания. Этот фактор определяет рельеф земной поверхности и характер осадочных формаций.

6. **Характер дислокаций.** Различные режимы характеризуются разными типами и разной интенсивностью складчатых и разрывных дислокаций.

КЛАССИФИКАЦИЯ ЭНДОГЕННЫХ РЕЖИМОВ МАТЕРИКОВ

Выделяются следующие классы материковых эндогенных режимов:

А. Класс геосинклинальных режимов.
Б. Класс платформенных режимов.
В. Класс орогенных режимов.
Г. Класс рифтовых режимов.
Д. Класс режимов магматической активизации платформ.
Е. Класс режимов окраин материков.

Почти каждый из этих классов подразделяется на отдельные режимы.

Класс геосинклинальных режимов подразделяется на:

Эвгеосинклинальный режим.
Миогеосинклинальный режим.
Парагеосинклинальный режим.
Режим срединных массивов.

Режимы эв- и миогеосинклинальный иногда объединяются в общий ортогеосинклинальный режим, тогда как парагеосинклинальный режим рассматривается как промежуточный между геосинклинальными и платформенными режимами.

Класс платформенных режимов разделяется на режимы молодых и древних платформ. Последний является наиболее спокойным материковым режимом.

Среди орогенных режимов выделяют эпигеосинклинальный, т. е. наступающий после геосинклинального режима, и эпиплатформенный, представляющий собой результат орогенной активизации платформ.

Класс рифтовых режимов в настоящее время не может быть подразделен на отдельные типы режимов.

Класс режимов магматической активизации платформ включает весьма разнообразные проявления эффузивной и интрузивной деятельности на территориях, которые перед этим были платформами. Внутри этого класса можно выделить платобазальтовый режим и режим центральных интрузий трубок взрыва.

Наконец, класс режимов материковых окраин подразделяется на режимы окраин атлантического и тихоокеанского типов.

Знакомясь с особенностями различных режимов, мы постоянно сталкиваемся с тем, что режимы подчиняются в своем возникновении и развитии некоторому ритму, определяемому так называемыми эндогенными циклами. О последних более подробно речь будет идти дальше. Здесь достаточно сказать, что эндогенные циклы являются основными этапами в развитии земной коры. Развитие, например, индивидуальных геосинклинальных режимов на той или иной территории укладывается в рамки одного или нескольких циклов. Смена одного режима другим во времени часто бывает приурочена к границе между двумя циклами. Некоторые режимы занимают определенное положение внутри эндогенного цикла. Например, орогенный и рифтовый режимы всегда приурочены к концу того или иного цикла. В докембрии был ряд эндогенных циклов, из которых удовлетворительно известен последний — байкальский, — приуроченный к верхнему протерозою. В палеозое известны каледонский и герцинский, или варисцийский, циклы, а в мезокайнозое либо один альпийский, либо киммерийский и альпийский (тихоокеанский).

КЛАСС ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ РЕЖИМОВ

Этот класс режимов в целом характеризуется контрастными глыбово-волновыми колебательными движениями земной коры, интенсивными складчатыми и разрывными дислокациями, напряженной магматической деятельностью, как интрузивной, так и эффузивной, проявлениями регионального метаморфизма и гранитизации. В своем наиболее интенсивном развитии все эти явления сопровождают эвгеосинклинальный режим. Они слабее выражены при миогеосинклинальном режиме и еще слабее — при парагеосинклинальном.

Следовательно, **эвгеосинклинальный режим** является наиболее «возбужденным» эндогенным режимом. В своем развитии он разделяется на две стадии: офиолитовую и инверсионную.

Следующие признаки характеризуют **офиолитовую стадию**:

А. Очень большая контрастность глыбово-волновых колебательных движений. Область проявления эвгеосинклинального режима всегда бывает разделена на тесно расположенные зоны интенсивных (по скорости и амплитуде) прогибаний и поднятий, называемых соответственно интрагеосинклиналями и интрагеоантиклиналями. На площади эти зоны обычно имеют форму сильно вытянутых овалов, ширина которых измеряется несколькими десятками километров, а длина — сотнями километров. Переход от интрагеосинклиналей к интрагеоантиклиналям редко бывает постепенным: в большинстве случаев зоны противоположно направленных вертикальных движений соприкасаются по глубинным разломам.

Б. Большое преобладание опусканий над поднятиями. Прогибание интрагеосинклиналей происходит настолько быстро, что накопление осадков отстает от него. В результате этого

после кратковременного периода компенсации прогибания накоплением, что наблюдается в самом начале этой стадии, когда в интрагеосинклиналях накапливаются песчано-глинистые осадки нижнетерригенной формации, называемой также сланцево-грауваккoвой, или аспидной, компенсация резко нарушается, и те же интрагеосинклинали становятся глубокими морскими бассейнами, глубина которых измеряется несколькими километрами. О такой глубине свидетельствует характер осадков, сменяющих сланцево-грауваккoвую формацию: среди отложений теперь преобладают кремнистые породы — радиоляриты и яшмы (яшмовая формация), а также красная глубоководная глина без извести, в подчиненном количестве встречаются глубоководные известняки. Мощность этих пород меньше амплитуды прогибания интрагеосинклиналей. Такие некомпенсированные накоплением прогибы, характерные для первой стадии развития эвгеосинклиналей, в западноевропейской геологической литературе именуются *лептогеосинклиналями*.

Преобладание нисходящих движений земной коры над восходящими отражается и в эволюции интрагеосинклиналей и интрагеоантиклиналей. В течение этой стадии первые расширяются за счет вторых, а абсолютное поднятие интрагеоантиклиналей частично сменяется относительным поднятием, и такие участки из зон размыва превращаются в зоны относительно малого прогибания. Последнее в силу малой своей скорости компенсируется накоплением песчано-глинистых или карбонатных осадков, в связи с чем на погруженных интрагеоантиклиналях мощности отложений бывают даже бóльшими, чем в сильно прогибающихся, но не компенсированных накоплением интрагеосинклиналях.

В. *Большая рассеянная проницаемость земной коры*. Для этой стадии характерна сильная магматическая деятельность. Она выражена в разных формах.

Во-первых, это подводные излияния и образовавшиеся близко от поверхности обширные по площади пластовые интрузии. Для тех и других в качестве исходной магмы преобладает основная — базальтовая. В пластовых интрузиях она застывает в виде диабазов, а изливаясь на дно моря, претерпевает изменения, выраженные главным образом в обогащении калием, и превращается в спилиты. Среди излившихся пород развиты также, особенно на более поздних этапах, кислые разности — кератофиры, которые рассматриваются как дифференциаты базальта.

Во-вторых, это сложная сеть даек, служащих подводящими каналами для излияний и пластовых интрузий. Дайки сложены преимущественно диабазами. Перечисленные породы образуют то, что называется спилит-кератофировой или спилит-диабаз-кератофировой формацией.

В-третьих, это крупные секущие штокообразные интрузии габбро и плагиогранитов (габбро-плагиогранитовая формация). Эти интрузии концентрируются преимущественно в интрагеоантиклиналях.

Наконец, в-четвертых, это так называемая офиолитовая формация, играющая очень важную роль во всем «начальном геосинклинальном магматизме» и давшая название всей рассматриваемой стадии. Среди пород офиолитовой формации, образующихся главным образом вдоль разломов, разделяющих поднятия и прогибы, преобладает ультраосновная порода — перидотит, которая обычно в значительной степени превращена в серпентинит. В меньшем количестве в этой формации встречаются габбро, диабазы и нориты. Все эти породы образуют очень крупные тела типа лакколитов, имеющие линзовидную форму.


VI
V
IV
III
II
I
ПГС
ЭГС
МГС

Поперечные размеры таких линз достигают нескольких десятков километров, а толщина бывает до одного километра. Иногда офиолиты бывают расчленены на множество внедрений по густой сети трещин, в результате чего вмещающие породы и офиолиты оказываются перемешанными и образуют своеобразные брекчии — так называемые меланжи.

Г. Складчатость не характерна для первой стадии эвгеосинклинального режима. Но на интрагеоантиклиналях происходят глыбовые движения, которые в осадочном чехле этих зон отражаются в виде изолированных глыбовых складок.

Вторая стадия эвгеосинклинального режима (инверсионная) значительно отличается от первой. Ее характерными чертами являются:

А. Умеренные контрасты глыбово-волновых колебательных движений земной коры. Градиенты и различия скоростей вертикальных движений коры по сравнению с первой стадией существенно уменьшаются. Уменьшается также и дисперсия скоростей этих движений, являющаяся одним из показателей контрастности последних. Однако роль глубинных разломов в начале этой стадии еще велика.

Б. Выравнивание объемов поднятий и опусканий. Для второй стадии характерна компенсация прогибов накоплением осадков. Последние сложены преимущественно терригенным — песчано-глинистым — материалом, отложившимся в морском бассейне небольшой глубины (верхнетерригенная формация). Типичной является терригенная флишевая формация, которая нередко заменяется паралической угленосной формацией.

Преимущественно терригенный, средне- и мелкозернистый и однообразный состав осадков в прогибах указывает на то, что между опусканием последних и поднятием зон размыва, питающих прогибы осадочным материалом, в целом установилось равновесие. А ритмическое чередование более и менее грубых осадков, характерное для флиша и угленосных формаций, отражает ритмические же небольшие колебания в соответствии между опусканиями и поднятиями около среднего положения.

Выравнивание интенсивности опусканий и поднятий происходит не только в результате уменьшения скорости прогибания интрагеосинклиналей, но в значительной степени как следствие образования новых поднятий внутри интрагеосинклиналей. Такие вновь образующиеся поднятия называются центральными поднятиями, а их формирование представляет собой явление так называемой частной инверсии геотектонического режима. По этому явлению, играющему очень важную роль в развитии геосинклиналей, вся стадия названа инверсионной.

Рис. 81. Схема развития геосинклиналей: *1* — фундамент геосинклинали; *2* — континентальные грубообломочные отложения, частью угленосные; *3* — известняковая формация; *4* — офиолитовая и спилит-кератофировая формации; *5* — терригенные морские формации, в том числе флишевые, и нижняя моласса, преимущественно морская; *6* — верхняя моласса, преимущественно континентальная; *7* — соль в диапировых ядрах; *8* — основные и ультраосновные интрузии и основные излившиеся породы; *9* — центральный вулкан с основной лавой; *10*—кислые и средние интрузии; *11*—центральный вулкан с кислой и средней лавой; *12* — интрузии щелочной лавы; *13* — вулкан с щелочной лавой, *14* — граниты; *15* — область регионального метаморфизма; *16* — тектонические разрывы; *17* — платформа; *18* — эвгеосинклиналь; *19* — миогеосинклиналь. *20* — парагеосинклиналь; *21* — интрагеосинклиналь; *22* — интрагеоантиклиналь; *23* — центральное поднятие; *24* — краевой прогиб; *25* — межгорный прогиб; *26* — передовой прогиб; *27* — предгеосинклинальный недифференцированный прогиб (парагеосинклинальный режим); *28* — стадии развития эв-, мио- и парагеосинклинальных режимов, *29* — орогенный режим

Выше было указано, что в течение первой стадии эвгеосинклинального режима интрагеосинклинали расширяются за счет интрагеоантиклиналей. Расширение продолжается и в течение второй стадии. Но одновременно внутри расширяющейся интрагеосинклинали появляются и быстро растут центральные поднятия. Весь процесс носит волнообразный характер: края интрагеосинклиналей «накатываются» на соседние интрагеоантиклинали, а внутри интрагеосинклиналей образуются и расширяются поднятия (рис. 81).

«Накатывание» краев интрагеосинклиналей на интрагеоантиклинали ведет к сокращению площади последних, к ослаблению их поднятия, к превращению их из зон абсолютного поднятия в зоны относительного поднятия. Поэтому интрагеоантиклинали дают все меньше обломочного материала. А основными источниками обломочного материала, питающими флишевую формацию, становятся центральные поднятия. Накопление происходит по обе стороны от каждого центрального поднятия в краевых прогибах. Последние частично совпадают с краевыми частями интрагеосинклиналей, являясь остаточными прогибами после образования центральных поднятий, а частично они занимают место, которое раньше принадлежало интрагеоантиклиналям. Следовательно, в связи с частной инверсией в геосинклиналях коренным образом меняется расположение зон размыва и накопления. Оно становится в значительной степени обратным по отношению к тому, которое существовало в течение первой стадии. Осадочные формации, принадлежащие к разным этапам развития эвгеосинклинали, отлагаются не одна над другой, а в разных местах: в течение развития эвгеосинклинали происходит миграция зон накопления, и отложения разного возраста образуют линзы, смещенные относительно друг друга как черепицы.

В. Региональный метаморфизм и образование гранитных массивов. Развитию центральных поднятий сопутствуют региональный метаморфизм, внедрение гранитов и гранитизация на месте. Эти явления полностью приурочены к центральным поднятиям и захватывают новые площади вместе с их расширением. Если развит полный цикл явлений, то сперва в образующемся центральном поднятии возникают штоки плагиогранитов. Потом наступает очередь регионального метаморфизма — в зеленосланцевой или амфиболитовой фации — и формирования гранитных батолитов на месте путем гранитизации осадочных и древних метаморфических пород или «обновления» древних гранитов. Состав гранитов этого этапа «нормальный», известково-щелочной. Наконец, на последнем этапе образуются внедрения секущих гранитных массивов с повышенным содержанием щелочей. В конкретных случаях отдельные стадии этого метаморфического и магматического процесса могут выпадать.

Перекристаллизация, вызванная процессами метаморфизма и гранитизации, и внедрение крупных гранитных тел ведут к «залечиванию» ранее существовавших глубинных разломов и к образованию цельного кристаллического «панциря» в земной коре.

Г. Образование глубинной складчатости и складчатости общего смятия и связанных с ними разрывов. Время частной инверсии является также и главной эпохой складкообразования в геосинклинали и формирования разрывов, связанных со складчатостью. Складчатость и надвиги образуются в пределах центрального поднятия: в узкой зоне — пока поднятие узко — и во все более широкой полосе — по мере того, как поднятие расширяется. В осевой зоне центрального поднятия это преимущественно глубинная

складчатость, т. е. глубинный диапиризм. Дальше от оси центрального поднятия это — складчатость общего смятия.

Процесс образования глубинной складчатости и складчатости общего смятия распадается на толчки или фазы, разделенные более продолжительными периодами покоя. Фазы тесно связаны с неравномерностью роста и расширения центрального поднятия.

В результате складчатых деформаций, сопровождаемых тектоническими разрывами и покровами, геосинклиналь становится складчатой зоной.

В качестве примеров эвгеосинклинального режима можно указать Уральскую геосинклиналь в силуре, девоне и раннем карбоне, Западно-Саянскую и Центральноказахстанскую геосинклинали в кембрии и ордовике, Альпы в мезозое.

Миогеосинклинальный режим отличается от эвгеосинклинального отсутствием или слабым выражением «начального магматизма», т. е. отсутствием офиолитовой стадии. Последняя заменена стадией компенсированного прогибания. В эту стадию в миогеосинклиналях прогибания пользуются перевесом над поднятием, но далеко не в той мере, как в эвгеосинклиналях. Все накопление идет в условиях компенсации прогибания отложением осадков. А перевес прогибаний над поднятиями сказывается в смене формаций: нижнетерригенная (или аспидная) формация, начинающая миогеосинклинальный разрез, уступает место с течением времени известняковой формации, состоящей преимущественно из мелководных известняков. Такая смена свидетельствует об ослаблении источников терригенного материала, что в свою очередь является результатом расширения интрагеосинклиналей за счет интрагеоантиклиналей. В некоторых случаях, однако, известняковая формация не развивается и преобладание опусканий приводит лишь к тому, что терригенные осадки становятся все более тонкими.

Вторая — инверсионная — стадия развития миогеосинклинального режима принципиально не отличается от аналогичной стадии развития эвгеосинклинального режима. Она включает частную инверсию, региональный метаморфизм, гранитный магматизм, складчатость, разрывы. Но все эти явления развиваются с меньшей интенсивностью, чем в эвгеосинклиналях. Например, складчатость общего смятия может иметь в миогеосинклиналях ограниченное распространение, замещаясь на широких площадях складчатостью нагнетания и глыбовой.

Зона миогеосинклинального режима может соседствовать в единой геосинклинали с зоной проявления эвгеосинклинального режима. В таких случаях миогеосинклинальная зона обычно занимает периферическое положение. Например, в палеозое миогеосинклиналь занимала полосу на западном склоне Урала, располагаясь между Восточно-Европейской платформой и эвгеосинклиналью восточного склона Урала.

Парагеосинклинальный режим, как указывалось выше, является промежуточным между геосинклинальным и платформенным режимами. Контрасты, скорость и амплитуды глыбово-волновых колебательных движений здесь значительно сглажены. Накопление идет в условиях компенсации прогибания осадкообразованием. Все морские осадки мелководны. Начинается разрез песчано-глинистой нижнетерригенной формацией, которая сменяется вверх известняковой. Известняки в разрезе парагеосинклинали вообще пользуются широким распространением, что является результатом слабого приноса обломочного материала с вялых поднятий. Отсутствует начальный магматизм. В развитии парагеосинклиналей нет ни частной инверсии, ни регионального

метаморфизма, ни гранитообразования. По отсутствию этих явлений парагеосинклинали сближаются с платформами, но все же вертикальные движения в их пределах более контрастны и интенсивны, чем на типичных платформах. В парагеосинклиналях отсутствует складчатость общего смятия, и это снова сближает их с платформами, но развитые в парагеосинклиналях складчатости нагнетания и глыбовая значительно более интенсивны, чем проявления аналогичной складчатости на платформах.

Отсутствие частной инверсии приводит к тому, что в парагеосинклиналях не происходит перераспределения зон опускания и поднятия. Они остаются на своих прежних местах, и только контуры их могут испытывать изменения, главным образом в связи с расширением областей прогибания. Следовательно, все формации, заполняющие парагеосинклиналь, накапливаются одна над другой.

В парагеосинклиналях могут встретиться некоторые проявления магматизма. Интрузивная деятельность выражена дайками и силлами основного состава, образующимися на ранних этапах цикла, а также лакколитами и магматическими диапирами. Для лакколитов и магматических диапиров характерен щелочной состав магмы. Местами встречаются небольшие трещинные гранитные интрузии.

Примерами парагеосинклиналей являются: область северного склона восточной части Большого Кавказа (так называемый известняковый Дагестан) или Абхазская зона на южном склоне западной части Большого Кавказа. К этому же режиму относится Донецкий бассейн.

К парагеосинклинальному можно отнести тот режим, который часто исторически предваряет эв- и миогеосинклинальные режимы. В этих случаях до того, как геосинклиналь разделилась на контрастно противопоставленные друг другу интрагеосинклинали и интрагеоантиклинали и в ней выделились эв- и миогеосинклинальные зоны, происходит общее, нерасчлененное, пологое прогибание с компенсированным накоплением континентальных и мелководных морских отложений с мало меняющимися на площади их развития мощностями. Такой режим был, например, в Альпах в конце перми, триасе и самом начале юры, когда на площади будущей геосинклинали альпийского цикла отлагались континентальные пески, глины и конгломераты, лагунные гипсы и доломиты, а также мелководные морские песчано-глинистые осадки и известняки. Дробное расчленение геосинклинали на прогибы и поднятия произошло в начале средней юры. На Кавказе такой же стадией предваряющего парагеосинклинального режима является триас.

Режим срединных массивов приурочен к тем участкам внутри геосинклиналей, которые могут толковаться либо как очень широкие интрагеоантиклинали, либо как маленькие платформы, включенные в геосинклиналь и ею «обтекаемые». Основой срединных массивов являются «обломки» структуры, созданной в предыдущие тектонические циклы. Например, в геосинклинали альпийского цикла могут быть срединные массивы, представляющие собой остатки структур, созданных складчатыми, метаморфическими и магматическими процессами в предыдущих — герцинском, каледонском или докембрийских — циклах. Такие структуры сразу после образования могли занимать значительно бо́льшую площадь. Но при заложении и дальнейшем развитии геосинклинали альпийского цикла этот старый складчатый, метаморфический и магматический «панцирь» был взломан и переработан, и от него остались только отдельные фрагменты внутри новой геосинклинали. То, что срединные массивы являются остатками от последующего «взламывания» древних структур, подчеркивается несогласован-

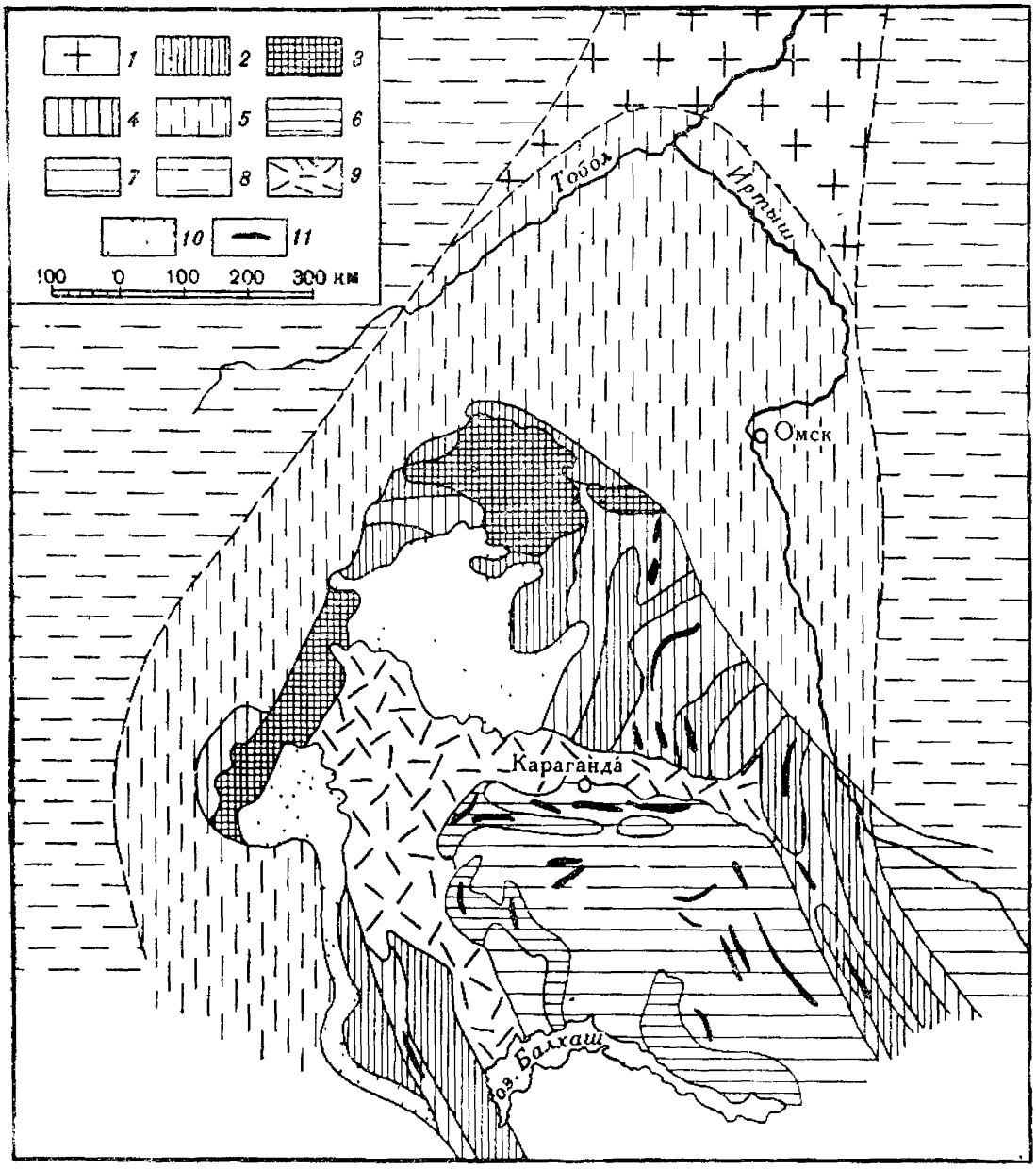


Рис 82 Срединный массив с каледонской и более древней структурой внутри герцинской геосинклинали. Центральный Казахстан: *1* — область докембрийской складчатости под платформенным чехлом палеозойских и мезокайнозойских отложений; области каледонской складчатости: *2* — антиклинории; *3* — выход докембрийских пород; *4* — синклинории; *5* — участки, перекрытые платформенным чехлом палеозойских и мезокайнозойских отложений; области герцинской складчатости: *6* — антиклинории; *7* — синклинории, *8* — участки, перекрытые платформенным чехлом мезокайнозойских отложений, *9* — краевой вулканический пояс области герцинской складчатости, *10* — впадины, выполненные верхнепалеозойскими отложениями; *11* — крупные антиклинории Срезание внутренней структуры срединного массива видно в районе Караганды

постью внутренней структуры срединного массива со структурой окружающей молодой геосинклинали. Границы последней срезают простирания более древних структур массива (рис. 82).

В развитии глыбово-волновых колебательных движений срединные массивы ведут себя как обширные интрагеоантиклинали. Мощности отложений, принадлежащих к тому геотектоническому циклу, в течение которого массив являлся срединным, малы, и в этом сходство с интрагеоантиклиналями. Складчатость этого времени слабая, главным образом глыбовая. Но срединные массивы очень сильно разбиты разломами и отличаются интенсивным магматизмом, как эффузивным, так и

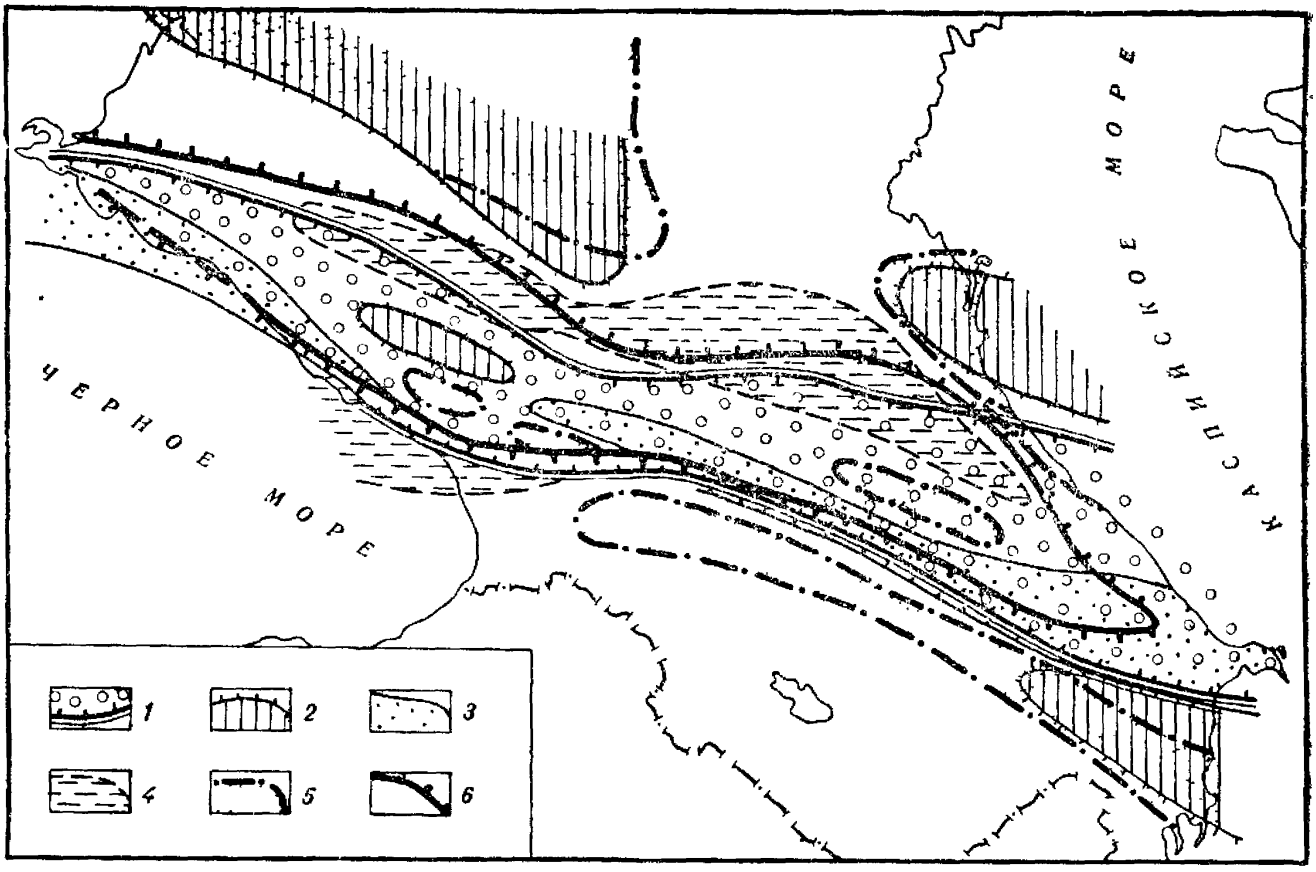


Рис. 83. Схема геосинклинального и орогенного развития Большого Кавказа в альпийском цикле (составил В. Н. Шолпо): *1* — доинверсионные (допозднеюрские) интрагеосинклинали; *2* — доинверсионные интрагеоантиклинали; *3* — краевые прогибы; *4* — парагеосинклинали; *5* — предпозднеюрские центральные поднятия (в пределах орогенного поднятия) и передовые и межгорные прогибы (за пределами орогенного поднятия); *6* — граница плиоцен-четвертичного орогенного поднятия

интрузивным. Состав магматических пород весьма разнообразен. Среди них встречаются как известково-щелочные, так и щелочные породы. Наряду с андезитами, базальтами и нормальными гранитами здесь развиты трахиты, фонолиты, сиениты. Кислые, средние и основные породы имеют в общем равное распространение. Интрузии приурочены к разломам и образуют тела трещинного типа.

Типичными срединными массивами являются Македонско-Родопский массив в альпийской геосинклинали Динарид и Крайщид или Армянский массив, охватывающий южную Армению и часть Анатолии и расположенный внутри широкой альпийской же Тавро-Кавказской геосинклинали.

Очень большие срединные массивы, такие, например, как Венгерский, опоясанный альпийскими эв- и миогеосинклиналями Карпат, Балкан и Динарид, или Колымский, расположенный на Северо-Востоке СССР внутри мезозойской геосинклинали, имеют сложное строение. В их пределах могут находиться замкнутые прогибы со значительным накоплением осадков и с развитием типа парагеосинклинального или даже миогеосинклинального.

Общие закономерности развития геосинклинальных режимов отражены в схематичном виде на рис. 81. Эта схема включает не только геосинклинальные режимы, но и эпигеосинклинальный орогенный режим, о котором речь будет идти дальше, а также предваряющий парагеосинклинальный режим.

Помимо обобщенной схемы на рис. 56 и 83 приведены основные этапы развития альпийской геосинклинали Кавказа как в разрезе, так и на площади.

Терминология, применяемая к геосинклиналям разными исследователями, несколько различна. Автор данной книги называет геосинклиналью всю сложно построенную зону активного эндогенного развития, включающую в себя и поднятия, и прогибы, и области проявления всех эв-, мио- и парагеосинклинальных режимов. Частные прогибы и поднятия он именует интрагеосинклиналями и интрагеоантиклиналями. Такая терминология была введена М. М. Тетяевым.

По другой терминологии (Н. С. Шатского) выделяются геосинклинальные пояса, области и системы. Первые обозначают группу геосинклиналей разного возраста, объединенных пространственным положением между двумя древними платформами. Геосинклинальные области и системы представляют собой части поясов, выделяемые по возрасту и по положению между двумя срединными массивами или между платформой и срединным массивом. Термин же «геосинклиналь» употребляется для обозначения частных прогибов внутри геосинклинали, т. е. для наших интрагеосинклиналей. Частные поднятия в этом случае именуются геоантиклиналями.

Глава 16

ПЛАТФОРМЕННЫЕ И ОРОГЕННЫЕ РЕЖИМЫ

КЛАСС ПЛАТФОРМЕННЫХ РЕЖИМОВ

В целом платформенные режимы характеризуются свойствами, противоположными свойствам геосинклинальных режимов.

Судя по тому, что в типичных случаях магматизм на платформе полностью или почти полностью отсутствует, можно полагать, что земная кора в областях платформенного режима обладает чрезвычайно слабой проницаемостью. С достаточным приближением ее можно назвать непроницаемой.

На платформах, опять же в типичных случаях, нет ни регионального метаморфизма, ни гранитизации.

Контрастность глыбово-волновых колебательных движений земной коры по сравнению с геосинклинальной очень мала. Как указывалось выше (гл. 8), градиенты скоростей вертикальных движений на платформах в 10—30 раз ниже геосинклинальных градиентов. В связи с этим переходы от областей прогибания, называемых субгеосинклиналями, к областям поднятия — субгеоантиклиналям — плавные и постепенные. Эти переходы только в малой мере усложняются уступами небольшой амплитуды, связанными с разломами.

Складчатость на широких площадях платформ вовсе отсутствует. В других районах она представлена глыбовым типом, а в местах относительно большого накопления осадочных толщ — складчатостью нагнетания, главным образом в форме соляных куполов.

Те платформы, которые сейчас известны на поверхности материков, представляют собой весьма устойчивые структуры. Образовавшись, они в целом сохраняются в течение последующего времени, лишь в малой степени «перерабатываясь» воздействием других режимов.

Но, с другой стороны, все современные платформы в своем строении обнаруживают признаки того, что там, где они находятся, раньше

существовал иной режим — один из геосинклинальных. Об этом свидетельствует двухэтажное строение всех платформ: под относительно спокойно лежащим чехлом пород, отвечающим времени платформенного режима, всегда обнаруживается более древний фундамент, сложенный породами, испытавшими более или менее сильные складчатые и разрывные деформации, метаморфизм и гранитизацию, т. е. пережившими процессы, свойственные геосинклинальным режимам.

По времени, когда произошла смена геосинклинального режима платформенным, мы разделяем платформы на древние и молодые. Первые имеют фундамент докембрийский, вторые — более поздний.

Переход от геосинклинального режима к платформенному происходит всегда на границе между эндогенными циклами. В терминологии время возникновения платформы на месте более раннего геосинклинального режима отражается приставкой «эпи» (т. е. «после»). Например, эпикаледонские платформы — это те, которые образовались на рубеже между каледонским и герцинским циклами: в каледонском цикле здесь была еще геосинклиналь, а с начала герцинского установился платформенный режим.

В развитии глыбово-волновых колебательных движений на платформах нет частной инверсии. Поэтому на них не наблюдается закономерной волновой эволюции субгеосинклиналей, подобно той, которая характерна для интрагеосинклиналей. Размещение областей прогибания и поднятия на платформах в течение целых эндогенных циклов может оставаться в общем устойчивым, нарушаясь лишь второстепенными колебаниями в положении границ между такими областями.

Но в других случаях субгеосинклинали и субгеоантиклинали могут и довольно значительно перемещаться и их относительная роль может меняться. При этом действует закономерность, согласно которой наиболее активные субгеосинклинали располагаются в непосредственной близости от наиболее активной в данном эндогенном цикле геосинклинали, примыкающей к платформе, и имеют простирание, параллельное той же геосинклинали. На рис. 84 показано, как от цикла к циклу менялось размещение субгеосинклиналей и субгеоантиклиналей на Восточно-Европейской платформе. В байкальском и каледонском циклах наиболее активная субгеосинклиналь протягивалась через центральные районы платформы и имела северо-восточное простирание, параллельное протерозойской и каледонской геосинклиналям Скандинавии. В герцинском цикле основная роль перешла к субгеосинклинали, которая протягивалась в меридиональном направлении от Нижнего Поволжья к низовьям Печоры параллельно активно развивавшейся в то время Уральской геосинклинали. Наконец, в альпийском цикле, когда соседней активной геосинклиналью оказалась Кавказская, важное значение приобрела Днепровско-Донецкая субгеосинклиналь, расположенная на юге платформы и имеющая параллельное Кавказу и Крыму простирание.

Из платформенных режимов **режим древней платформы** отличается максимальным спокойствием. Прототипом может явиться Восточно-Европейская платформа в альпийском цикле, т. е. в течение мезозоя и кайнозоя, когда мощность накопленных отложений не превышала нескольких сотен метров, а градиенты мощностей измерялись долями метра на километр.

Важной особенностью древних платформ является форма субгеосинклиналей и субгеоантиклиналей. Они имеют округлые или неправильные очертания. Их поперечники измеряются многими сотнями и даже тысячами километров. Обычно более определенные округлые

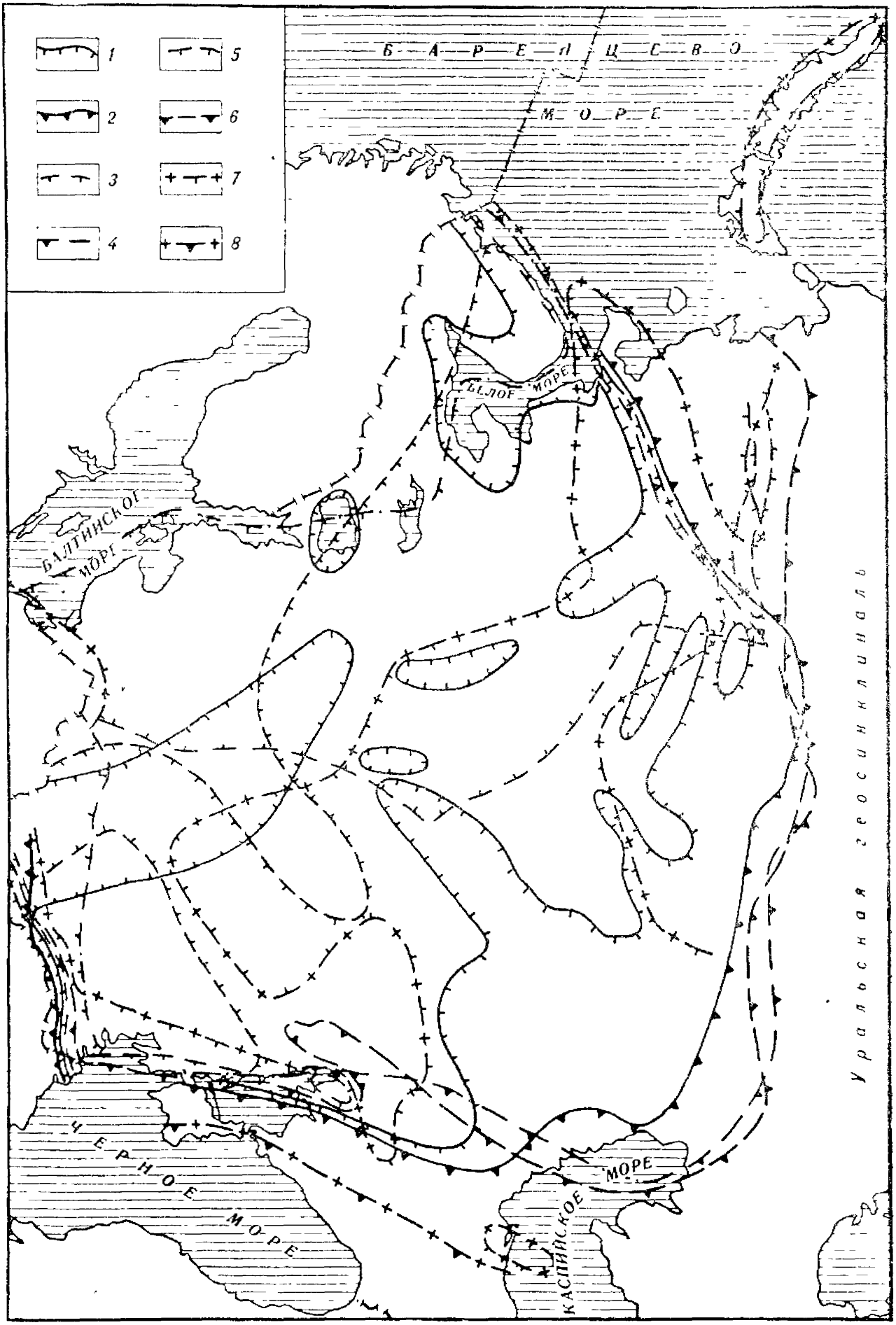


Рис. 84. История синеклиз и антеклиз на Восточно-Европейской платформе (составила А. М. Сычева-Михайлова): *1* — синеклизы средне- и позднерифейские; *2* — граница рифейской платформы; *3* — синеклизы каледонского цикла (ранний кембрий); *4* — граница каледонской платформы; *5* — синеклизы герцинского цикла (средне- и позднекаменноугольное время); *6* — граница герцинской платформы; *7* — синеклизы альпийского цикла (раннемеловое время), *8* — граница альпийской платформы. Дополнительные штрихи — внутрь синеклиз

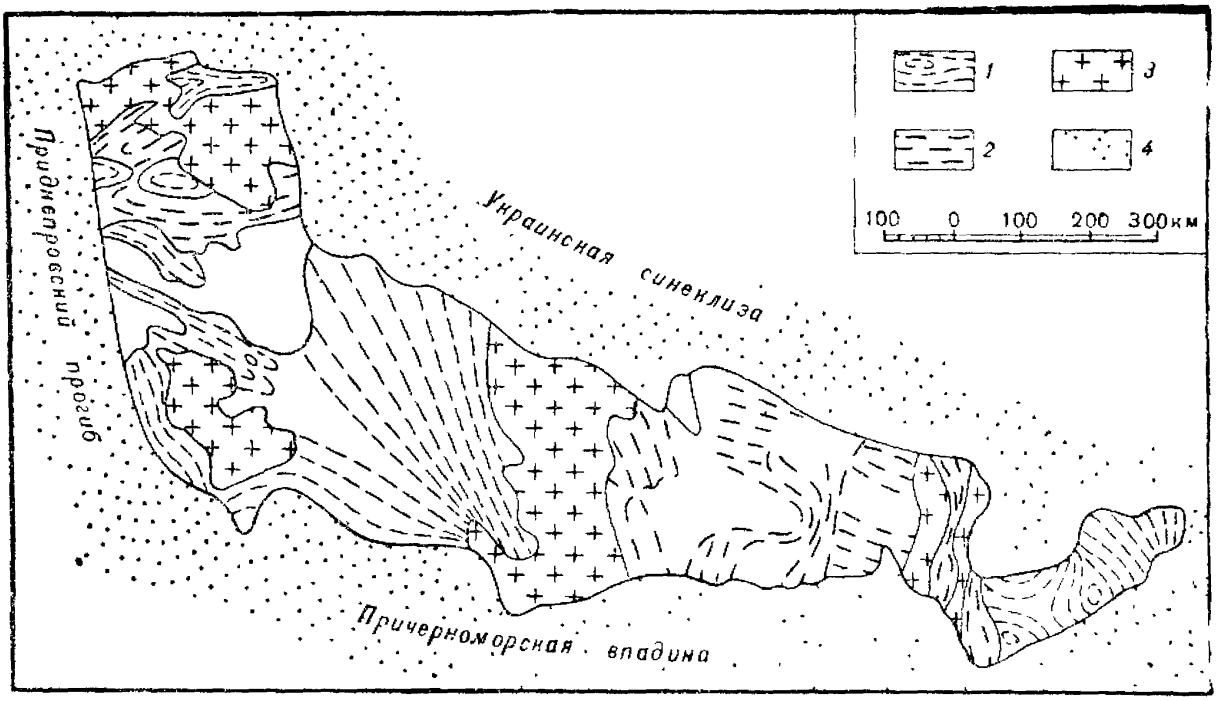


Рис. 85. Простирания докембрийских складчатых структур Украинского щита: *1* — области архейской складчатости; *2* — области раннепротерозойской складчатости; *3* — гранитоиды разного возраста; *4* — фанерозойские породы синеклиз. Структуры щита несогласно срезаются прогибами древней Восточно-Европейской платформы

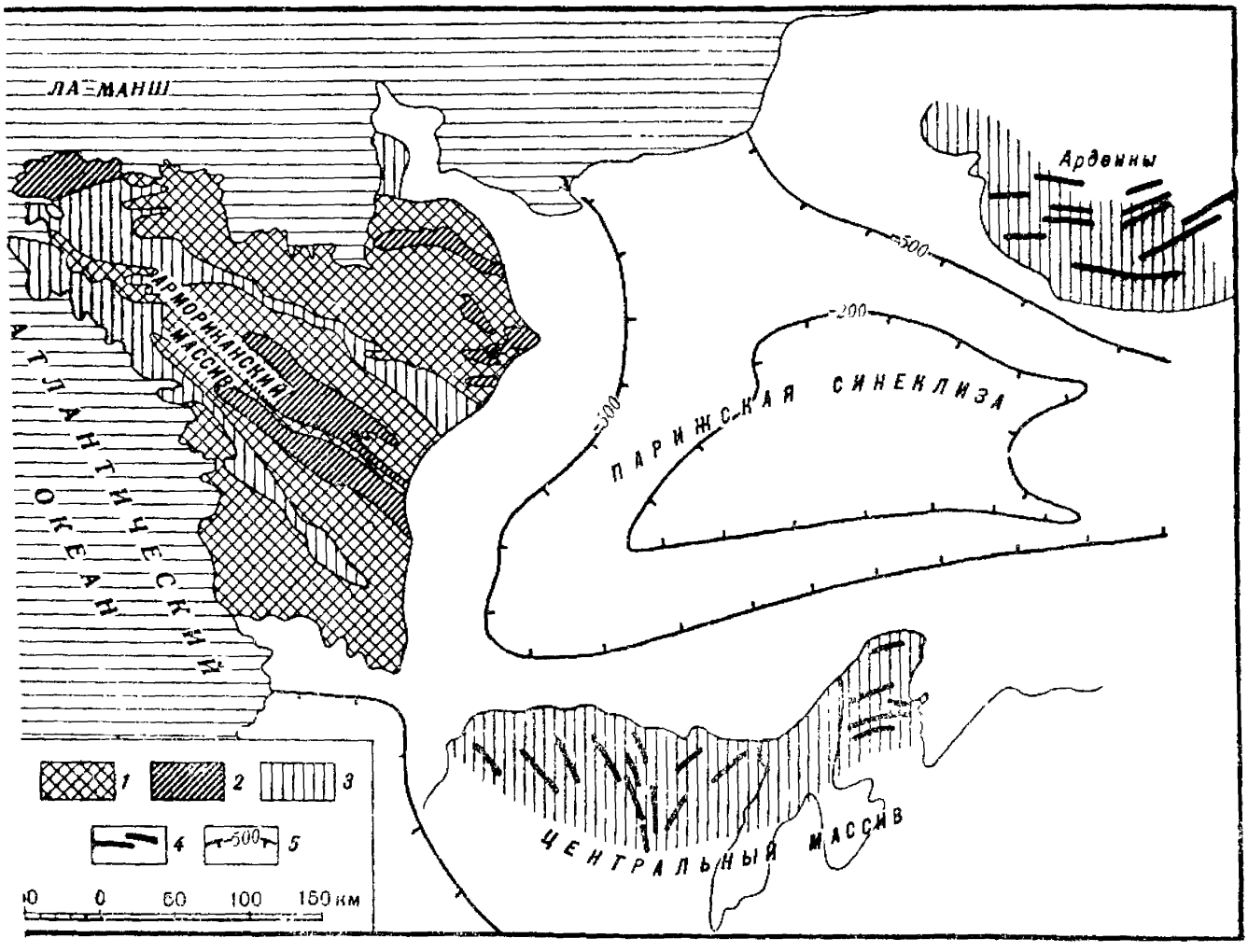


Рис. 86. Несогласное перекрытие палеозойских структур Арморикапского массива, Арденн и Центрального плато Франции отложениями Парижской синеклизы. Молодая эпигерцинская платформа Западной Европы: *1* — докембрийская складчатость; *2* — каледонская складчатость; *3* — герцинская складчатость; *4* — простирание складок на Центральном плато и в Арденнах, *5* — изолинии глубины складчатого герцинского фундамента в Парижской синеклизе в метрах (исправление: внутренняя изолиния —2000 м)

очертания имеют субгеосинклинали, тогда как субгеоантиклинали заполняют пространства между ними.

Те части древних платформ, которые лишены платформенного осадочного чехла и на поверхности которых обнажается фундамент, называют щитами. Это наиболее спокойные и устойчивые части древних платформ. Части древних платформ с чехлом осадочных пород обычно называются плитами.

Размещение субгеосинклиналей и субгеоантиклиналей на древних платформах, насколько можно судить по имеющимся данным, не связано со структурой фундамента. Области прогибания и поднятия древних платформ оказываются «наложенными» структурами, их границы режут под произвольными углами простирания структур фундамента и пересекают также разновозрастные зоны последнего. Например, простирания докембрийских структур на Балтийском и Украинском щитах срезаются границами между этими щитами и прилегающими к ним синеклизами — Московской, Украинской, Причерноморской и Приднепровской (рис. 85).

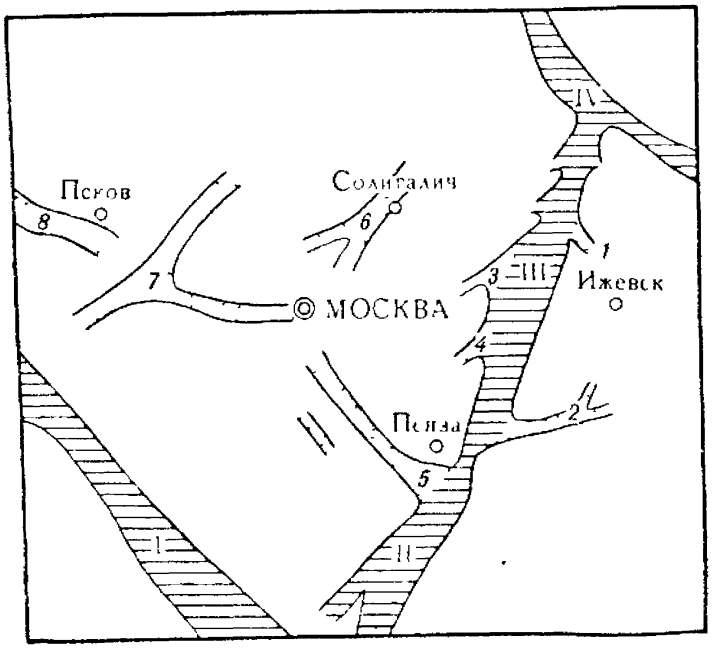


Рис. 87. Рифейские грабены («авлакогены») в фундаменте Восточно-Европейской платформы (по Р. Н. Валееву). Грабены первого порядка: I — Большого Донбасса, II — Доно-Медведицкий; III — Казанско-Кировский; IV — Предтиманский. Грабены второго порядка: *1* — Генецкий; *2* — Шугуровский; *3* — Яранский; *4* — Ронгинский; *5* — Пачелмский; *6* — Солигаличский; *7* — Валдайский; *8* — Псковский

Режим молодых платформ в целом отличается от режима древних платформ большим размахом волновых колебательных движений и большими градиентами скоростей последних.

Важной особенностью является то, что области поднятия и прогибания на молодых платформах часто разделены глубинными разломами.

Нередко указывается, что молодым платформам свойственна линейность субгеосинклиналей и субгеоантиклиналей, отсутствующая на древних платформах. Подчеркивается также и унаследованность в расположении прогибов и поднятий от истории и структуры фундамента. Прогибы и поднятия, развивающиеся в конце предыдущего, доплатформенного цикла (в орогенную стадию), продолжают развиваться в следующем цикле уже в платформенной обстановке в качестве сильно ослабленных «постумных» прогибов (субгеосинклиналей) и поднятий (субгеоантиклиналей).

Но эти особенности не являются общим правилом: на Западно-Европейской эпигерцинской платформе субгеосинклинали и субгеоантиклинали оказываются, во-первых, округлыми, а во-вторых, наложенными несогласно на герцинскую структуру фундамента. Например, контуры Парижской синеклизы срезают простирания складчатых структур всех поднятых и обнаженных герцинских и более древних массивов, окружающих ее (рис. 86).

Изучая историю эпигерцинских молодых платформ (например, Урало-Сибирской), можно выделить самую начальную стадию их образования. Эта стадия предшествует формированию платформенного чехла, покрывающего широкие площади. Состоит она в образовании отдельных грабенов. Последние возникали на поверхности герцинского фундамента. В указанном случае они заполнены континентальными, частично угленосными, отложениями верхнего триаса и лейаса. Отложение осадочных пород сопровождалось излиянием базальтов и внедрением основных пластовых интрузий. Эти породы залегают полосами в основании платформенного осадочного чехла, который на Урало-Сибирской платформе стал формироваться на широкой площади начиная со средней юры.

Оказалось, что и в основании разреза Восточно-Европейской платформы также имеются признаки того, что эта платформа начала формироваться с аналогичной стадии образования грабенов в теле ее фундамента. Здесь возраст грабенов рифейский. Они заполнены рифейскими же континентальными отложениями, среди которых залегают покровы и пластовые интрузии основных магматических пород. Грабены образуют правильную сеть: некоторые из них имеют северо-западные простирания, другие — северо-восточные (рис. 87).

Можно думать, что стадия грабенообразования вообще является вступительной к формированию платформ.

Грабены, образование которых являлось первой стадией формирования платформ и которые запечатлелись в строении подошвы осадочного платформенного чехла, получили, по Н. С. Шатскому, наименование «авлакогенов».

КЛАСС ОРОГЕННЫХ РЕЖИМОВ

Орогенные режимы характеризуются, как и геосинклинальные, большим размахом и большой контрастностью глыбово-волновых колебательных движений. В отношении этих признаков каких-либо существенных различий между двумя этими классами режимов нет.

Но отличием орогенных режимов является преобладание поднятий над опусканиями, тогда как в геосинклинальных режимах преобладают опускания. Области орогенного режима — это прежде всего горные области. Они расчленены на зоны поднятий и опусканий. Зоны поднятий размываются, а в прогибах накапливаются осадки. Последние образуют молассовую формацию, характерную для областей орогенных режимов.

Эволюция молассовой формации хорошо отражает преобладание поднятий над опусканиями: накопление этой формации начинается с тонких песчаников и глин, которые во многих областях бывают морскими; это так называемая нижняя моласса; она сменяется вверх континентальной верхней молассой, гораздо более грубой, с широким развитием конгломератов; верхняя моласса часто бывает красноцветной. В такой смене характера отложений можно видеть классический пример «перекомпенсации» прогибания накоплением как следствия большей скорости поднятий, дающих осадочный материал, сравнительно с опусканиями. Эволюция орогенных областей обычно заканчивается тем, что не только хребты, но и депрессии вовлекаются в общее поднятие и становятся зонами размыва.

Среди молассовых отложений нередко залегают также породы лагунной формации — различные эвапориты (каменная соль, гипс, ангидрит и др.). Кроме того, местами развиты угленосные серии осадков.

Поднятия и прогибы в условиях орогенного режима имеют сводово-глыбовый характер. Они разделены глубинными взрезами.

Взрезы определяют проницаемость земной коры, которая носит резко выраженный сосредоточенный характер, что составляет еще одно важное отличие орогенных режимов от геосинклинальных. Глубинные взрезы, являющиеся каналами для сосредоточенной проницаемости, возникают в процессе «взламывания» земной коры, бывшей перед этим целостной, монолитной и непроницаемой. При эпигеосинклинальном орогенном режиме взламыванию подвергается тот кристаллический панцирь, который образовался в инверсионную геосинклинальную стадию в процессе регионального метаморфизма и гранитизации. При эпиплатформенном орогенезе взламывается монолитная кора платформы.

К глубинным взрезам приурочен магматизм, как эффузивный, так и интрузивный.

В обстановке орогенного режима происходят и некоторые складчатые деформации. Это главным образом глыбовые складки. Они связаны с относительными поднятиями небольших глыб по второстепенным взрезам. Кроме того, развиты складки нагнетания там, где имеются пластичные породы (глины, соль). Но могут возникать, хотя и в малых масштабах, складки общего смятия, если на слои оказывают давление разваливающиеся в стороны под влиянием силы тяжести относительно поднятые глыбы.

Выделяются орогенные режимы эпигеосинклинальный и эпиплатформенный, т. е. развивающиеся после геосинклинального или платформенного режимов.

До последнего времени господствовало убеждение (у многих исследователей оно сохраняется и сейчас), что геосиклинальное развитие закономерно и обязательно заканчивается горообразованием, т. е. что орогенный режим является неизбежным следствием геосинклинального развития и даже может рассматриваться как завершающая стадия в истории геосинклинали.

Однако в настоящее время накопились данные, заставляющие изменить эту точку зрения и считать орогенный режим самостоятельным, который хотя часто и следует за геосинклинальным, но непосредственно из него не вытекает.

Во-первых, выяснилось, что на месте некоторых геосинклиналей горы не образуются: геосинклинальное развитие в них заканчивается теми двумя стадиями, которые выше были рассмотрены для эв- и миогеосинклинального режима, и непосредственно сменяется платформенным режимом без промежуточной орогенной стадии. Например, не было горообразования перед возникновением Скифской платформы после окончания герцинского цикла геосинклинального развития на юге европейской части СССР. Нет признаков образования горного рельефа в завершение герцинского геосинклинального развития и на большей части Западно-Сибирской низменности. Даже в тех случаях, когда орогенный режим возникает там, где перед этим существовал геосинклинальный режим, сплошь и рядом между окончанием последнего и началом первого наблюдается более или менее длительный перерыв, в течение которого движения земной коры и вся эндогенная активность характеризуются спокойствием.

Например, в Западных Альпах частная инверсия произошла в конце позднего мела — начале палеоцена и флиш накапливался в палеоцене и эоцене, а орогенный режим установился только в миоцене.

Перед этим в течение значительной части олигоцена Альпы представляли собой выровненную холмистую страну.

Особенно длительный период промежуточного покоя наблюдается в истории ряда киммерийских геосинклиналей. Например, в Верхояно-Колымской геосинклинали на Северо-Востоке СССР геосинклинальное развитие было завершено не позже раннего мела, а горообразование началось только в неогене. Кордильеры Северной Америки после окончания геосинклинального развития (в конце мезозоя) в течение всего палеогена были болотистой равниной. Орогенез в этой области начался только в конце миоцена.

Во-вторых, поднятия и прогибы, возникающие во время орогенного режима на месте бывшей геосинклинали, далеко не всегда наследуют и развивают те поднятия и прогибы, которые были в геосинклинали в течение ее инверсионной стадии, или наследуют их лишь частично Например, орогенное поднятие Большого Кавказа только в юго-восточной его части совпадает с центральным поднятием и могло бы рассматриваться как дальнейшее развитие последнего. В северо-западной половине той же горной страны ось орогенного поднятия лежит в стороне от центрального поднятия: последнее находится в Сванетии, т. е. на южном склоне современного орогенного поднятия Главного Кавказского хребта (см. рис. 83).

В-третьих, само существование эпиплатформенного орогенного режима противоречит представлению об этом режиме как следствии геосинклинального развития.

Общеизвестным примером эпиплатформенного орогенеза являются неотектонические события в Центральной Азии, в том числе в советском Тянь-Шане. В этой обширной области в мезозое и палеогене существовал режим молодой платформы, а с конца олигоцена, в неогене и четвертичном периоде установился орогенный режим.

Все это убеждает в том, что орогенный режим представляет собой в значительной степени самостоятельное явление. Мы говорим в значительной степени, а не полностью, так как история земной коры все же показывает, что большинство орогенных режимов принадлежало к типу эпигеосинклинальных. Мы можем сказать, что, хотя орогенный режим является независимым в своем появлении от предыдущего геосинклинального развития, геосинклинали все же оказываются зонами, наиболее благоприятными для возникновения этого режима. Относительно благоприятными зонами для орогенного режима являются молодые платформы, тогда как к древним платформам орогенез приурочен реже (на древних платформах своеобразной «заменой» эпиплатформенному орогенезу является рифтовый режим, который, впрочем, может возникать и на молодых платформах. Об этом режиме см. ниже).

Подобно геосинклинальному и платформенному режимам проявление орогенных режимов закономерно «вписывается» в ритм эндогенных циклов. Орогенный режим всегда возникает в конце эндогенного цикла.

Орогенные поднятия сперва бывают узкими, а затем расширяются. Этот процесс особенно ясно выражен в случае эпигеосинклинального орогенеза, когда поднятия захватывают все новые полосы бывшей геосинклинали и в конце концов одно орогенное поднятие может включить в себя ряд зон бывшей геосинклинали. Орогенное поднятие Главного Кавказского хребта «обобщило» геосинклинальные центральные поднятия, два краевых прогиба, большую интрагеоантиклиналь центральной и северо-западной частей Главного хребта и парагеосинклиналь северного склона. Оно захватило также и край, лежащий к северу

от хребта молодой Скифской платформы. Орогенные поднятия растут также и в длину. Следовательно, орогенные поднятия могут оказаться более крупными структурами, чем те, которые расчленяли земную кору в предыдущей геосинклинальной обстановке.

Прогибы в орогенных областях, расположенные между двумя поднятиями, называются межгорными прогибами. Прогибы, расположенные на краю орогенной области, именуются передовыми. История тех и других состоит в волнообразном смещении по мере расширения орогенных поднятий. Следует подчеркнуть, что мы различаем краевые и передовые прогибы. Краевые прогибы принадлежат геосинклинальному режиму. Они возникают на инверсионной стадии развития последнего и характеризуются накоплением преимущественно флишевой формации. Краевые прогибы располагаются почти полностью в пределах доинверсионных интрагеосинклиналей по периферии последних рядом с центральным поднятием. Передовой прогиб принадлежит орогенному режиму и является вместилищем молассовой формации. Он образуется на краю соседней платформы. Если ось орогенного эпигеосинклинального поднятия совпадала с положением центрального поднятия, межгорные и передовые прогибы на ранних стадиях их развития могут совпасть с положением краевых прогибов, и тогда перемещение орогенных прогибов непосредственно продолжает то волнообразное развитие поднятий и прогибов, которое началось еще в геосинклинали в эпоху частной инверсии. Краевые прогибы, двигаясь навстречу друг другу, могут слиться в межгорный прогиб. Последний оказывается расположенным там, где в начале геосинклинального развития находилась интрагеоантиклиналь. Это может быть не единый прогиб, а ряд отдельных ванн, между которыми сохраняются остаточные поднятия интрагеоантиклинали. Орогенные прогибы накатываются и на срединные массивы. Прогибы захватывают их с краев или оказываются наложенными в форме отдельных бассейнов на их внутреннюю часть. Миграция орогенных прогибов, продолжая аналогичную миграцию, начавшуюся во время геосинклинального развития, ведет к дальнейшему смещению линз осадочных формаций: линза, сложенная молассовой формацией, оказывается смещенной наружу (т. е. в сторону от центрального поднятия) относительно линзы верхнетерригенной формации.

Этот тип эволюции изображен на схеме развития геосинклинали, представленной на рис. 81. Примером может явиться Куринский межгорный прогиб, который в геосинклинальную стадию был занят преимущественно интрагеоантиклиналью вплоть до олигоцена включительно. Когда в конце миоцена началась орогенная стадия, эта интрагеоантиклиналь быстро начиная с краев была захвачена опусканием и превратилась в межгорный прогиб.

Передовые прогибы также сперва могут совпасть с краевыми прогибами, но затем, одновременно с быстрым расширением окраинного примыкающего к прогибу орогенного поднятия, столь же быстро мигрируют в сторону платформы и накатываются на ее край. Передовой прогиб построен несимметрично. Край, обращенный к ближайшему орогенному поднятию, более крутой, а край в сторону платформы пологий. Складчатые дислокации также различны на разных крыльях передового прогиба; глыбовые складки и складки нагнетания сильнее и сложнее развиты на внутреннем крыле его, чем на внешнем.

Складчатость орогенной стадии, образующаяся как в передовых, так и в межгорных прогибах, представляет собой наиболее позднее

проявление складчатых деформаций в данном эндогенном цикле. В случае эпигеосинклинального типа орогенеза в развитии складчатых деформаций можно выделить, следовательно, две основные стадии: стадию геосинклинального складкообразования, когда глубинная складчатость и складчатость общего смятия образуются в центральных поднятиях, и стадию орогенного складкообразования, когда в межгорных и передовых прогибах формируется складчатость глыбовая и нагнетания. В этом случае орогенная складчатость дополняет геосинклинальную в формировании **складчатой зоны**, принадлежащей к соответствующему эндогенному циклу. Эта зона состоит из складок разных типов, образовавшихся в разные стадии цикла. В случае же эпиплатформенного орогенеза складчатая структура ограничивается орогенной складчатостью межгорных и передовых прогибов.

Из предыдущего было видно, что имеются большие черты сходства между двумя орогенными режимами — эпигеосинклинальным и эпиплатформенным. Различия между ними сводятся главным образом к составу магматических пород.

Эпигеосинклинальный орогенный режим характеризуется преимущественно кислым и средним магматизмом. Среди эффузивных пород преобладают андезиты, дациты, липариты, а базальты играют подчиненную роль. Среди интрузивных пород развиты граниты и диориты, образующие нередко крупные массивы вдоль глубинных разломов. Примерами могут служить Центральный Казахстан и Алтае-Саянская область, где после окончания каледонского геосинклинального развития — в девоне, карбоне и перми — существовал орогенный режим с интенсивными излияниями и внедрениями кислых магматических пород. На Главном Кавказском хребте орогенный режим конца альпийского цикла сопровождался преимущественно андезитовыми и в меньшей мере базальтовыми излияниями. В Восточном Забайкалье, где геосинклинальный режим развивался в течение мезозойского эндогенного цикла и закончился в конце средней юры, орогенный режим протекал в верхней юре и нижнем мелу и сопровождался излияниями андезитов, которые позже сменились базальтами.

На срединных массивах в орогенную стадию вулканизм характеризуется щелочным составом. На срединном массиве южной Армении в орогенную стадию в эоцене и позже изливались трахиандезиты, трахиты, фонолиты, а затем уже — в меньшей мере — базальты.

Магматические проявления в межгорных и передовых прогибах слабее, чем на поднятиях. Но и здесь встречаются излияния и гипабиссальные интрузии типа лакколитов и магматических диапиров, главным образом щелочного состава. Примером могут явиться щелочные интрузии и излияния северного склона Кавказа, возникшие на границе между орогенным поднятием Главного хребта и передовым прогибом.

Для эпиплатформенного орогенеза характерна щелочная магма, главным образом основная. Тут мы встречаемся с излияниями щелочных базальтов, фонолитов, трахитов и с гипабиссальными интрузиями аналогичного состава. Но магматизм может и отсутствовать.

Примером эпиплатформенного орогенеза, относящегося к концу мезозойского эндогенного цикла, являются события, развернувшиеся в поздней юре и раннем мелу в Западном Забайкалье, когда в этой области произошли интенсивные дифференциальные вертикальные движения, сопровождавшиеся разломами и излияниями по ним щелочных лав. Примером эпиплатформенного орогенеза с очень слабым магматизмом может служить Тянь-Шань, где с исключительной силой про-

явилась неотектоническая активизация платформы в неогене и четвертичном периоде, но где магматизм выражен лишь в форме очень небольших по объему излияний щелочных базальтов.

НЕКОТОРЫЕ ТЕРМИНОЛОГИЧЕСКИЕ ВОПРОСЫ

В предыдущем изложении применительно к геосинклиналям, платформам и орогенным зонам говорилось о расчленении их в процессе вертикальных движений земной коры на поднятия и прогибы, которые именовались интрагеоантиклиналями и интрагеосинклиналями для геосинклиналей, субгеоантиклиналями и субгеосинклиналями для платформ и просто поднятиями с прогибами для областей развития орогенного режима.

Эти термины являются кинематическими или историческими, так как отражают направленность колебательных движений земной коры. Но все эти движения привели в конечном счете к нашему времени к образованию определенных структурных форм, выраженных в залегании слоев горных пород. Длительное поднятие какого-либо участка земной коры ведет к формированию выпуклой структуры, длительное прогибание — к формированию вогнутой структуры. Поскольку волновые колебательные движения проявляются однозначно в широких зонах, соответственно и выпуклые и вогнутые структуры оказываются при этом крупными. В геосинклиналях крупные структурные поднятия и прогибы, образованные колебательными движениями, называются соответственно антиклинориями и синклинориями. Поскольку волновые колебательные движения проявляются в разных порядках, точно так же и антиклинории и синклинории бывают разных порядков. Все они обычно осложнены складчатостью разных типов, закономерности размещения которой были указаны выше. Именно сочетание антиклинориев и синклинориев со складчатостью общего смятия, глубинной, нагнетания и глыбовой (в зависимости от положения в той или иной части геосинклинали) и составляет структурный облик складчатой зоны, образующейся на месте геосинклинали.

Если в конце эндогенного цикла на месте геосинклинали образовалась орогенная зона, то структурные формы геосинклинального происхождения могут быть изменены. В связи с развитием глубинных взрезов антиклинории превращаются в горст-антиклинории, а синклинории — в грабен-синклинории. В последних образуется орогенная складчатость (глыбовая, нагнетания и местами общего смятия).

На платформах волновые колебательные движения приводят к образованию антеклиз и синеклиз — пологих и широких выпуклых и вогнутых структурных форм.

Значительные осложнения в строении земной коры бывают связаны с тем, что расположение поднимающихся и прогибающихся областей как в геосинклиналях, так и на платформах с течением времени меняется. В строении каждого района запечатлевается суммарный результат всех вертикальных движений, происходивших здесь в течение длительного геологического времени. Этот результат может быть различным на разных уровнях. Так образуются, например, обращенные антиклинории, у которых только верхние слои имеют антиклинальное залегание, тогда как более глубокие залегают синклинально (рис. 88). Такие обращенные антиклинории возникают на месте центральных поднятий в геосинклиналях. Синклинальное залегание нижних горизонтов запечатлело в этих случаях результат прогибания, про-

исходившего здесь до инверсии. Этот прогиб сохранился, так как последующее поднятие, отразившееся в залегании верхних слоев, было недостаточным, чтобы его полностью ликвидировать. Доинверсионные свиты пород образуют в обращенном антиклинории линзу, максимальная толщина которой отвечает максимальной амплитуде бывшего прогибания.

Точно так же обращенные синклинории фиксируют в своем строении два этапа развития: более раннее поднятие и последующее прогибание (рис. 88).

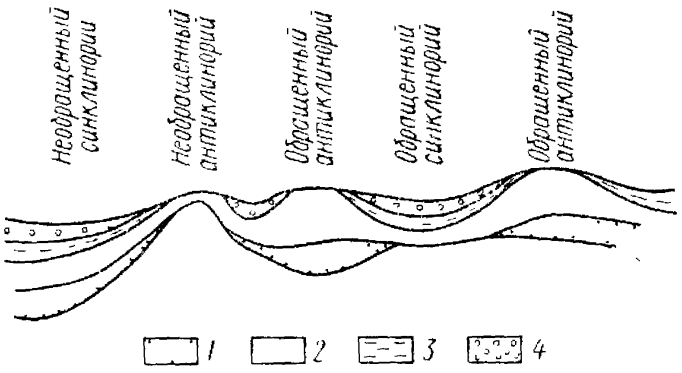


Рис. 88. Схема строения обращенных и необращенных антиклинориев и синклинориев: *1, 2* — доинверсионные формации; *3, 4* — послеинверсионные формации

Еще более сложные соотношения поверхностных и глубоких структур возникают на платформах в результате миграций субгеосинклиналей и субгеоантиклиналей. Интересно отметить, что в рельефе поверхности кристаллического фундамента Восточно-Европейской платформы сказались преимущественно те вертикальные движения, которые происходили в протерозое и раннем палеозое как наиболее сильные. А движения более поздние — позднепалеозойские и тем более мезокайнозойские — значительно более слабые, на том же рельефе почти не сказались.

Но в тех случаях, когда субгеосинклинали и субгеоантиклинали устойчиво сохраняются на одних и тех же местах, для всех уровней синеклизы совпадают с субгеосинклиналями, а антеклизы — с субгеоантиклиналями. Устойчивы также многие парагеосинклинали, в связи с чем они до больших глубин остаются синклинориями.

Глава 17

РЕЖИМЫ: РИФТОВЫЙ, МАГМАТИЧЕСКОЙ АКТИВИЗАЦИИ И МАТЕРИКОВЫХ ОКРАИН

РИФТОВЫЙ РЕЖИМ

Рифтовый режим имеет сходство с орогенным и иногда понимается как разновидность последнего. Однако ряд специфических черт заставляет выделить его в самостоятельную категорию.

Те примеры рифтового режима, которые в настоящее время хорошо известны, относятся по времени своего проявления исключительно к кайнозою, причем наиболее важные события в развитии этого режима происходили в неогене и четвертичном периоде, т. е. в эпоху неотектонической активизации. Проявлялся ли рифтовый режим в прошлые циклы и как он был тогда выражен, остается невыясненным.

За последнее время рифты привлекли к себе очень большое внимание в связи с открытием на дне океанов огромного по протяженности рифтового пояса. Об этом океаническом поясе рифтов мы будем говорить позже. Сейчас речь будет идти только о материковых рифтах.

Рифт — английское слово, означающее раскол с растяжением. При буквальном понимании каждый нормальный сброс или раздвиг является рифтом. Но как геологический термин «рифт» обозначает совокупность структур растяжения. Элементарными структурами растяжения являются грабены. Следовательно, рифт — это совокупность грабенов, принадлежащих к одной области растяжения земной коры. Говорят также о рифтовых поясах и рифтовых системах, имея в виду совокупности грабенов разных порядков.

На материках рифты известны в разных местах. Наиболее типичными и известными примерами являются: Аравийско-Африканский рифтовый пояс, Байкальский рифт, Рейнский рифт.

Эти рифты образовались приблизительно в одно и то же время (преимущественно в неогене и четвертичном периоде), но на различном фундаменте. Аравийско-Африканский пояс и Байкальский рифт заложились на древней платформе, Рейнский рифт — на эпигерцинской молодой платформе. Важно подчеркнуть, что во всех случаях материковых рифтов фундамент сохраняется в дне грабенов. Он только опущен в грабенах, но не раздвинут в стороны, как это предполагается для океанических рифтов.

Подготовительной стадией развития рифтового режима во всех случаях было образование обширных выпуклых структур типа антеклиз, но больших размеров и большей амплитуды, чем обычные антеклизы. Эти структуры мы назовем с в о д а м и. Они имеют неправильно овальную форму, поперечник во много сотен и даже в несколько тысяч километров и амплитуду поднятия в несколько километров.

В дальнейшем на сводах образуются расколы растяжения, вдоль которых и формируются сложные грабены, разделенные внутри себя на грабены и горсты второго и более высоких порядков. Расположение этих расколов на сводах контролируется двумя факторами: распределением растягивающих напряжений, возникающих при выгибании свода под действием сил, направленных снизу вверх, и неоднородностями строения земной коры. Обычная ширина грабенов — 30—60 км, а амплитуда сбросов — несколько километров (максимально 5—6 км). Грабены погружаются постепенно в течение длительного геологического времени, отдельными толчками. Сбросам обычно предшествует формирование флексур.

Как предваряющее поднятие сводов, так и дальнейшее развитие грабенов сопровождаются вулканической деятельностью, объем которой, однако, в разных случаях и разных местах очень различен. Среди лав резко преобладают щелочные породы — фонолиты, трахиты и др., — родоначальником которых является щелочной базальт. Своды в современном рельефе выражены пологими поднятиями, а грабены — понижениями в форме долин. Часто к ним приурочены озера и речные долины. Грабены частично заполнены вулканическими породами, а также озерными и речными отложениями. Все рифтовые области характеризуются сильной сейсмичностью.

Познакомимся вкратце с историей и строением некоторых рифтов.

А р а в и й с к о - А ф р и к а н с к и й рифтовый пояс является наиболее крупной на материках структурой этого типа (рис. 89). Этот пояс протянулся в меридиональном направлении на 6500 км от Ближнего Востока в Восточную Африку до устья р. Замбези. Он распадается на две рифтовые системы: Эритрейскую и Восточно-Африканскую. Они лежат на продолжении одна другой, но каждая связана со своим собственным сводовым поднятием: Нубийско-Аравийским и Восточно-Африканским. Первый из них имеет поперечник в 2000 км и вертикаль-

ную амплитуду 5 км; второй имеет размеры 1200×2000 км и амплитуду 3 км.

В Эритрейской системе основным является грабен Красного моря, протягивающийся полосой около 60 км ширины вдоль оси этого моря. Этот грабен, вместе с тем, лежит вдоль длинной оси всего Нубийско-Аравийского свода. На северной и южной периклиналях свода грабен Красного моря веерообразно расщепляется на более мелкие грабены: Суэцкий и Акаба на севере и Аденский и Эфиопский на юге. На продолжении грабена Акаба к северу выделяют еще грабены Мертвого моря, Ливанский и Сирийский. Такое расположение грабенов на Нубийско-Аравийском своде полностью согласуется с полем растягивающих напряжений на участке коры, испытавшем выгибание под действием вертикальных сил.

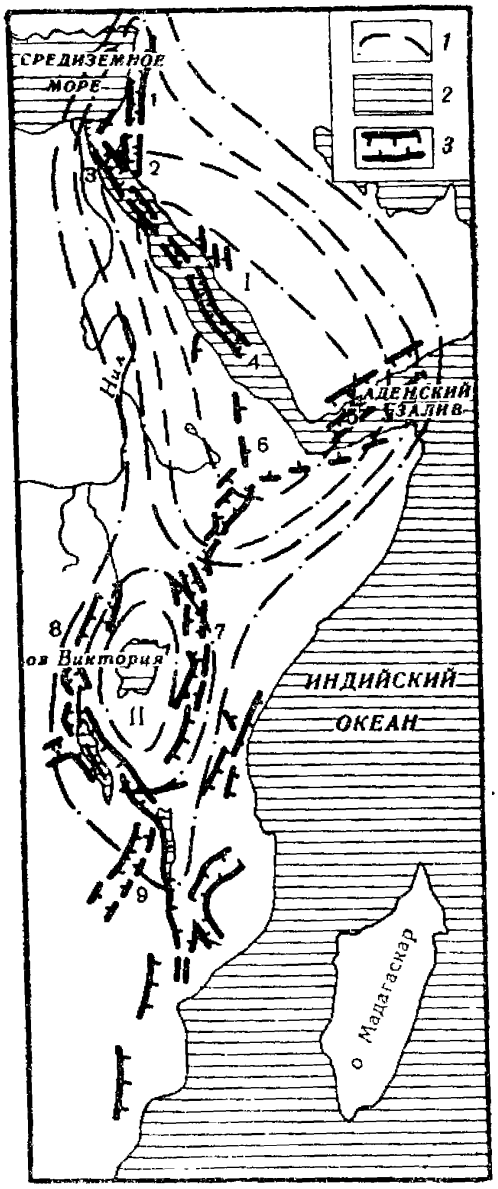


Рис 89 Аравийско-Африканский рифтовый пояс: *1*—условные изогипсы сводов (I — Нубийско-Аравийский, или Эритрейский; II — Восточно-Африканский); *2* — моря и озера; *3* — сбросы (штрихи в сторону опущенного крыла) Цифры на рисунке — отдельные грабены· 1 — Мертвого моря; 2 — Акаба; 3 — Суэцкий, 4 — Красного моря; 5 — Аденский, 6 — Эфиопский; 7 — восточная ветвь Восточно-Африканского рифта (рифт Грегори); 8—западная ветвь Восточно-Африканского рифта; 9 — Ньяса

Нубийско-Аравийский свод образовался в мезозое. Отдельные грабены системы развивались в разное время начиная с олигоцена.

Восточно-Африканская рифтовая система имеет более сложное строение (рис. 90). Единый на севере грабен оз. Рудольф южнее разделяется на две ветви, охватывающие центральную часть Восточно-Африканского свода дугами с востока и запада. Восточная дуга — это так называемый рифт Грегори. Он протягивается через Кению в северную Танзанию, где веерообразно расщепляется на несколько малых грабенов и вскоре заканчивается. На своем протяжении он связан с так называемым Кенийским сводом, который представляет собой поднятие второго порядка на крыле большого Восточно-Африканского свода.

Западная ветвь от оз. Рудольф протягивается вдоль полосы больших озер: Альберт, Эдуард, Киву, Танганьика, Ньяса. Дно некоторых из этих озер опущено ниже уровня моря.

Эта ветвь не предварялась особым поднятием второго порядка, как это было для рифта Грегори. Краевые поднятия, сопровождающие грабен западной ветви, образовались позже, одновременно с опусканием грабенов.

Максимальная амплитуда опускания грабенов во всей этой системе достигает 3 км.

Восточно-Африканский свод поднялся в конце мезозоя и палеогене. Рифт Грегори начал образовываться в позднем миоцене, а главные

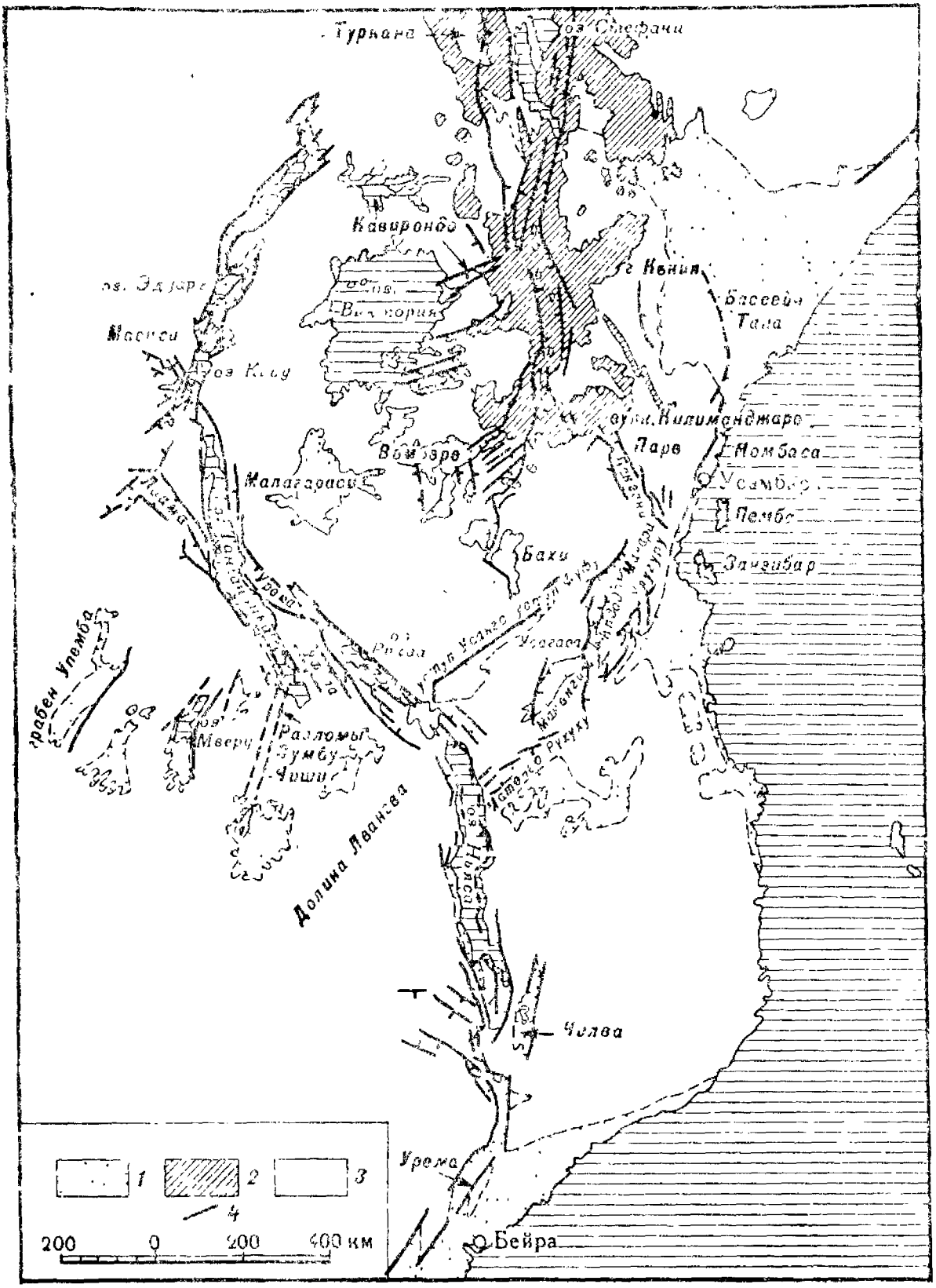


Рис. 90. Африканская рифтовая система: *1* — третичные и четвертичные осадочные отложения; *2* — третичные и четвертичные вулканические породы, *3* — докембрийские породы; *4* — разломы

движения в нем происходили в плиоцене и плейстоцене. Западная ветвь начала образовываться в раннем миоцене, но максимальная тектоническая активность и здесь была приурочена к плейстоцену.

Вулканическая деятельность большой силы сопровождала развитие рифта Грегори на всех его стадиях.

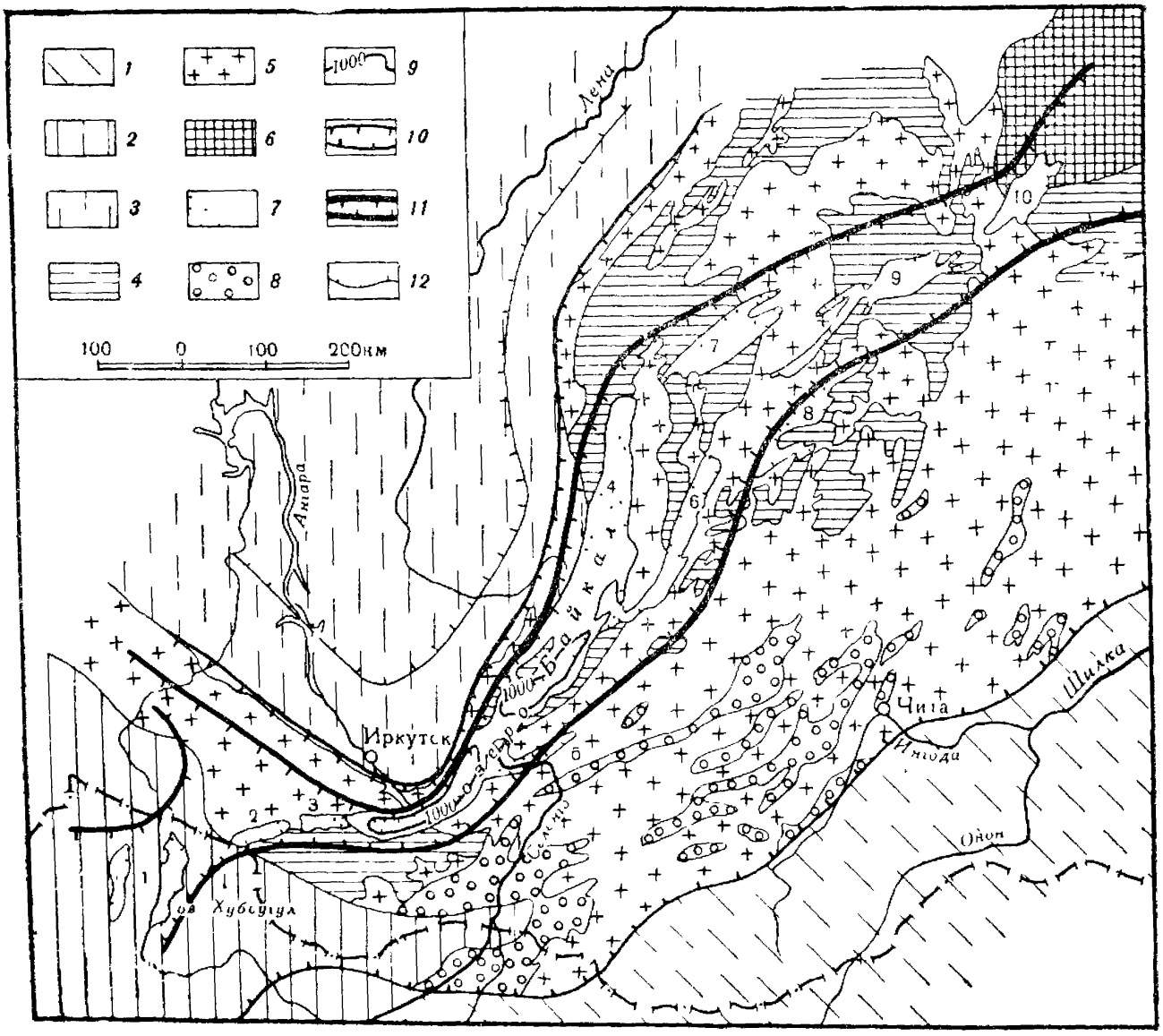


Рис. 91. Схема строения Байкальского рифта и зоны эпимезозойской орогенной активизации в Западном Забайкалье: *1* — зона герцинской складчатости; *2* — зона каледонской складчатости; *3* — нижнепалеозойские отложения Ангаро-Ленского передового прогиба байкальской орогенной зоны; *4* — протерозойские породы байкальской орогенной зоны; *5* — протерозойские гранитоиды; *6* — зона архейской складчатости; *7* — неотектонические грабены Байкальского рифта; *8* — грабены в зоне эпимезозойской орогенной активизации; *9* — изолиния глубины 1000 м в оз. Байкал; *10* — границы зон неотектонического поднятия до 2000 м; *11* — границы зоны неотектонического поднятия до 3000 м; *12* — граница Иркутской синеклизы. Грабены Байкальского рифта: 1 — Косогольские; 2 — Торский; 3 — Тункинский; 4 — Байкальские; 5 — Нижнеселенгинский; 6 — Баргузинский; 7 — Верхнеангарский, 8 — Баунтовский; 9 — Муйский; 10 — Чарский

Первые излияния (фонолитов) произошли в миоцене на поверхности Восточно-Африканского свода еще до образования грабенов. В дальнейшем площадь проявления вулканизма сужалась и в конце концов сосредоточилась внутри самого грабена. При этом трещинные излияния в голоцене сменились извержениями отдельных центральных вулканов.

Западная ветвь отличается значительно меньшим объемом вулканической деятельности.

Расположение грабенов на Восточно-Африканском своде определяется не только напряжениями, связанными с выгибанием свода, но и неоднородностями строения земной коры: наличием в ней прочных древних массивов и значительно менее прочных зон бывших протерозойских геосинклиналей. Так, две ветви Восточно-Африканского рифта

следуют вдоль бывших протерозойских геосинклиналей и «обтекают» древний архейский массив Виктория. Можно видеть также, что грабены, пересекающие под некоторым углом складки докембрийского фундамента, в отдельных деталях отражают влияние «волокна» фундамента.

Байкальский рифт охватывает не только котловину оз. Байкал, но и большое число примыкающих к ней депрессий. Он тянется от впадины оз. Косогол на юго-западе через впадины Тункинскую, Южно-Байкальскую, Северо-Байкальскую, Баргузинскую, Верхнеангарскую к впадинам Муйской, Баунтовской, Чарской, Токкинской и другим более мелким на северо-востоке. Общая длина этого рифта достигает 2600 км (рис. 91).

Рифт образовался преимущественно на сводовом поднятии поверхности докембрийского фундамента. Еще в мезозое здесь были отдельные частные впадины и поднятия, но их расположение отличалось от более поздних рифтовых структур. В палеоцене и эоцене местность была выровнена и на поверхности образовалась кора выветривания. В олигоцене и миоцене в плоских прогибах отлагались тонкие осадки и формировались угли.

Развитие грабенов в их новейшем виде происходило в позднем плиоцене, плейстоцене и голоцене. Вся зона оказалась разрезанной сложной сеткой продольных и поперечных сбросов. Амплитуда вертикальных смещений различна в разных местах и максимально достигает 5 км. Глубина оз. Байкал 1600 м; дно его опущено много ниже уровня моря.

Одновременно с опусканием коры в грабенах края рифта испытали поднятие окаймляющие Байкал и другие депрессии хребты (Хамар-Дабан, Приморский, Баргузинский и др.). Вулканизм не отличался большой интенсивностью. Известны лишь малые по объему излияния базальтов из отдельных небольших вулканических аппаратов.

Байкальский рифт не имеет соединения с океаническим рифтовым поясом.

Рейнский рифт разделяется на несколько отдельных грабенов (рис. 92). На юге — это Верхнерейнский грабен, разделяющий холмистые массивы Вогезы на западе и Шварцвальд на востоке. Южный конец его у г. Базеля раздвоен и заканчивается у фронта складчатой зоны Альп. Севернее Франкфурта-на-Майне этот грабен разделяется на две ветви. Одна из них продолжается к северу (Гиссенский грабен) и затухает в районе Геттингена; другая направляется на северо-запад и заканчивается на территории Голландии. Этот последний грабен называется Нижнерейнским. Длина Рейнского рифта около 600 км. В рельефе почти на всем своем протяжении он выражен долиной шириной около 40 км.

Рейнский рифт наложен на складчатый палеозойский фундамент и мезокайнозойский осадочный чехол эпигерцинской Западно-Европейской платформы. Его простирание сечет палеозойские складчатые структуры, имеющие преимущественно широтные простирания. Во время платформенной стадии — в мезозое и палеогене — образовался Рейнский свод, в состав которого входили Шварцвальд, Вогезы, Рейнские Сланцевые горы и Арденны. Размеры свода 250×350 км, амплитуда поднятия около 1 км. Верхнерейнский грабен совпадает с осью этого свода, а разветвленные его окончания — с периклиналями. Следовательно, и в этом случае, как на Нубийско-Аравийском своде, расположение разрывов определяется полем растягивающих напряжений, связанных с выгибом земной коры под действием вертикальных сил.

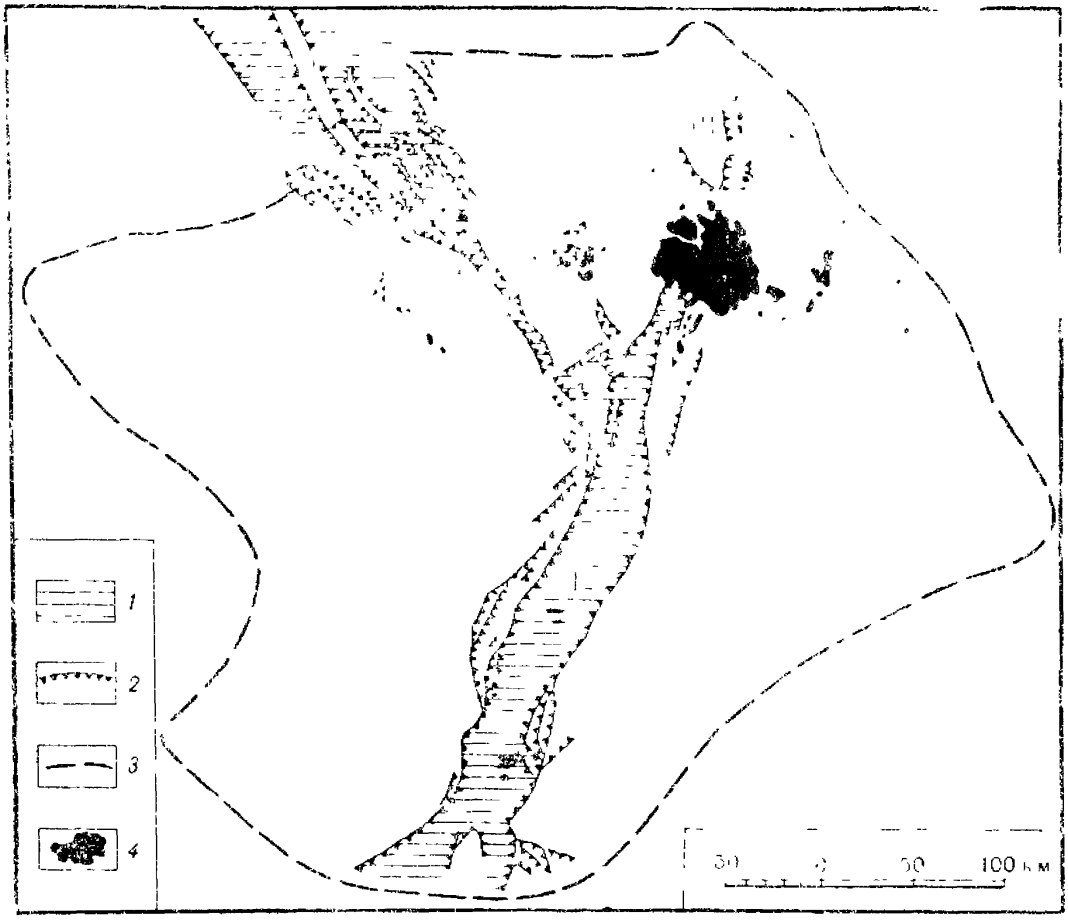


Рис. 92. Схема Рейнского рифта (по Г. Клоосу): *1* — грабены (I — Верхнерейнский; II — Нижнерейнский; III — Гиссенский); *2* — сбросы; *3* — контур Рейнского свода, *4* — области неогенового и четвертичного вулканизма

Рейнский рифт начал образовываться в позднем эоцене в южной своей части и постепенно, в течение олигоцена, неогена и четвертичного времени, оседание распространялось к северу. На разных стадиях формирование рифта сопровождалось излиянием щелочных лав. Общая амплитуда опускания грабенов достигла максимально 2,5 км. Происходящие до сих пор землетрясения показывают, что опускание грабенов продолжается и сейчас. Рейнский рифт, подобно Байкальскому, не имеет связи с океаническим рифтовым поясом

Первоначально предполагалось, что образование систем грабенов можно объяснить растяжением земной коры при формировании предваряющих сводов и опусканием клиньев коры в образующиеся зазоры по принципу замка свода. Однако подсчеты показали, что такого механизма недостаточно для объяснения наблюдаемой амплитуды грабенов.

Например, раздвиг, который образовался бы на Восточно-Африканском своде благодаря одному растяжению коры в результате ее выгибания, не превысил бы нескольких сотен метров. В то же время, исходя из среднего наклона сбросов (60—70°) и их вертикальной амплитуды (до 3 км), нетрудно установить, что требуемое для образования этого рифта растяжение достигает нескольких километров.

Более точные подсчеты для Рейнского рифта дали размер растяжения 4,8 км, тогда как за счет одного изгибания свода растяжение и здесь не могло бы превысить нескольких сотен метров. Во всех случаях размер растяжения соответствует приблизительно 10% ширины зоны растяжения. Нельзя объяснить опускание грабенов и выбросом

наружу глубинного материала в процессе вулканической деятельности, так как не наблюдается связи между размером погружения грабенов и объемом вулканических продуктов. Например, в Байкальском рифте вулканизм много слабее, чем в рифте Грегори, а амплитуда опускания много больше.

Следует предполагать, что земная кора в рифтах находится под влиянием каких-то особых сил растяжения, которые обеспечивают необходимый размер последнего. Именно связь рифтов с динамической обстановкой растяжения и заставляет выделять их в особый эндогенный режим, отличный от орогенного режима, в развитии которого нет признаков растяжения. Предположения о природе сил растяжения будут высказаны позже.

РЕЖИМЫ МАГМАТИЧЕСКОЙ АКТИВИЗАЦИИ ПЛАТФОРМ

Выше были рассмотрены некоторые режимы, в связи с которыми развивались магматические процессы, как эффузивные, так и интрузивные, на площадях, бывших перед этим платформами. Но во всех описанных случаях возникновение магматических процессов на бывших платформах тесно ассоциировалось с тектонической активизацией последних.

Однако в истории земной коры неоднократно происходила «магматическая активизация» платформ, так сказать, в чистом виде, не связанная с крупными тектоническими событиями на поверхности. Такая магматическая активизация происходила на том или ином участке древней или молодой платформы в течение сравнительно краткого отрезка геологического времени. До и после этого на тех же участках в течение несравнимо более длительного срока не было проявлений магматизма и здесь развивался спокойный платформенный режим

Можно выделить два режима магматической активизации платформ.

Платобазальтовый, или трапповый, режим играет существенную роль в истории земной коры. Он характеризуется излиянием огромных объемов очень однообразных толеитовых базальтов, среди которых породы другого состава, являющиеся продуктами дифференциации базальтов, играют сугубо подчиненную роль. Излияния происходят спокойно, по трещинам, и покровы базальтов растекаются на больших площадях. Суммарная мощность базальтов может измеряться километрами. Параллельно с излияниями происходит образование пластовых интрузий того же основного состава — габбрового и диабазового В области излияния платобазальтов земная кора обычно несколько прогибается, и излившиеся толщи поэтому залегают в пологой синеклизе. В этом существенное отличие данного режима от рифтового, в условиях которого, как мы видели, раскалывание коры и излияния предваряются образованием сводовых ее выгибов.

Известны платобазальты на древних платформах начиная уже с протерозоя. Но первое действительно массовое проявление платобазальтового режима приходится на конец палеозоя и начало мезозоя. При этом привлекает внимание почти полная синхронность (конечно, в масштабах геологического времени) излияний платобазальтов в разных областях земного шара.

На Сибирской древней платформе платобазальты и связанные с ними пластовые основные интрузии образовывались в конце перми — начале триаса Базальты покрывают площадь в 1,5 млн км^2 и имеют

мощность до 2 км. В основном эти магматические проявления приурочены к Тунгусской синеклизе.

В позднем триасе — ранней юре платобазальтовый комплекс образовался на древней платформе в Южной Африке в синеклизе Карру. Лавы покрывают 26 тыс. км^2 и имеют мощность до 1400 м. Значительно бо́льшая площадь (570 тыс. км^2) в том же районе охвачена образованием пластовых интрузий долеритов того же возраста. Отдельные интрузии имеют мощность до 300 м.

В Южной Америке, также на древней платформе, в синеклизе Парана развиты платобазальты рэтского возраста.

Кроме того, платобазальты приблизительно того же возраста развиты на Тасмании и в Антарктиде, и там и здесь на древней платформе.

Следующая эпоха массовых излияний платобазальтов приходится на поздний мел и третичный период. В течение позднего мела и палеогена изливались платобазальты Декана на Индийской древней платформе. Эти платобазальты сейчас покрывают 500 тыс. км^2, но первоначально их площадь была больше: значительная часть их погружена под воды Бомбейского залива. Мощность деканских платобазальтов достигает 2 км.

Наконец, миоценовый возраст имеют платобазальты Колумбийского плато в Кордильерах Северной Америки. Эти платобазальты приурочены к срединному массиву, находящемуся внутри мезозойской геосинклинали.

Режим центральных интрузий и трубок взрыва характеризуется интрузиями чрезвычайно различного состава — от ультраосновных и щелочных до кислых, а также кимберлитовыми трубками взрыва. Интрузии этого типа представляют собой не что иное, как глубокие части корней вулканов.

Очень различны по составу центральные интрузии мезозойского (посткарусского) возраста в Южной Африке.

К среднему и верхнему палеозою принадлежат многочисленные крупные и мелкие интрузии нефелиновых пироксенитов, ийолитов, нефелиновых сиенитов, карбонатитов, оливинитов Карело-Кольской провинции.

На Алданском щите известны щелочные мезозойские интрузии.

В Южной Африке формация Карру прорывается мезозойскими гранитными плутонами Эронго и Бранберг. Последний представляет собой шток диаметром 20 км.

Что касается кимберлитовых трубок взрыва, привлекающих к себе особое внимание в связи с их алмазоносностью, то первые такие трубки были обнаружены в Южной Африке. Там они имеют позднемеловой возраст. Позже аналогичные трубки были найдены в Центральной и Восточной Африке, Бразилии и, наконец, на востоке Сибирской платформы.

Все эти проявления интрузивной деятельности приурочены к древним платформам и знаменуют кратковременную магматическую активизацию после очень длительного, измеряемого сотнями миллионов и даже миллиардом лет, амагматичного развития этих платформ.

РЕЖИМЫ ОКРАИН МАТЕРИКОВ

Окраины материков, включающие как прибрежную часть суши, так и подводный шельф, обладают существенными особенностями эндогенного развития и поэтому должны быть выделены в особую группу

режимов. Последние отражают условия перехода от материака к океану.

Выделяются два режима окраин материков: атлантический и тихоокеанский.

Атлантический режим окраин отличается прежде всего несогласным налеганием края океана на срезанную домезозойскую структуру соседних частей материка. Эта домезозойская структура может быть весьма различной. Она может быть герцинской складчатой зоной, эпикаледонской или древней платформой. Она может быть сложена осадочными, метаморфическими или магматическими породами. Важно, что к мезозойскому времени атлантические периферии повсеместно характеризовались платформенным развитием. Этот тип окраин материков преобладает вокруг Атлантического и Индийского океанов и является единственным вокруг Северного Ледовитого океана. Эти окраины сопровождаются обычно широким шельфом, ширина которого достигает в некоторых районах многих сотен километров (см. приложенную к книге схему тектоники Земли). В настоящее время как надводная, так и подводная части окраин атлантического типа в ряде районов хорошо изучены геологически, геофизически и с помощью буровых скважин. Особенно подробно была изучена переходная зона между материком Северной Америки и Атлантическим океаном.

Исследования показали, что ни на одной периферии материков атлантического типа нет никаких признаков того, что в домезозойское время по соседству существовал океан. Все домезозойские структуры любого типа и происхождения прослеживаются с суши на подводный шельф, а затем срезаются внешним его краем. Характер срезания не оставляет сомнений в том, что первоначально эти структуры распространялись туда, где сейчас находятся океанические глубины. На рис. 93 приведен пример такого срезания домезозойских структур у Атлантического побережья Западной Европы.

Геологический разрез прибрежной части суши и шельфа указывает на резкое изменение условий в мезозое, когда в строении периферии материка появляются первые признаки того, что рядом находилась океаническая депрессия. Появляются геологические указания на то, что в мезозое окраина материка начинает опускаться, причем опускание усиливается в сторону океана. О таком опускании свидетельствуют осадки, накопленные в прибрежной зоне, и распределение их мощностей. Буровые скважины, заложенные на различных шельфах, и геофизические профили показали, что на размытом домезозойском фундаменте шельфа на окраинах атлантического типа спокойно залегают мезозойские осадки — мелководные морские и частично континентальные. Они накапливались в обстановке компенсации прогибания накоплением. Их мощность увеличивается в сторону океана — к внешнему краю шельфа. Это означает, что внешний край шельфа опускался сильнее, чем прибрежная его часть, что прогибание шельфа сопровождалось увеличением наклона его фундамента к океану. Переходя на континентальный склон, осадки попадают в обстановку глубоководного некомпенсированного накопления и мощность их быстро уменьшается. На рис. 94 приведен профиль через Атлантическую окраину материка Северной Америки.

Начало опускания шельфа в разных районах падает на разное время. Судя по возрасту осадков в основании осадочного чехла шельфов, самое раннее начало опускания приходится на раннюю юру. Однако значительно чаще опускание и наклон шельфа начинались в раннем

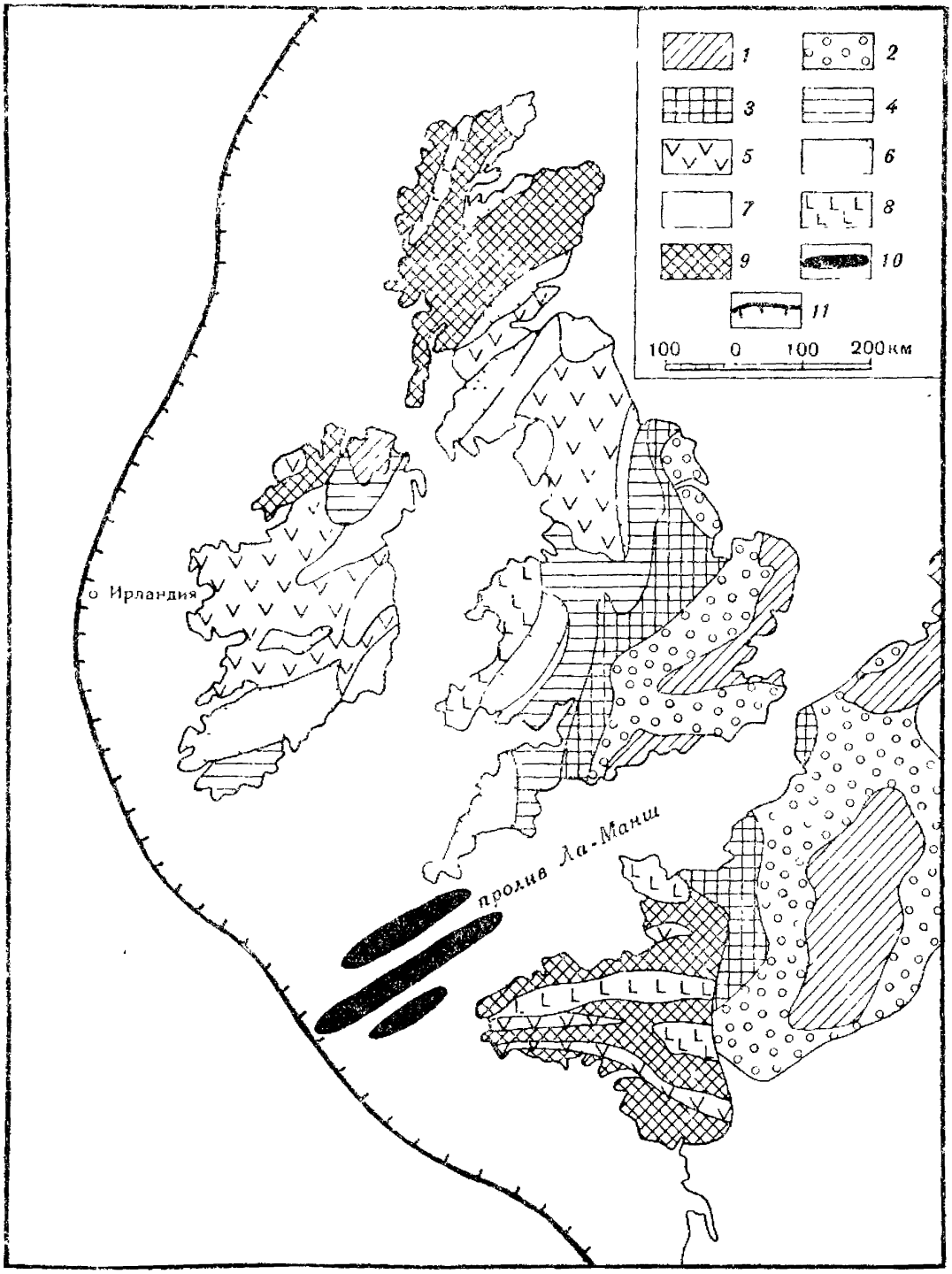


Рис. 93 Срезание домезозойских структур у окраины Атлантического океана в Западной Европе: *1* — третичные; *2* — меловые; *3* — юрские, *4* — триасовые; *5* — каменноугольные; *6* — каменноугольные и девонские нерасчлененные; *7* — ордовикские и силурийские нерасчлененные; *8* — силурийские, ордовикские и кембрийские нерасчлененные; *9* — докембрийские; *10* — простирание магнитных аномалий в проливе Ла-Манш; *11* — край континентального шельфа

мелу и уже все шельфы на периферии этого типа были вовлечены в опускание с начала позднего мела. Амплитуда опускания фундамента шельфа на его внешнем крае измеряется обычно двумя-тремя километрами.

Ниже шельфа на континентальном склоне в некоторых местах на глубине 1—2 км обнаруживаются уступы, так называемые краевые плато. Ширина таких плато сотни километров. Из них лучше изучено краевое плато Блейк у берегов Флориды (рис. 95). Оно имеет в длину 900 км, в ширину — 300 км, а глубина его меняется от 600 м на севере до 1200 м на юге. На противоположном берегу Атлантического

океана у берега Пиренейского полуострова известно Иберийское краевое плато, расположенное на глубинах от 1800 до 2700 м. Ширина его 250 км. Были обнаружены другие краевые плато как в южной, так и в северной частях Атлантики.

Как показали скважины, пробуренные на плато Блейк, последнее вплоть до начала эоцена представляло собой часть шельфа. Об этом

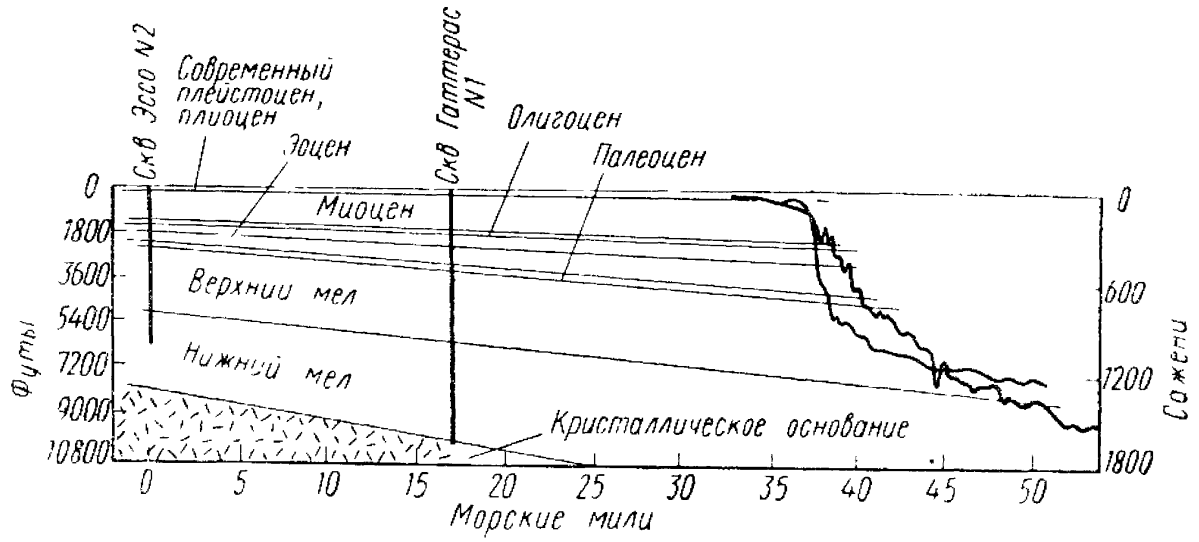


Рис. 94. Разрез шельфа на Атлантическом побережье Северной Америки у м. Гаттераса (по Хейзену, Тарп и Юингу)

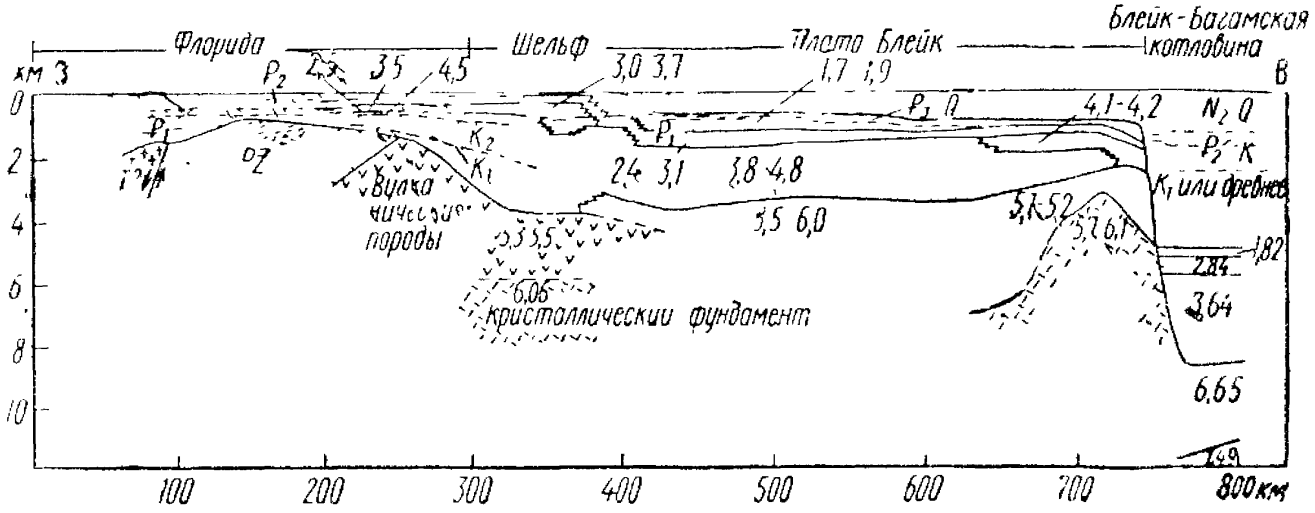


Рис. 95. Разрез через континентальный шельф, краевое плато Блейк и континентальный склон у берегов Флориды. Цифры — скорости продольных сейсмических волн, км/сек

свидетельствуют мелководные отложения нижнего и верхнего мела, слагающие восточный уступ плато Блейк. В то время, следовательно, шельф был значительно шире, чем сейчас. Эоценовые и более молодые отложения являются уже глубоководными. Значит, краевое плато откололось от шельфа и опустилось в конце мела — начале эоцена. По-видимому, в это же время опустилось и Иберийское краевое плато Опускание краевых плато представляет процесс, осложняющий спокойное увеличение наклона шельфа в сторону океана.

Периферия материков атлантического типа, как правило, вулканизм несвойствен.

Гораздо сложнее строение и развитие **материковых окраин тихоокеанского типа.** На этих окраинах к океану примыкает зона молодой

геосинклинали, развивавшейся в течение мезозоя и кайнозоя, на месте которой в неотектонический этап возникла эпигеосинклинальная орогенная зона. Такие условия в переходной между материком и океаном зоне мы находим вокруг всего Тихого океана, но также на северо-востоке Индийского океана (где последний примыкает к островам Индонезии) и на небольших участках периферии Атлантического океана (у Антильских и Южных Сандвичевых островов и Гибралтарского пролива). Частично геосинклиналь и орогенная зона лежат на материке, как это наблюдается на западном побережье Северной и Южной Америки, частично же они прослеживаются на островных дугах, что особенно характерно для западной окраины Тихого океана. Такие островные дуги называются островными дугами первого типа. Примерами являются Японские острова, Филиппины, Новая Гвинея, Индонезия, Новая Зеландия, а также Большие Антильские острова. Следует подчеркнуть, что геосинклинали и орогены островных дуг первого типа ничем существенным не отличаются от геосинклиналей, находящихся полностью на материке. Развиваются они в соответствии с теми же общими закономерностями и структуры в них образуются такие же.

Если говорить о крупных структурах, то можно отметить общую параллельность мезокайнозойских геосинклинальных и орогенных структур и края океана. Но в деталях картина взаимоотношения этих структур и океана оказывается значительно более сложной. Складчатые структуры почти повсеместно срезаны краем океана. Отдельные острова, входящие в состав островных дуг первого типа, оказываются структурными «обрубками», обрезанными большими океаническими глубинами со всех сторон. При этом обнаруживается, что возраст срезания очень молодой; срезанию во многих местах подверглись не только плиоценовые, но и плейстоценовые структуры. Примеры срезания молодых структур хорошо видны на Японских островах и у берегов Южной Калифорнии (рис. 96 и 38). Срезание это связано с разломами, с раздроблением земной коры на глыбы, из которых одни опустились, другие остались в поднятом положении. Путем такого раздробления коры океан как бы «вгрызается» в прилегающие материковые структуры.

Развитием «вгрызания» является образование окраинных морей позади островных дуг первого типа. Берингово, Охотское, Японское и другие окраинные моря, расположенные вдоль западной периферии Тихого океана, судя по геологическим данным, которые будут рассмотрены позже, очень молоды. Их образование относится преимущественно к неогену и даже к четвертичному времени. Именно благодаря образованию этих морей островные дуги первого типа оказались отделенными от материка. В некоторых случаях, однако, такое отделение не было завершено. Например, Камчатка с ее молодыми геосинклиналью и орогеном является «незаконченной» островной дугой первого типа, сохранившей свою связь с материком.

На периферии тихоокеанского типа наблюдаются и более значительные признаки глубокого раскалывания земной коры.

Геологические данные показывают, что начиная с поздней юры вокруг Тихого океана начали образовываться крупнейшие разломы, которые стали каналами для интенсивной вулканической деятельности. В поздней юре образовался Охотско-Чукотский разлом, который в конце юры и в течение мела был зоной излияния огромного объема андезитовой и андезитобазальтовой лавы. В позднем мелу излияния андезитов происходили также вдоль западного побережья Японского моря,

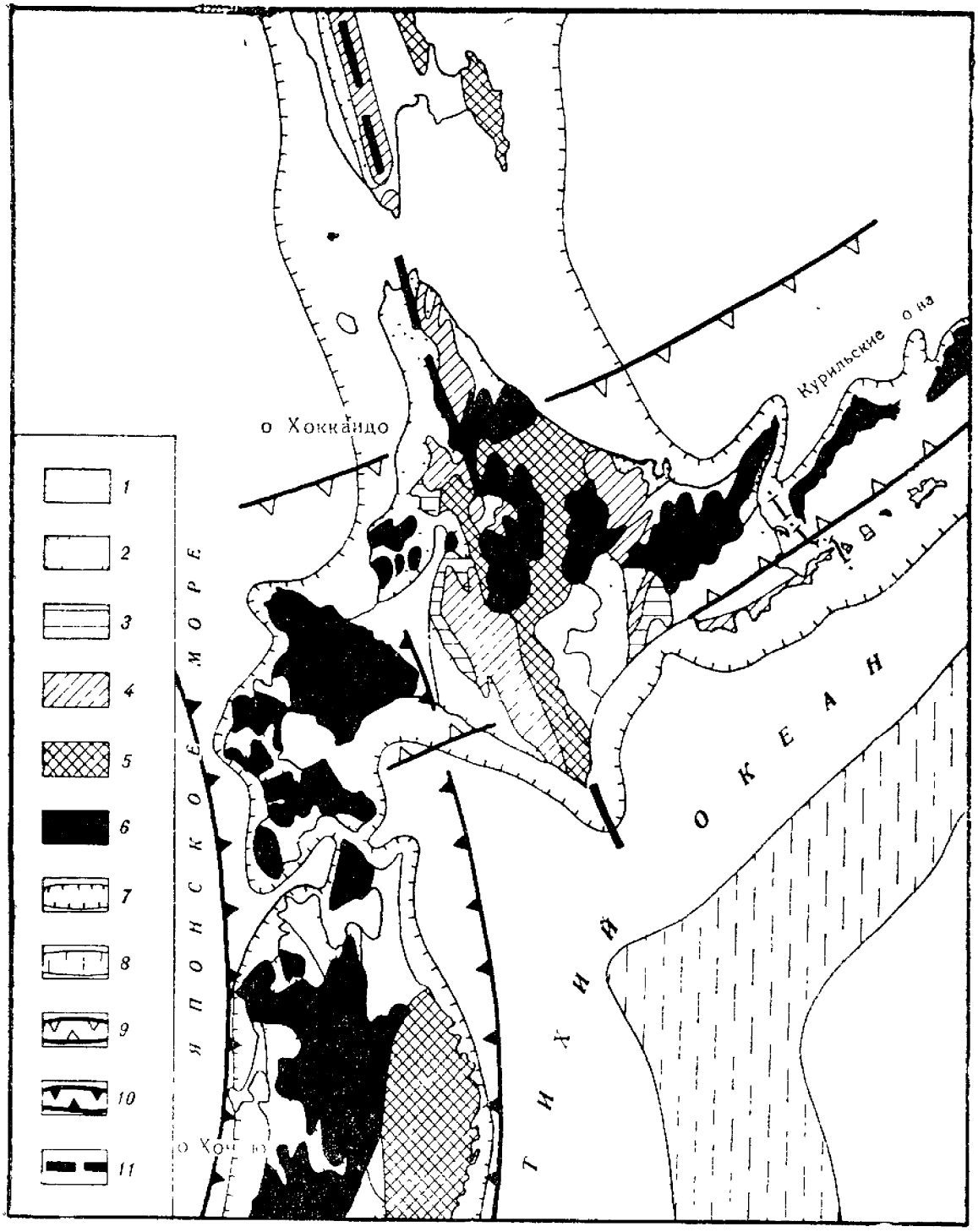


Рис. 96 Схема строения района о. Хоккайдо: *1* — четвертичные; *2* — неоген; *3* — палеоген; *4* — мел и юра; *5* — верхний палеозой; *6* — четвертичные и неогеновые вулканические излияния; *7* — граница шельфа; *8* — глубоководный желоб, *9* — граница Курильской островной дуги 2-го типа; *10* — границы Японской островной дуги 1-го типа; *11* — ось складчатой зоны Сахалин — Хоккайдо

в Южной Корее и Юго-Восточном Китае. Можно рассматривать линии разломов, связанные с этими излияниями, как первое трассирование границы, по которой позже будут образовываться окраинные моря.

По другую сторону Тихого океана — в Андах и Кордильерах — поздняя юра и мел были эпохой формирования огромного гранодиоритового батолита. Последний протянулся почти непрерывной полосой вдоль этих подвижных зон на многие тысячи километров. Этот батолит можно объяснить глубоким раскалыванием тектоносферы: раскалывание охватило верхние слои мантии и глубокие слои коры, создав таким образом пути подъема из мантии в кору горячих магматических

астенолитов, но не достигло поверхности земли, почему процесс не дошел до стадии вулканических извержений, а остановился на стадии интрузий.

В конце мела начинается процесс образования новых больших расколов по периферии Тихого океана, расположенных теперь ближе к его внутренним областям. Расколы эти имеют преимущественно форму пологих дуг, и вдоль них образуются цепочки вулканов — так называемые островные дуги второго типа. Дальнейший рост расколов и дальнейшее увеличение числа и объема вулканов следует отнести к более позднему времени — миоцену и плиоцену. Многочисленные примеры островных дуг второго типа мы находим на севере и западе Тихого океана. Это Алеутская вулканическая дуга, Курильские острова, Бонино-Марианская дуга и ряд цепочек вулканических островов, расположенных в юго-западной части Тихого океана в Меланезии. В отличие от островных дуг первого типа островные дуги второго типа не переживали геосинклинального развития: они представляют собой всего лишь глубинные разломы, вдоль которых цепочками размещены вулканы. Последние выбрасывают преимущественно андезитовую и андезитобазальтовую лаву. Возраст наиболее древних извержений эоценовый; многие вулканы продолжают свою деятельность до сих пор.

Обязательный элемент дуги второго типа — глубоководный желоб, опоясывающий дугу с внешней стороны. Такие желоба являются зонами наибольших глубин в океанах. Их ширина около 100 км, склон, прилегающий к дуге, крутой, а противоположный — более пологий. Глубина дна в желобах обычно превышает 7 км, а в одном из желобов — Марианском — была обнаружена рекордная океаническая глубина 11 023 м

Особый интерес представляют формы взаимоотношения дуг первого и второго типов. Вулканические дуги второго типа сплошь и рядом накладываются на дуги первого типа, в связи с чем на последних образуются цепочки вулканов, извергающих андезитовую и андезитобазальтовую лаву. При этом вулканические дуги могут накладываться на геосинклинальные и орогенные структуры дуг первого типа под различными секущими углами. Примером может явиться вулканическая зона на о. Хонсю в Японии, известная под названием Фосса Магна («Большой Ров»). Она лежит как раз на продолжении Бонино-Марианской дуги второго типа, которая подходит к острову в его средней части почти под прямым углом у п-ова Идзу (рис. 97). Несомненно, что Фосса Магна, пересекающая складчатые структуры о. Хонсю под прямым углом, является продолжением Бонино-Марианской дуги. В структурном отношении Фосса Магна представляет собой узкий и глубокий прогиб, заполненный миоценовыми отложениями — глинами и вулканогенными породами. Прогибание закончилось в среднем миоцене, когда отложения миоцена были смяты в складки в процессе инверсии прогиба. Здесь же в четвертичное время образовались большие андезитовые вулканы (Фудзи, Хаконе и др.).

Другой пример наложения дуги второго типа на дугу первого типа мы находим на о. Хоккайдо, где цепочка вулканов сечет складчатые и орогенные структуры под острым углом (см. рис. 96). В других случаях вулканическая дуга может быть наложена на геосинклинальные и орогенные структуры вдоль простирания последних. Это, например, можно наблюдать на Камчатке, где полоса андезитовых вулканов протягивается параллельно простиранию структурных зон молодой геосинклинали и складок. В таких случаях глубоководный желоб располагается вдоль дуги первого типа.

Параллельно с образованием островных дуг второго типа многократное раскалывание земной коры вокруг Тихого океана проявлялось и в другой форме. Отметим огромные по объему вулканические излияния Каскадного комплекса в Кордильерах Северной Америки, которые в целом охватили время от верхнего эоцена до четвертичного периода. С конца миоцена происходило усиленное раскалывание сбросами складок Южной Калифорнии. Чрезвычайно сильный андезитовый вулканизм сопровождал историю Анд в эоцене, миоцене и четвертичном периоде.

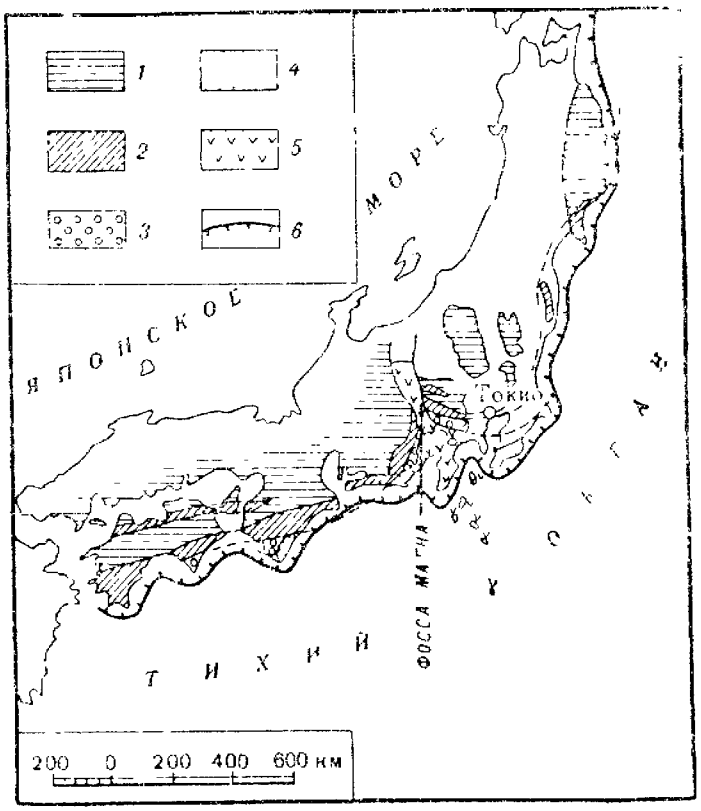


Рис. 97. Схема строения части Японских островов: *1* — палеозой; *2* — мезозой, *3* — палеоген; *4* — неоген; *5* — неогеновые и четвертичные вулканические породы; *6*—край шельфа

Аналогичный комплекс явлений, включающий интенсивное раздробление земной коры, глыбовые ее вертикальные смещения и сильный вулканизм, характеризовал мезокайнозойское развитие и других материковых периферий тихоокеанского типа.

Следовательно, режим окраин материков тихоокеанского типа существенно отличается от режима окраин атлантического типа. Если на атлантических окраинах в течение мезокайнозоя происходило спокойное опускание прибрежной зоны с постепенным увеличением наклона фундамента шельфа в сторону океана, то на тихоокеанских окраинах опускание суши, хотя и являлось основным фоном развития, происходило не спокойно и постепенно, а путем образования разломов и оседания по ним отдельных глыб коры. Тогда как режим атлантического типа практически лишен вулканизма, тихоокеанский режим, напротив, включает сильнейший магматизм, преимущественно в эффузивной форме, как свою обязательную составную часть. Специфичен и состав магм: среди излияний решительно преобладают андезиты и андезитобазальты, а среди интрузий — гранодиориты.

Здесь необходимо указать на довольно широко распространенное недоразумение, причина которого заключается в том, что не проводится различие между островными дугами первого и второго типов, между геосинклинальными и орогенными структурами первых и чисто вулканическими сооружениями вторых. В этом случае полагают, что андезитовые вулканы Японии, Кордильер Северной Америки, Анд Южной Америки принадлежат к циклу орогенного эпигеосинклинального развития, что они непосредственно связаны с длительной предыдущей историей этих дуг. Из всего геологического материала, однако, следует, что андезитовый вулканизм является процессом, наложенным на геосинклинальное и орогенное развитие дуг первого типа. Наложен он был не раньше эоцена, но главным образом начиная с миоцена. Этот наложенный процесс принадлежит к окраинному режиму тихоокеан-

Класс режимов	Режим	Стадия развития	Контрастность и интенсивность (скорость и амплитуда) колебательных движений	Взаимоотношение опусканий и поднятий	Преобладающие осадочные формации	Характер и степень проницаемости коры
Геосинклинальный	эвгеосинклинальный	офиолитовая	большие	значительное преобладание опусканий; некомпенсированные прогибы	нижнетерригенная и глубоководная кремнистая (яшмовая)	рассеянная, большая
		инверсионная	умеренные	равновесие опусканий и поднятий; слабое преобладание поднятий в конце стадии	верхнетерригенная (флишевая, каустобиолитовая)	сосредоточенная, малая
	миогеосинклинальный	компенсированного прогибания	умеренные	преобладание опусканий	нижнетерригенная (аспидная, сменяющаяся позже мелководной известняковой)	рассеянная, малая
		инверсионная	малые и умеренные	равновесие поднятий и опусканий; слабое преобладание поднятий в конце стадии	верхнетерригенная (флишевая, каустобиолитовая)	сосредоточенная, малая
	парагеосинклинальный		малые и умеренные	преобладание опусканий; слабое преобладание поднятий в конце цикла	песчано-глинистая (нижнетерригенная), сменяющаяся известняковой, которая часто преобладает; выше верхнетерригенная (в том числе флишевая и каустобиолитовая)	сосредоточенная, малая
	срединных массивов		малая	равное развитие слабых поднятий и опусканий	песчано-глинистая и известняковая	сосредоточенная, большая

Таблица 3

РЕЖИМЫ

Характерный магматизм	Региональный метаморфизм и гранитизация	Тип складчатости	Характерный тип разрывов	Главнейшие полезные ископаемые	Примеры
основные подводные излияния и пластовые интрузии (штоки, лакколиты); ультрабазиты (офиолиты); в конце стадии—средние и кислые излияния и плагиогранитные интрузии	пропилитизация	складчатость не характерна; глыбовые складки на интрагеоантиклиналях	глубинные взрезы	колчеданные руды меди, цинка, свинца; магматические месторождения хромитов, платины, титаномагнетитов	Саяны в раннем палеозое; восточный склон Урала в раннем и среднем палеозое' Альпы в юре и раннем мелу; Сьерра-Невада в триасе
гранитные батолиты	региональный метаморфизм и гранитизация (батолиты)	общего смятия и глубинный	надвиги, покровы гельветского и пенинского типов	скарновые месторождения вольфрама; гидротермальные месторождения золота, меди, молибдена, свинца, цинка, пегматитов; месторождения олова, вольфрама	Саяны, Северный Тянь-Шань в силуре; восточный склон Урала в карбоне; Альпы в палеогене; Сьерра-Невада в поздней юре
отсутствует или слабые проявления основных излияний и пластовых интрузий	отсутствуют	отсутствует или слабая складчатость глыбового типа	глубинные взрезы	рассеянные руды ванадия, молибдена, радиоактивных элементов; фосфориты	Большой Кавказ в мезозое; западный склон Урала в раннем и среднем палеозое; Балхашская зона в Центральном Казахстане в среднем палеозое
граниты, малые интрузии, нормальные и щелочные	умеренный, зеленосланцевый метаморфизм и гранитизация	глыбовый, нагнетания, в меньшей мере общего смятия	надвиги, взбросы, покровы гельветского типа	те же, что в инверсионную стадию эвгеосинклиналей	Большой Кавказ в олигоцене; западный склон Урала в среднем карбоне; Верхояно-Колымская зона в средней юре
слабый магматизм, выраженный основными дайками, силлами, щелочными лакколитами и магматическими диапирами	отсутствуют	глыбовый и нагнетания	взбросы, взрезы	уголь, нефть, каменная и калийная соль; гидротермальные месторождения ртути, сурьмы, олова, золота, свинца, цинка; месторождения радиоактивных элементов и редких земель	Донбасс; известняковый Дагестан; Пиренеи в альпийском цикле
разнообразные эффузивные породы основные и кислые, а также щелочные; грещинные интрузии, основные, кислые и щелочные	отсутствуют или слабые	глыбовый	взрезы, взбросы	гидротермальные метасоматические скарновые месторождения цветных, редких и благородных металлов	Армянский массив в Закавказье; Венгерский массив, Македоно-Родопский массив

Класс режимов	Режим	Стадия развития	Контрастность и интенсивность (скорость и амплитуда) колебательных движений	Взаимоотношение опусканий и поднятий	Преобладающие осадочные формации	Характер и степень проницаемости коры
Орогенный	эпигеосинклинальный		большая	значительное преобладание поднятий	молассовая и лагунная (в том числе каустобиолитовая)	сосредо[illegible] большая
	эпиплатформенный (тектоническая активизация платформ)		большая и умеренная	значительное преобладание поднятий	молассовая и лагунная (в том числе каустобиолитовая)	сосредоточенная, большая и умеренная
Рифтовый			умеренная и большая	опускание грабенов среди пологого обширного поднятия	молассовая и лагунная	сосредоточенная, большая
Платформенный	древних платформ		очень малая	в целом равновесие при малом преобладании опусканий в начале цикла и поднятий в конце	общая последовательность формаций снизу вверх: а) нижнетерригенная (в том числе битуминозная), б) известняковая, в) верхнетерригенная (в том числе каустобиолитовая), г) молассовая и лагунная	непроницаемость
	молодой платформы		малая	в целом равновесие при преобладании опусканий в начале цикла и поднятий в конце	общая последовательность формаций та же, что на древних платформах	сосредоточенная, очень слабая
Магматической активизации	а) платобазальтовый		очень малая	слабое преобладание опускания		сосредоточенная, умеренная или большая

Продолжение табл. 3

Характерный магматизм	Региональный метаморфизм и гранитизация	Тип складчатости	Характерный тип разрывов	Главнейшие полезные ископаемые	Примеры
преобладают излияния лав среднего и кислого состава; трещинные основные, средние и кислые интрузии	отсутствуют	глыбовый и нагнетания; локальные проявления складчатости общего смятия	глубинные взрезы; сбросы, взбросы, надвиги	гидротермальные месторождения цветных, редких, радиоактивных и благородных металлов; скарновые свинцово-цинковые месторождения; осадочные месторождения железа, меди, ванадия, урана; каменная и калийная соль, гипс, ангидрит; бокситы, уголь, газ, нефть	Альпы, Кавказ, Апеннины, Динариды на неотектонической стадии
основные и щелочные излияния; трещинные интрузии того же состава	отсутствуют	глыбовый и нагнетания; локальные проявления складчатости общего смятия	глубинные взрезы; сбросы, взбросы, надвиги	гидротермальные месторождения олова, вольфрама, свинца, цинка, ртути, сурьмы; бокситы; россыпные месторождения золота, монацита и др.; каменная и калийная соль; уголь, газ, нефть	Тянь-Шань, Алтай, Саяны, Куньлунь, горы Скандинавии, Шотландии на неотектонической стадии
основные и щелочные излияния	отсутствуют	глыбовый	взрезы, сбросы, взбросы; основная форма структуры—грабены	горячие воды; диатомиты, угли	Аравийско-Африканский пояс; Байкальский, Рейнский рифты; рифт Большого Бассейна
отсутствует или очень слабые проявления основных и щелочных излияний и малых интрузий	отсутствуют	глыбовый и нагнетания	взрезы, сбросы, взбросы	уголь, газ, нефть; каменная и калийная соль; осадочные месторождения меди, железа, марганца	Восточно-Европейская, Канадская, Сибирская, Африканская платформы
слабые проявления основных излияний, трещинных интрузий и лакколитов щелочного состава	отсутствуют	глыбовый и нагнетания	взрезы, сбросы, взбросы	уголь, газ нефть; каменная и калийная соль; осадочные месторождения меди, железа, марганца	Урало-Сибирская эпигерцинская платформа; Западно-Европейская эпигерцинская и эпикаледонская платформа
платобазальты	отсутствуют	отсутствует	сбросы, взрезы	магматические месторождения никеля, меди; скарновые месторождения железа; бокситы кор выветривания	плато Декан в Индии; Тунгусская синеклиза; синеклиза Парана

Класс режимов	Режим	Стадия развития	Контрастность и интенсивность (скорость и амплитуда) колебательных движений	Взаимоотношение опусканий и поднятий	Преобладающие осадочные формации	Характер и степень проницаемости коры
	б) центральных интрузий и трубок взрыва		очень малая	неопределенно		сосредоточенная, умеренная или большая
Окраин материков	атлантический		малая	преобладают опускания	песчано-глинистая, лагунная, каустобиолитовая	непроницаемость
	тихоокеанский		очень большая	преобладают опускания	песчано-глинистая	сосредоточенная, большая

Примечание. При заполнении графы 12 автор пользовался консультацией акад. В. Н. Смирнова.

ского типа, тогда как предшествующие геосинклинальный и орогенный режимы дуг первого типа принадлежат к нормальным геосинклинальным и орогенным режимам, вполне аналогичным их проявлениям в любых других областях материков.

Мы приходим к выводу, что оба окраинных режима имеют в основе своего развития опускание земной коры. Но в одном случае это опускание происходит путем спокойного изгибания коры с очень малой ролью разломов, в другом же оно полностью связано с глубоким раскалыванием коры и глыбовыми обрушениями и сопровождается сильнейшей магматической деятельностью.

В табл. 3 сведены данные об особенностях всех перечисленных эндогенных режимов материков.

Глава 18

ГЛАВНЕЙШИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ЭНДОГЕННОГО РАЗВИТИЯ МАТЕРИКОВ

ОБЩАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ЭНДОГЕННЫХ РЕЖИМОВ

Историю эндогенных режимов можно восстановить, изучая породы разного возраста начиная от наиболее древних и признаки тех тектонических, магматических и метаморфических процессов, которым эти породы подвергались. Наиболее древние горные породы обнажаются на

Продолжение табл. 3

Характерный магматизм	Региональный метаморфизм и гранитизация	Тип складчатости	Характерный тип разрывов	Главнейшие полезные ископаемые	Примеры
разнообразные по составу (преимущественно щелочные) интрузии—трещинные, лакколиты, магматические диапиры; кимберлитовые трубки взрыва	отсутствуют	глыбовый	сбросы, взрезы	алмазы; скарновые гидротермальные месторождения железа; редкие земли, апатиты	Кольский полуостров на Балтийском щите; Анабарский щит; Южная Африка
отсутствует	отсутствуют	глыбовый и нагнетания	слабое развитие сбросов и взрезов	газ, нефть, каменная соль, россыпи рутила, ильменита, циркона, монацита	восточная окраина Северной и Южной Америки; северная окраина Евразии
мощные наземные излияния андезитов и андезитобазальтов; интрузии гранодиоритов и гранитов	слабые	глыбовый, общего смятия	большое развитие сбросов и взрезов; глубинные надвиги	вулканогенные гидротермальные месторождения золота, серебра, цинка, олова, вольфрама, меди, ртути, серы и др; россыпи рутила, ильменита, циркона, монацита	западные окраины Северной и Южной Америки; зоны островных дуг Восточной и Юго-Восточной Азии

кристаллических щитах, таких, как Балтийский, Канадский, Анабарский, Гвианский, Бразильский, Африканский и др.

К сожалению, данные относительно геологического строения щитов до сих пор остаются крайне несовершенными. Отсутствие в древних породах распознаваемых органических остатков, сложнейшие деформации, почти повсеместный метаморфизм и гранитизация чрезвычайно затрудняют решение как стратиграфических, так и тектонических вопросов. Представление о возрасте пород основывается главным образом на абсолютных определениях, которые, как известно, не всегда могут быть интерпретированы однозначно.

Несмотря на эти трудности, за последние десятилетия успехи в изучении геологии щитов все же очень велики, и они позволяют разделить, хотя и грубо, докембрий на основные этапы, различающиеся характером эндогенного развития.

Особенностью строения щитов является то, что земная кора в их пределах в течение докембрия многократно подвергалась метаморфизму, гранитизации, пронизыванию магматическими интрузиями, частичному переплавлению и сложным деформациям. При этом все перечисленные процессы повторялись в значительной мере в одних и тех же районах, т. е. сходные процессы многократно «перелопачивали» один и тот же материал земной коры. Мы можем говорить о повторных эндогенных импульсах.

Однако за пределами районов такого повторного наложения сходных процессов все же каждый раз оставались участки, куда очередные метаморфические, магматические и тектонические процессы не проника-

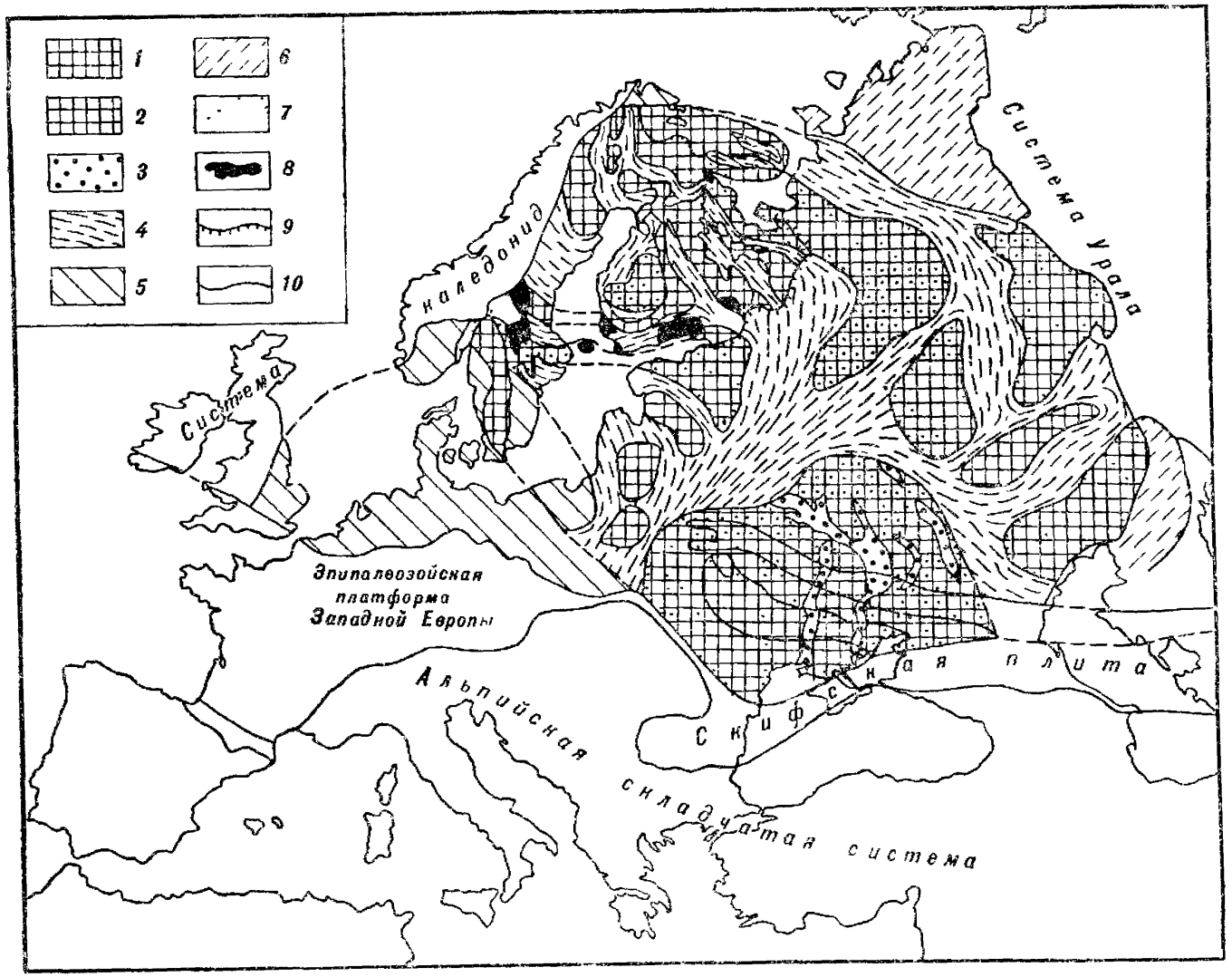


Рис. 98. Схема строения складчатого основания Восточно-Европейской платформы (составил М. В. Муратов). За пределами контура Балтийского и Украинского щитов под чехлом осадочных пород схема является предположительной, обоснованной геофизическими данными и редкими скважинами: *1* — массивы гнейсов, остатки протоплатформы; *2* — такие же массивы меньших размеров, переработанные карельскими и свекофенскими гранитоидами; *3* — прогибы системы саксаганид; *4* — геосинклинальные прогибы карелид и свекофенид; *5*—готская система, *6*—система тиманид (байкалид); *7* — участки, покрытые иотнийскими песчаниками, *8* — граниты рапакиви; *9* — контур осадочного чехла платформы; *10* — граница Восточно-Европейской платформы

ли или проникали в ослабленном виде. Очевидно, для восстановления истории развития и распространения эндогенных режимов такие участки, не захваченные очередным импульсом эндогенных процессов и сохранившие в своем строении в нетронутом виде результаты предыдущего аналогичного импульса, представляют наибольший интерес, так как только по ним можно проследить, что нового вносил в земную кору каждый новый эндогенный импульс. Оказывается, что чем глубже мы спускаемся в геологическую историю, тем меньше площадь тех участков, которые сохранили нетронутой более древнюю структуру по отношению к той, которая эти участки окружает. По мере приближения к концу докембрия участки сохранившихся относительно более древних структур становятся все крупнее.

За примерами мы будем обращаться к четырем щитам: Балтийскому, Украинскому, Канадскому и Африканскому. Схемы их строения изображены на рис. 98, 99, 100.

На всех четырех щитах самые древние породы имеют возраст от 3 до 3,5 млрд. лет. Это вообще самые древние породы земной коры,

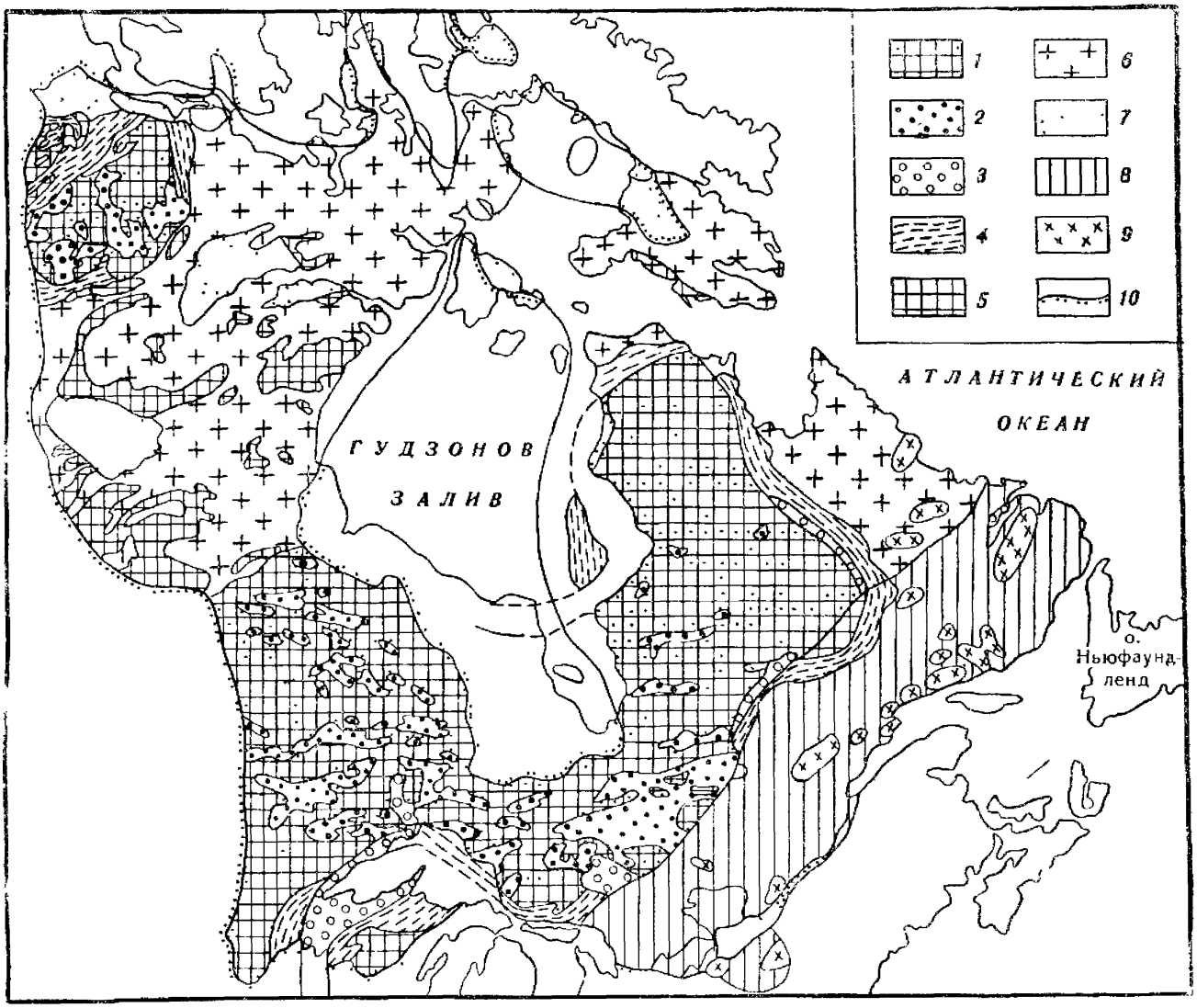


Рис. 99. Схема строения центральной части Канадского щита (составил М. В. Муратов): *1* — протоплатформа — архейские граниты; *2* — участки и полосы складчатых архейских пород серии Киуэтин, прогибы Тимискаминг и др.; *3* — древнейший чехол протоплатформы, соответствующий Гурону; *4* — складчатый Гурон (нижний протерозой); *5* — гнейсы и другие породы, охваченные гудзонской складчатостью; *6* — гудзонские граниты и гнейсы с включением более древних пород; *7* — средне- и верхнепротерозойский (послегудзонский) осадочный чехол; *8* — гнейсы, другие метаморфические породы и граниты системы Гренвилл; *9* — анортоклазовые интрузии (анортозиты); *10* — граница осадочного чехла Северо-Американской платформы

обнаруженные до сих пор. На Балтийском щите они обнажаются в виде глыб (размером в десятки километров) биотит-гиперстеновых и биотит-амфиболитовых гнейсов, а также амфиболитов, т. е. главным образом метаморфизованных основных вулканогенных пород. Глыбы основных метапород с возрастом 3,2 млрд. лет обнаружены и на Украинском щите.

На Канадском щите древнейшие породы образуют два массива: массив оз. Верхнего и массив Йеллоунайф. Это гнейсы, а также габбро и перидотиты, относимые к свите Киуэтин, имеющие возраст свыше 3 млрд. лет. В Африке породы того же возраста, представленные различными гнейсами, а также кварцитами и основными магматическими породами, превращенными в амфиболиты, обнажаются в пределах двух массивов: Северо-Африканского и Южно-Африканского. Наилучшим образом они изучены в Южной Родезии, где объединяются в себаквийскую и булавийскую системы.

На всех щитах древнейшие породы подверглись сильной гранитизации. Возраст гранитов и мигматитов 2,7—2,8 млрд. лет до нашего времени.

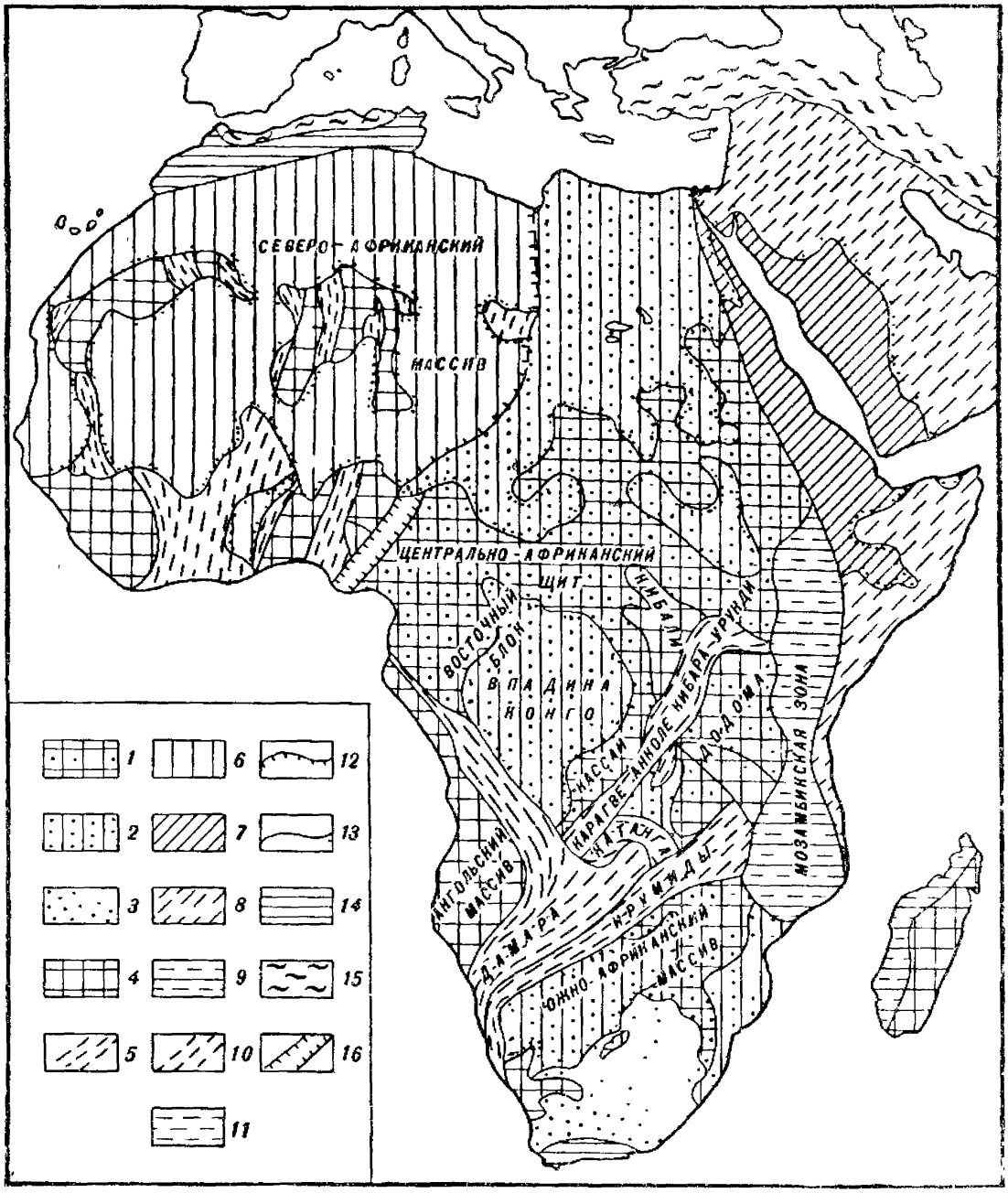


Рис. 100. Схема строения складчатого основания Африканской платформы (составил М. В. Муратов): *1* — протоплатформа Южной Африки, Восточного блока Северной Африки и отдельные массивы с возрастом более 2 500 млн. лет; *2* — то же под осадочным чехлом; *3* — нижнепротерозойский чехол на протоплатформе Южной Африки; *4* — древний массив Западного блока Северной Африки, а также массивы Кибали-Лукоши, Майумбе, Анголы и др.; *5* — грабенообразные впадины, заполненные формациями Бирримия и Фарузия в пределах Западного блока Северной Африки (1 820—1 730 млн лет); *6* — то же и древние массивы Западного блока Северной Африки под осадочным чехлом; *7* — позднедокембрийская складчатая система побережья Красного моря; *8* — то же под осадочным чехлом; *9* — Мозамбикская зона; *10* — складчатые системы Ирумид и Карагве-Анколе-Кибара-Урунди (900—1 200 млн. лет); *11* — Катангская система и система Дамара; *12* — главнейшие докембрийские разломы; *13* — контуры главнейших площадей осадочного чехла; *14* — палеозойские складчатые структуры Капской системы и Средиземноморского пояса Северной Африки: *15* — Альпийская система Северной Африки; *16* — мезозойский грабен Бенуэ

В целом характерными повсеместными особенностями этих толщ являются: сильный региональный метаморфизм, достигающий местами гранулитовой фации (хотя преобладает амфиболитовая фация), гранитизация и сложные деформации Последние представлены двумя основными типами: во-первых, гнейсовыми, гранитогнейсовыми и мигматитовы-

ми куполами и валами; во-вторых, сложнейшей дисгармоничной складчатостью, особенностью которой является наложение друг на друга складок разного порядка и разных простираний. Складчатость развита в полосах между куполами и валами. Для всей структуры характерно отсутствие линейности: купола имеют округлую или неправильную форму, валы изгибаются по простиранию и нередко вырисовывают сложные петли. Еще меньше можно говорить о каком-либо определенном простирании складок, для которых обычны вертикальные шарниры. Пример такой структуры был изображен на рис. 67. Эта складчатость должна быть отнесена к глубинному типу; она образовалась в обстановке низкой вязкости пород под влиянием объемных сил, вызывавших сплошное течение материала.

Поскольку сильные деформации, метаморфизм и гранитизация наблюдаются в этих породах всюду, где они сохранились, можно высказать предположение, что те же особенности состава и строения характеризовали эти породы там, где они потом были переработаны последующими тектоническими, магматическими и метаморфическими процессами. Конечно, это предположение опирается на наблюдения на очень небольших площадях выходов архейских пород, но поскольку выходы разбросаны по всем щитам и характер их всюду одинаков, такое предположение кажется вероятным.

Отсюда можно заключить, что на протяжении времени от 3,5 до 2,8 или 2,7 млрд. лет до нашего времени, т. е. в течение всего архея, на материках повсеместно господствовали условия, которые, по-видимому, отвечают признакам эвгеосинклиналей. Действительно, среди архейских пород широко развиты метаморфизованные основные магматические породы, которые могут представлять офиолитовую стадию развития геосинклиналей; те же породы испытали сильный региональный метаморфизм, гранитизацию и сложную складчатость, что можно рассматривать как след инверсионной стадии. Повсеместность проявления эвгеосинклинальных признаков позволяет назвать эту стадию развития земной коры, наиболее древнюю из известных нам, п а г е о с и н к л и н а л ь н о й, и л и п е р м о б и л ь н о й.

Отмеченное выше характерное для данной стадии отсутствие линейности в расположении структур следует приписать полному отсутствию или очень малой роли глубинных разломов. Это обстоятельство согласуется с характером деформаций, указывающим на весьма пластичное состояние пород. Основной тектонической формой является глубинный диапир в форме гранитогнейсовых куполов или валов. А складчатость в окаймляющих купола и валы метаморфических сланцах связана, по-видимому, преимущественно с распирающим действием глубинных диапиров на вмещающие породы.

Гранитизация, приуроченная к эпохе 2,7—2,8 млрд. лет до нашего времени, привела к формированию в земной коре кристаллического панциря, покрывавшего, по-видимому, огромные площади, далеко выходившие за пределы тех участков, на которых этот панцирь сохранился до нашего времени. Но панцирь позже был тектонически «взломан» и на месте его разрушения образовались прогибы, которые заполнялись осадочными и вулканогенными породами, превратившимися в дальнейшем в метаморфические породы, главным образом амфиболитовой фации. Это различные кристаллические сланцы и гнейсы. Характерны также джеспилитовые сланцы. Эти породы не только метаморфизованы, но и гранитизированы и сложно деформированы. Их возраст от 2,6 до 1,9 млрд. лет. Сюда относятся беломорская гнейсовая свита Карелии и Кольского полуострова, криворожская серия Украинского щита. На Ка-

надском щите к тому же этапу принадлежит серия Тимискаминг (возраст около 2,5 млрд. лет). На Африканском щите известны полосы конгломератов, кварцитов и филлитов, возраст которых около 2,7 млрд. лет. Там же развиты метаморфические породы система Убенди-Рузизи) с возрастом 2,1—1,8 млрд. лет.

Все эти породы, относящиеся к раннему протерозою, образуют полосы, ограниченные теми архейскими глыбами, о которых шла речь выше. Иногда архейские глыбы столь малы, что имеют вид как бы «островов» среди полос раннепротерозойских пород. В других случаях, наоборот, полосы раннепротерозойских пород имеют всего несколько десятков километров в ширину. Например, очень узкие полосы образуют выходы криворожской серии на Украинском щите. Значительно более широкие полосы сложены породами того же возраста на Африканском щите. Такие полосы имеют на значительных протяжениях прямолинейные или слабо изогнутые параллельные друг другу ограничения, несогласно срезающие внутреннюю структуру соседних архейских глыб. Признаки линейности проявляются не только в ограничениях полос раннепротерозойских пород, но и в складчатой структуре последних: многие пучки складок в них характеризуются линейностью, хотя и здесь широко развиты гнейсовые и гранитогнейсовые купола. Следовательно, есть основания думать, что роль глубинных разломов, определяющих линейность структур, в раннем протерозое возросла по сравнению с тем, что было в архее.

Поскольку породы, слагающие описываемые полосы, представлены в значительной степени вулканическими и магматическими породами, метаморфизованы, гранитизированы и сильно деформированы, мы вправе видеть в них геосинклинали. Это раннепротерозойские эвгеосинклинали, во многом сходные с архейскими.

Но теперь геосинклиналям противопоставлены сохранившиеся архейские глыбы, которые в раннем протерозое не были подвергнуты столь же сильным эндогенным воздействиям. Во многих местах на них в течение раннего протерозоя отлагались осадочные и вулканогенные серии, слабо метаморфизованные и слабо деформированные, напоминающие чехол более поздних платформ. Следовательно, эти участки играют роль платформ по отношению к раннепротерозойским геосинклиналям.

Однако древнейшие платформы все же существенно отличаются от более поздних «настоящих» платформ. Во-первых, они малы по размеру и скорее напоминают срединные массивы, чем платформы. Во-вторых, чехол раннепротерозойских платформ, примером которого могут служить многокилометровые осадочно-вулканогенные нижнепротерозойские толщи (возраст от 2,7 до 1,6 млрд. лет), залегающие на Южно-Африканском массиве и имеющие мощность в несколько километров, не остается неметаморфизованным, хотя его метаморфизм обычно не выходит за пределы зеленосланцевой фации. В чехле наблюдается также и локальная гранитизация. В-третьих, для чехла раннепротерозойских платформ очень типичны крупные пластовые интрузии, основные по начальному составу, но расслоенные в результате дифференциации на породы от ультраосновных до кислых. Например, в чехле Южно-Африканского архейского массива известен огромный лополит Бушвельд мощностью до 9 км, а на Канадском щите — лополит Седбери, знаменитый своими сульфидными медно-никелевыми месторождениями.

В связи с такими особенностями строения чехла, отличающими их от более поздних платформ, эти самые древние известные нам платформы можно назвать *протоплатформами*, т. е. первобытными платформами.

Протоплатформы не были столь устойчивыми элементами строения земной коры, какими стали, как мы увидим дальше, более поздние «древние» платформы. Протоплатформы еще не были «ядрами консолидации», от которых происходило бы распространение по площади платформенных режимов за счет геосинклинальных. Раннепротерозойские протоплатформы подвергались «взламываниям», и часть их площади захватывалась геосинклинальным режимом, который «перерабатывал» протоплатформенное основание. В соответствии с этим и геосинклинали того времени не образовывали постоянных, устойчивых в пространстве геосинклинальных поясов, в пределах которых сосредоточивалось бы дальнейшее геосинклинальное развитие. Геосинклинали возникали то там, то здесь, накладываясь в следующем эндогенном цикле на те области, которые в предыдущем цикле были платформами. Следовательно, и геосинклинали того времени отличались от более поздних и поэтому могут быть названы протогеосинклиналями. Мы приходим к заключению, что пермобильная стадия развития земной коры, приуроченная к архею, сменилась в раннем протерозое стадией протогеосинклиналей и протоплатформ. В связи с неустойчивостью положения тех и других эта стадия может быть названа также «неустойчивой протогеосинклинально - протоплатформенной», или, короче, «неустойчивой протогеосинклинальной», стадией.

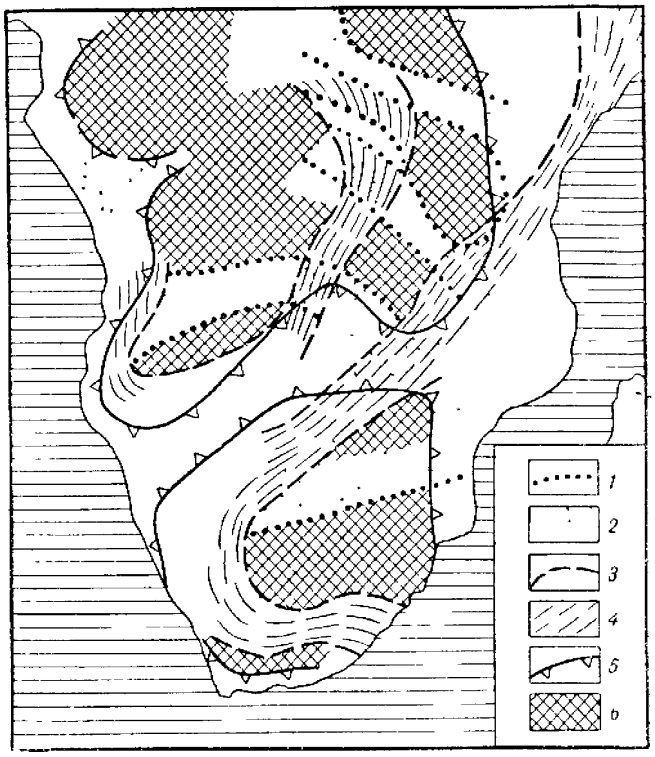


Рис. 101. Докембрийские зоны Южной Африки (по Дж. Вейлю): *1, 2* — границы и области геосинклиналей с возрастом метаморфизма около 2 000 млн. лет; *3, 4* — границы и области геосинклиналей с возрастом метаморфизма около 1 000 млн. лет; *5* — границы геосинклиналей с возрастом метаморфизма около 550 млн. лет; *6* — протоплатформы

Продолжительность неустойчивой стадии различна на разных щитах. На северных щитах — Балтийском и Канадском — она завершается к началу позднего протерозоя. На Балтийском щите 1900—1750 млн. лет назад образовались прогибы, в которых накопились осадочно-вулканогенные серии карельской формации. Ее породы были в дальнейшем превращены в кристаллические сланцы и амфиболиты. Они были смяты в складки (карельская эпоха складчатости) и пронизаны гранитами, возраст которых 1 850—1 750 млн. лет. Наиболее поздние граниты (около 1 650 млн. лет) представлены своеобразной их разновидностью — рапакиви.

Одновременно с карельскими породами на Канадском щите в прогибах, образовавшихся на протоплатформе, накопились аналогичные осадочно-вулканогенные породы гуронской серии, которые были смяты в складки, метаморфизованы и прорваны гранитами 1 850—1 650 млн. лет назад. Это эпоха складчатости Черчилл, совпадающая по времени с карельской. Не только на Балтийском и Канадском щитах, но и на

всей площади Восточно-Европейской и Северо-Американской платформ карельский эндогенный импульс оказался завершающим для неустойчивой протогеосинклинальной стадии, которая продолжалась на этих платформах около миллиарда лет и закончилась к началу позднего протерозоя. После карельского импульса на этих платформах начинается последняя «устойчивая геосинклинально-платформенная» стадия, продолжающаяся до сих пор на протяжении свыше 1,5 млрд. лет и характеризующаяся теми «нормальными» платформенными, геосинклинальными и орогенными режимами, которые были описаны выше.

Эта стадия начинается с объединения бывших протоплатформ в монолитные «древние» платформы, которые во внутренних своих частях больше уже не разламывались и явились теми ядрами, от которых платформенный режим в дальнейшем распространялся по площади. Все особенности этой стадии будут рассмотрены в следующем разделе.

На южных платформах неустойчивая протогеосинклинальная стадия продолжалась дольше — до конца протерозоя, т. е. до эпохи 550—600 млн. лет назад. На рис. 101 видно, что на Южно-Африканском массиве неустойчивость в расположении характеризовала геосинклинали с возрастом складчатости и метаморфизма в 2 000, 1 000 и 550 млн. лет. Геосинклинали меняли свое положение от одного цикла к другому и при этом пересекали образовавшиеся ранее платформы, частично их «перерабатывая». И только к началу палеозоя там образовалась устойчивая «древняя» платформа, такая же, какие на целый миллиард лет раньше возникли на севере.

ЭНДОГЕННЫЕ ПРОЦЕССЫ В УСТОЙЧИВУЮ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНО-ПЛАТФОРМЕННУЮ СТАДИЮ

Как мы только что видели, устойчивая геосинклинально-платформенная стадия наступила в одних областях в начале позднего протерозоя, в других — в начале фанерозоя. Основное событие, которое знаменовало наступление этой стадии, — это образование *древних платформ* в том виде, в каком они нам сейчас известны. Всего образовалось десять древних платформ: Восточно-Европейская, Сибирская, Китайско-Корейская, Южно-Китайская, Северо-Американская, Южно-Американская, Африканская, Индийская, Австралийская, Антарктическая. Все эти платформы оформились путем объединения существовавших ранее на их месте многочисленных мелких протоплатформ. Такое объединение произошло после того, как закончили свое развитие и «консолидировались» разделявшие их протогеосинклинали и больше платформы во внутренних своих частях не подвергались «взламыванию». При образовании фундамента Восточно-Европейской древней платформы объединились 14 протоплатформ, при образовании Сибирской древней платформы — 8 протоплатформ и т. д. На фундаменте древних платформ со времени их образования начал формироваться типичный платформенный чехол, состоящий из осадочных серий, которые не подвергались больше ни метаморфизму, ни гранитизации и деформации которых были слабы и носили типичный платформенный характер. Древнейшие слои такого чехла на Восточно-Европейской платформе имеют позднепротерозойский (рифейский) возраст (иотнийская и овручская серии осадков).

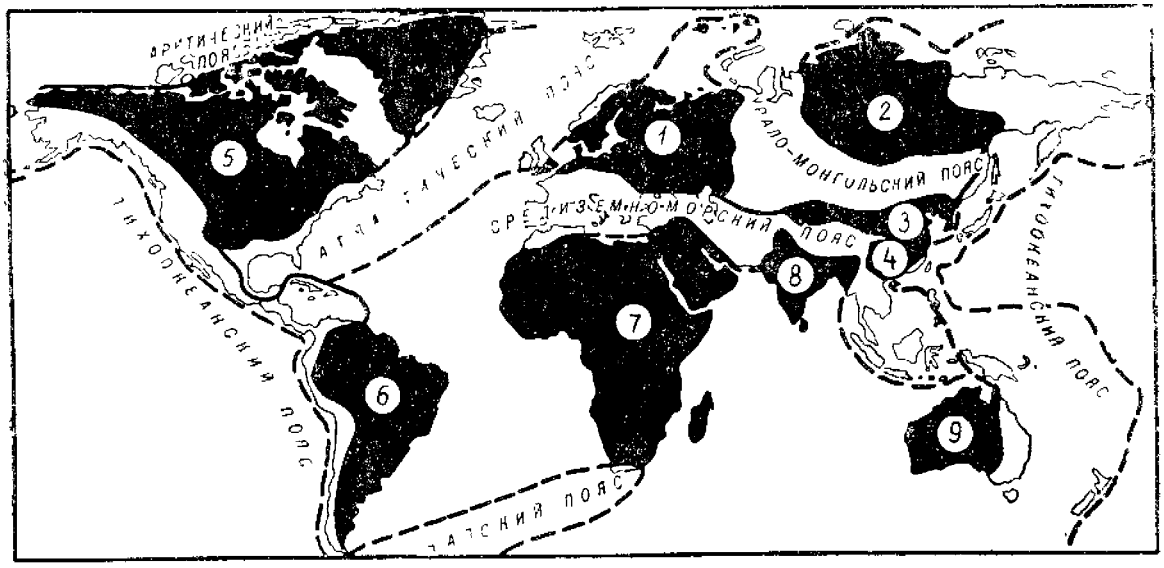


Рис. 102. Древние платформы (*1* — Восточно-Европейская; *2* — Сибирская; *3* — Китайско-Корейская; *4* — Южно-Китайская; *5* — Северо-Американская; *6* — Южно-Американская (Бразильская); *7* — Африканская; *8* — Индийская; *9* — Австралийская) и геосинклинальные складчатые пояса

Между древними платформами остались полосы, только к которым в течение всего последующего времени и были приурочены проявления геосинклинальных режимов. Это геосинклинальные пояса. Важнейшими среди них являются Тихоокеанский и Средиземноморский. Первый окружает почти целиком Тихий океан, второй тянется в широтном направлении от Средиземного моря через Центральную Азию к Тихому океану. Фрагмент того же пояса можно видеть в Центральной Америке. Другие, менее значительные пояса — это Урало-Монгольский, отделяющий Восточно-Европейскую платформу от Сибирской и последнюю от Китайско-Корейской; Атлантический, представленный каледонидами Норвегии, Шотландии, Уэльса, Ирландии и Гренландии, а также каледонидами и герцинидами Аппалачских гор; пояс геосинклинали Франклина на севере Канады; Аргентинский пояс, который, возможно, когда-то соединялся с Капским на юге Африки (рис. 102).

Линейность тектонических зон и отдельных структур, проявлявшаяся в предыдущей стадии, но не ставшая тогда всеобщей, становится для устойчивой геосинклинально-платформенной стадии общим правилом. Это указывает на сильно возросшую роль глубинных разломов, которые определяют границы между тектоническими зонами и «диктуют» простирание отдельным крупным структурам. Об этой роли глубинных разломов выше уже говорилось (гл. 9). Даже там, где та или иная крупная структура изогнута дугой (например, горные дуги Карпат или Западных Альп), более детальное рассмотрение показывает, что дуга состоит из сочетания многих прямолинейных отрезков, каждый из которых, вероятно, связан со своим глубинным разломом.

Эволюция режимов в течение устойчивой геосинклинально-платформенной стадии в основном определялась расширением площади проявления платформенных режимов и сокращением площади геосинклинальных поясов. Эта тенденция преобладала, хотя, несомненно, происходил и обратный захват геосинклинальным режимом участков, уже ставших ранее платформами. Этот вторичный процесс имел местное и временное значение и не нарушал общей направленности развития.

Расширение платформ происходило главным образом путем «обрастания» древних платформ по периферии все более молодыми платформами. На участках, которые захватывались этим процессом, геосинклинальный режим сменялся платформенным. Отсюда — двухъярусное строение всех платформ, как древних, так и молодых: нижний ярус сложен мощными в значительной степени метаморфизованными осадочно-вулканогенными и магматическими дислоцированными породами и отвечает геосинклинальной стадии, верхний же представляет собой спокойно залегающий, неметаморфизованный и почти лишенный включений магматических пород платформенный чехол. Чем позже данный участок был захвачен процессом разрастания платформ, тем моложе как геосинклинальный, так и платформенный этажи.

Выше уже много раз говорилось об эндогенных циклах. Одно из проявлений последних состояло в том, что процесс разрастания платформ происходил не непрерывно, а прерывисто, как бы скачком от одного цикла к другому. Когда заканчивался один цикл, часть геосинклинального пояса становилась платформой; в конце следующего цикла к платформе присоединились новые участки, принадлежавшие перед этим геосинклинальному поясу, и т. д.

Так, древняя Восточно-Европейская платформа, образовавшаяся около 1 650 млн. лет назад после карельского эндогенного импульса, расширилась приблизительно 1 300 млн. лет назад в результате присоединения к ней на юго-западе (в южной Швеции, южной Норвегии, Дании и прилегающих районах континентальной Западной Европы) большой площади, где перед этим накапливалась и подверглась деформациям и метаморфизму готская система осадочно-вулканогенных пород. Еще позже (около 600 млн. лет назад) к той же платформе, но на этот раз вдоль северо-восточной ее окраины в районе Тимана присоединилась зона, занятая перед этим геосинклиналью, где накопились породы гиперборейской системы, подвергшиеся складчатости и метаморфизму в байкальскую эпоху диастрофизма, на рубеже протерозоя и палеозоя. В палеозое были еще два «скачка» в разрастании Восточно-Европейской платформы: после конца каледонского цикла (около 400 млн. лет назад), когда к платформе присоединилась закончившая свое развитие каледонская геосинклиналь Скандинавии, Шотландии, Уэльса и Ирландии, и после герцинского цикла (около 250 млн. лет назад), когда в платформу превратилась вся зона между Восточно-Европейской и Сибирской платформами и, кроме того, к платформе присоединилась значительная территория Западной и Юго-Западной Европы. В результате к началу альпийского эндогенного цикла геосинклинальные условия сохранились только в зоне Средиземного моря, в Бетских Кордильерах, горах Атласа, Пиренеях, Альпах, Апеннинах, Карпатах, Динаридах, на Балканском полуострове, в Анатолии, Крыму и на Кавказе.

Северо-Американская древняя платформа также расширялась «скачками» с переходом от одного эндогенного цикла к другому. Около 1 млрд. лет назад к ней присоединилась на востоке Гренвильская тектоническая зона, принадлежавшая раньше к геосинклинальному поясу. На рубеже каледонского и герцинского циклов разрастание платформы захватило Северные Аппалачи, а на рубеже герцинского и альпийского — Южные Аппалачи и область, примыкающую к Мексиканскому заливу.

Время образования платформ, как известно, отмечается в терминологии приставкой «эпи» (т. е. после), предшествующей названию того цикла, который в данном месте был последним геосинклинальным

циклом. Так образовались, если идти от более молодых к более древним платформам, эпикиммерийские, эпигерцинские, эпикаледонские, эпибайкальские платформы. Для более ранних молодых платформ, образовавшихся в течение позднего протерозоя, такие термины употребляются редко, хотя вполне можно говорить об эпиготских или эпигренвильских платформах. Термины того же типа применяются и для древних платформ, которые, как мы видели, могут быть эпикарельскими (Восточно-Европейская, Северо-Американская) и эпибайкальскими (Африканская).

В конечном счете образуются огромные платформенные области, состоящие из объединившихся платформ разного возраста с наиболее древними «ядрами» преимущественно внутри и более молодыми платформами преимущественно по периферии. Поскольку в эту стадию развития земной коры платформы, образовавшись, устойчиво сохраняются, те из них, которые оформились раньше, существуют дольше, и, следовательно, могли пережить несколько эндогенных циклов. Естественно, что все это время их тектоническое развитие, выраженное колебательными движениями и дислокациями, свойственными платформам, продолжалось. Поэтому строение, например, эпибайкальской платформы, претерпевало изменения по мере того, как проходили каледонский, герцинский и альпийский циклы.

В связи с этим для обозначения конкретного строения той или иной платформы назвать ее эпикарельской или эпикаледонской часто бывает недостаточно: необходимо еще отнести интересующую нас структуру к определенному циклу. Поэтому можно говорить, например, о каледонском строении древних эпикарельских платформ или об альпийском строении эпикаледонской платформы и т. п.

Разрастание платформ происходило таким образом, что наиболее длительно, вплоть до кайнозоя включительно, сохранились Тихоокеанский и Средиземноморский геосинклинальные пояса, хотя они и сильно сузились. Другие перечисленные выше геосинклинальные пояса заменились платформами раньше — к началу мезозоя. Важно подчеркнуть, что процесс разрастания платформ шел не беспорядочно, а подчиняясь определенной направленности, так что к последнему циклу геосинклинали не распались на случайно разбросанные пятна, а сохранились в виде непрерывных полос на всем протяжении указанных двух главнейших геосинклинальных поясов.

Смена геосинклинального режима платформенным в ряде случаев происходила через промежуточные состояния. В Центральном Казахстане каледонская эвгеосинклиналь сменилась в Балхашской зоне герцинской миогеосинклиналью и только с начала альпийского цикла здесь установился режим молодой платформы. Восточное Забайкалье было эвгеосинклиналью в герцинском цикле и стало миогеосинклиналью (а местами парагеосинклиналью) в мезозойском цикле. В позднемеловое время здесь образовалась эпимезозойская молодая платформа.

Изучение внутреннего строения платформ разного возраста показывает, что разрастание платформ отнюдь не состоит в параллельном причленении новых консолидированных структур к старым.

Как правило, простирания структур фундамента более древней платформы несогласно срезаются границей примыкающей к ним более молодой платформы и простиранием структур ее фундамента. На приведенном выше рис. 98 видно, как край эпиготской платформы срезает карельские простирания на юго-западе Восточно-Европейской платформы, как эпикаледонская платформа резко срезает в Скандинавии про-

стирания всех более древних структур, как аналогичным образом несогласно сечет древние простирания граница эпигерцинской платформы Урала. На Северо-Американской платформе эпигренвильская платформа также несогласно примыкает к более ранним структурам.

Эти явления следует, вероятно, понимать так, что каждый раз после окончания очередного эндогенного цикла геосинклиналь сменялась платформой на какой-то короткий срок на более широкой площади, чем та, на которой платформенный режим в дальнейшем удерживался. Часть этой площади вскоре, уже в начале цикла, снова вовлекалась в геосинклинальное развитие. Еще раз можно говорить о частичном взламывании того кристаллического панциря, который возникал в ходе геосинклинального процесса и который должен был бы полностью составить фундамент будущей платформы, но на самом деле сохранялся только частично. Естественно, что при таком взламывании возникли секущие контакты между структурами разного возраста. Однако масштаб взламывания был таков, что происходило все большее разрастание платформ за счет геосинклинального пояса.

Напомним, что структура чехла на древних платформах, размещение на них субгеосинклиналей и субгеоантиклиналей оказываются несогласно наложенными на строение фундамента (см. рис. 85). Мы находим много свидетельств того, что при переходе от одного эндогенного цикла к другому в земной коре происходят существенные структурные перестройки.

В течение устойчивой геосинклинально-платформенной стадии неоднократно проявлялся орогенный режим, следы которого для более ранних стадий не очень ясны. Признаками для молодого орогенного режима, приуроченного к неогену и четвертичному периоду, являются формы рельефа, а для более древнего — мезозойского и палеозойского — формации молассового типа, образовавшиеся при разрушении древних горных хребтов.

Орогенный режим, как эпигеосинклинальный, так и эпиплатформенный, возникал всегда в конце эндогенного цикла. Но возникновение орогенного режима после геосинклинального не было обязательным правилом: некоторые геосинклинали заканчивали свое развитие и превращались в платформы, минуя орогенную стадию, путем постепенного успокоения («вырождения») всех эндогенных процессов.

Если геосинклинальный режим сменялся орогенным, то орогенные поднятия и прогибы (или горст-антиклинории и грабен-синклинории) обычно оказывались более крупными, чем такие внутригеосинклинальные зоны, как интрагеоантиклинали и интрагеосинклинали, центральные поднятия и краевые прогибы. Несколько внутригеосинклинальных зон могло быть «обобщено» одним поднятием или одним прогибом. Кроме того, орогенный процесс распространялся и на край соседних платформ: на них «накатывались» передовые прогибы, и они могли быть в пределах некоторой полосы вовлечены в поднятие. На рис. 83 сопоставлены внутригеосинклинальные и орогенные зоны Большого Кавказа. Мы видим, что орогенное поднятие Главного Кавказского хребта охватило не только бывшее центральное поднятие, но и примыкающие к нему интрагеоантиклинали и парагеосинклинали, а передовой прогиб наложен на край Скифской платформы, тогда как межгорный прогиб занял место бывшей Курино-Рионской интрагеоантиклинали.

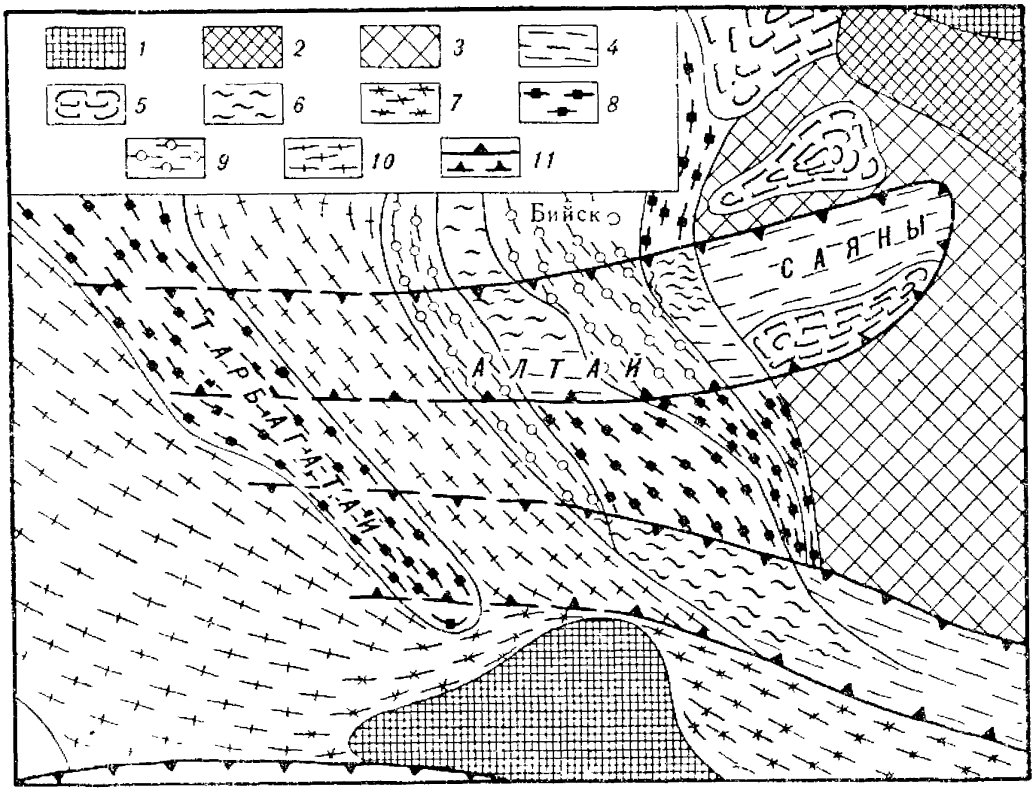


Рис. 103 Пересечение герцинской и каледонской складчатых зон в Алтае-Саянской области (по Е. М. Рудичу): *1* — добайкальские платформы; *2* — байкальские складчатые зоны; *3* — раннекаледонские (салаирские) складчатые зоны; *4—6* — позднекаледонские складчатые зоны; *7—10* — герцинские складчатые зоны; *11* — границы позднекаледонских складчатых зон (установленные и предположительные)

Мы уже говорили, что орогенные структуры могли быть несогласно наложены на предыдущий тектонический план.

Если в конце цикла возникал орогенный режим, то с началом следующего цикла возможна была эволюция либо в сторону платформенного режима, либо в сторону возобновления геосинклинального режима.

Смена орогенного режима платформенным могла происходить постепенно через сглаживание контрастов и амплитуды вертикальных движений земной коры. Признаком сглаживания является постепенное уменьшение грубости молассовых отложений, появление среди них угленосных отложений, свидетельствующих о заболачивании местности. Например, в Монголо-Охотской зоне в конце герцинского цикла развился сильный орогенез. Интенсивные вертикальные движения продолжались в раннем мезозое, когда во впадинах накапливались грубые осадки. Но дальнейшее постепенное успокоение вертикальных движений привело в позднем мелу к пологому рельефу, к заболачиванию и установлению типичного платформенного режима. Но на Урале орогенный режим конца герцинского цикла сменился уже в самом начале альпийского цикла платформенными условиями. На Алтае же орогенные условия конца каледонского цикла уступили место в начале герцинского цикла геосинклинальному развитию.

При смене режимов на рубеже двух циклов могут наблюдаться как унаследование простираний расположения основных структурных форм, так и несогласное наложение совершенно новых простираний на старые. В Тянь-Шане и Аппалачах каледонские и герцинские геосинклинальные структурные зоны параллельны. А на рис. 103 изображен

случай резко несогласного наложения герцинских геосинклинальных простираний на каледонские в Саянах и на Алтае.

Точно так же и при возобновлении геосинклинальных условий может возникнуть несоответствие между простираниями структур в предыдущей и последующей геосинклиналях. Например, в Западных Альпах альпийские простирания не совпадают с герцинскими.

И в этих случаях, подобно тем, которые были рассмотрены выше в связи с разрастанием платформ, создается впечатление, что новые структуры, порожденные новым режимом, образуются в значительной степени в процессе «взламывания» структур, созданных предыдущими режимами. Можно представить себе, например, что заложение орогенных структур или расчленение коры на зоны интенсивных опусканий и поднятий в связи с образованием новой геосинклинали на месте старой происходят в процессе разрушения того кристаллического панциря, который был создан в предыдущую эпоху регионального метаморфизма. При этом простирания структур могут и наследоваться и возникать вновь.

Этот раздел мы закончим рассмотрением той особенности развития земной коры, которая может быть названа консервативностью тектонических движений и структур, ими создаваемых. Когда где-либо в ходе развития земной коры возникает ее вертикальное движение, противоположное тому, которое здесь было раньше, новое движение как бы преодолевает сопротивление старого. Оно накладывается на старое движение, суммируется с ним, и в течение некоторого времени старое движение «просвечивает» сквозь новое.

Известно, что передовые прогибы изменчивы в своей ширине и глубине. Они распадаются на глубокие овалы, разделенные менее прогнутыми перемычками. Местами передовые прогибы выклиниваются и орогенное поднятие примыкает к платформе непосредственно, без разделяющего их передового прогиба.

Н. С. Шатский показал, что такие изменения в облике передового прогиба связаны с движением на тех участках платформ, на которые передовой прогиб наложен. Там, где к орогенной зоне примыкает опускающийся участок платформы (субгеосинклиналь), передовой прогиб оказывается широким и глубоким, там же, где он наложен на поднимающийся участок платформы, он становится узким и мелким, и даже вовсе выклинивается. Предкавказский неогеновый и четвертичный передовой прогиб разделен на два сильно прогнутых участка: Терский и Кубанский — и на приподнятую перемычку между ними. Эта последняя лежит на продолжении к югу Ставропольской субгеоантиклинали, тогда как участки прогнутые наложены на субгеосинклинали — Прикаспийскую и Азово-Кубанскую.

Геологическая карта ясно показывает различие в строении восточной и западной половин Главного Кавказского хребта. Восточная половина характеризуется очень большой мощностью нижне- и среднеюрских песчано-сланцевых отложений. Общая их мощность достигает 6 км. В западной половине хребта мощности нижне- и среднеюрских отложений значительно меньше — не более 3 км. На востоке в хребте нет обнажений древнее нижней юры, на западе широкая осевая полоса хребта занята палеозойскими метаморфическими и магматическими породами. Не подлежит сомнению, что на востоке Большого Кавказа в юрском периоде прогибание было значительно большим, чем на западе. Но восточная часть Большого Кавказа лежит на продолжении чрезвычайно глубоко прогибавшейся в течение всего мезокайнозойского времени платформенной Прикаспийской субгеосинклинали, тогда как тот

отрезок западной части хребта, в котором развиты древние породы, находится главным образом на продолжении меридиональной Ставропольской субгеоантиклинали.

Следовательно, в этом случае влияние направленности движений на платформе не ограничивается передовым прогибом, а проникает далеко в глубь располагавшейся за ним геосинклинали. Очевидно, вертикальные движения земной коры, которые наблюдаются на Восточно-Европейской платформе, развивались уже очень давно, до образования альпийской геосинклинали Кавказа, и, главное, распространялись на более широкой территории, чем современная площадь платформы. Когда возникла геосинклиналь Большого Кавказа, движения, происходившие в ее пределах, наложились на эти более ранние нисходящие и восходящие движения и суммировались с ними. В результате на востоке, где сложились два движения, направленных в одну сторону — вниз, — образовался более глубокий геосинклинальный прогиб, чем на западе, где геосинклинальное прогибание наложилось на более раннее поднятие.

Скандинавское орогенное поднятие, возникшее в конце каледонского цикла и возобновленное в конце альпийского, не сопровождалось раньше и не сопровождается сейчас передовым прогибом. Оно непосредственно граничит с Восточно-Европейской платформой без промежуточного прогиба. Эту аномалию можно объяснить тем, что к Скандинавскому поднятию примыкает поднимающаяся часть платформы — Балтийский щит.

РИТМ ЭНДОГЕННЫХ ПРОЦЕССОВ

Выше уже неоднократно говорилось об эндогенных циклах и эндогенном ритме. В этом разделе мы намерены обобщить данные о ритмичности в развитии эндогенных процессов и рассмотреть ее проявления более полно. Вопрос этот давно обсуждается в геологической литературе. Обычно говорят о тектонических циклах, но вкладывают в этот термин более широкий смысл, поскольку наряду с тектоническими движениями всегда имеются в виду и метаморфические и магматические процессы. Поэтому термин «эндогенные циклы» кажется более правильным.

Под эндогенной цикличностью понимается повторяемость определенной группы эндогенных процессов — тектонических, магматических и метаморфических, — которые на разных стадиях цикла сочетаются закономерным образом. Последовательность циклов создает то, что может быть названо эндогенной ритмичностью. Следует, однако, оговорить условность в данном употреблении терминов «цикл» и «ритм», а также часто употребляемого термина «периодичность». Повторяемость не означает буквальную повторяемость. Повторяется некоторая принципиальная и при этом довольно грубая схема последовательности и сочетания процессов, но во многих существенных своих чертах отдельные циклы могут сильно отличаться друг от друга. Отличаются не только разновременные циклы, но и одновременные, проявляющиеся в разных местах. Ритмичность и периодичность не означает, что существует какой-то точно установленный период повторяемости процессов и что ход эндогенных процессов может быть изображен геометрически правильной кривой. Продолжительность отдельных циклов, несомненно, различна, хотя основные фанерозойские циклы, по-видимому, близки по

своей длительности, во всяком случае с приближенностью до 30—40 млн. лет, что составляет около 15—20% средней продолжительности цикла. Следует также иметь в виду, что границы между циклами в разных областях не вполне синхронны.

И все же, несмотря на все эти оговорки и условности, повторяемость в эндогенном развитии земной коры представляет собой замечательное явление, которое накладывает отпечаток на все строение земной коры, на распределение различных пород в геологическом разрезе и определяет важнейшие закономерности размещения полезных ископаемых.

Характер и степень сохранности геологических документов позволяют регистрировать весь комплекс эндогенных процессов в принципе только для устойчивой геосинклинально-платформенной стадии, а практически это сейчас доступно лишь для фанерозойского времени. Столь же всесторонне изучить более древние циклы не удается из-за неразработанности стратиграфии и главным образом из-за широкого распространения метаморфизма, который в значительной степени скрывает первичный состав пород.

В общем, для докембрия основные сведения об эндогенном ритме мы черпаем из данных об абсолютном возрасте регионального метаморфизма и гранитизации. Если собрать все цифры абсолютного возраста, полученные для докембрия, то окажется, что они концентрируются преимущественно вокруг некоторых эпох, тогда как промежуточных цифр значительно меньше. Такими эпохами концентрации цифр абсолютного возраста являются: 3,0—2,8; 2,6—2,5; 2,2—2,0; 1,8—1,6; 1,2; 1,0—0,9; 0,6—0,5 млрд. лет назад. Последняя из указанных эпох приходится уже на границу между протерозоем и фанерозоем.

Поскольку абсолютный возраст определяется преимущественно по минералам, возникшим в результате метаморфических процессов и гранитизации, приведенные цифры свидетельствуют, что эпохи преимущественного проявления регионального метаморфизма и гранитизации в докембрии повторялись неоднократно через промежутки времени от 300 до 600 млн. лет. Поскольку более поздние эндогенные циклы учат нас тому, что региональный метаморфизм и гранитизация занимают в них определенное место, приурочиваясь к середине цикла, мы вправе видеть в раздельности эпох метаморфизма указание на существование в докембрии эндогенных циклов. Некоторые из них могли бы быть охарактеризованы полнее, поскольку для них установлены, например, стадии преимущественного проявления основного вулканизма, в котором можно видеть представителя офиолитовой стадии эвгеосинклинального режима. Однако данных все же слишком мало, чтобы можно было прийти к вполне убедительным результатам. Поэтому мы обратимся сразу к фанерозойским циклам, для которых может быть получена более полная картина.

Изучение фанерозойской истории показывает, что основой эндогенных циклов является ритмичность наиболее крупных общих колебаний земной коры. Цикл начинается с состояния, когда господствуют поднятия, а опускания играют незначительную роль. Затем наступает период, во время которого поднятия постепенно теряют свое значение и начинают преобладать опускания. В середине цикла господство последних максимально. Затем начинается обратный процесс нарастания поднятий относительно опусканий, и к концу цикла мы возвращаемся к начальному состоянию. Таким образом, цикл разделяется на две части с противоположными тенденциями: одна характеризуется нарастанием опусканий, другая — нарастанием поднятий. Конец одного цикла и на-

чало следующего сливаются в одну эпоху наибольшего преобладания поднятий.

С таким периодическим развитием общих колебаний связаны крупнейшие трансгрессии и регрессии. Вместе с ними меняются фации осадочных пород, а общая последовательность их во времени в начале и конце цикла оказывается противоположной: в начале цикла эволюция идет от континентальных и прибрежных, богатых грубым обломочным материалом осадков ко все более тонким и, наконец, карбонатным, а в конце цикла последовательность обратная. Время перехода от нарастания опусканий к нарастанию поднятий, когда наступает равновесие между теми и другими, является временем общей инверсии режима колебательных движений земной коры.

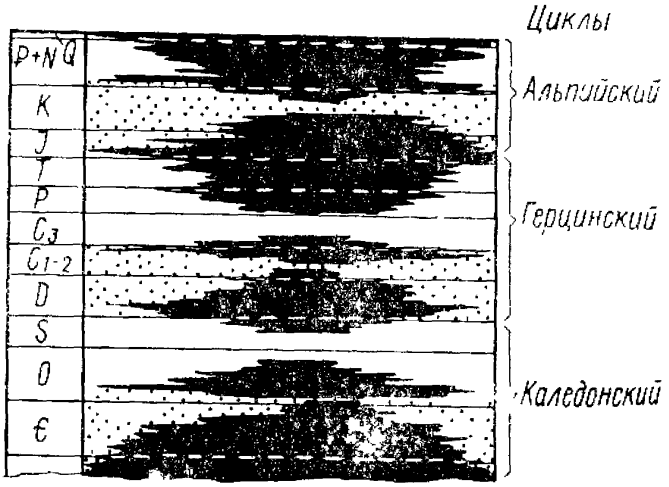


Рис. 104 Периодичность трансгрессии и регрессии на Северо-Американской платформе. Черное — регрессии, белое и точки — трансгрессии (по Г. Слоссу). В пределах всех циклов выражены трансгрессии и регрессии второго порядка (разделение на циклы В. В. Белоусова)

Ритм общих колебательных движений проявляется в областях любых режимов. Но в наиболее ясном виде он выражен на платформах, где не затемняется другими явлениями. На рис. 29 изображено изменение площади осадконакопления в процентах к общей площади Восточно-Европейской платформы для фанерозоя. Кривая показывает разделение фанерозоя на три крупных цикла. Продолжительность каждого из них около 200 млн. лет. Цикл начинается с очень малой площади осадконакопления, т. е. с преобладания поднятий — с состояния, унаследованного от конца предыдущего цикла. Затем быстро происходит значительное расширение площади осадконакопления (нарастание опусканий). После некоторого периода колебаний вверх и вниз кривая начинает опускаться, что свидетельствует о нарастании поднятий.

На рис. 104 представлен периодический характер трансгрессий и регрессий на Северо-Американской платформе. На этом рисунке также изображены изменения площади осадконакопления в течение фанерозоя, но в качественном виде и в другой форме. На фоне основных циклов здесь вырисовываются циклы второго порядка.

Для обеих платформ устанавливается наличие в течение фанерозоя трех крупных циклов общих колебаний. Это каледонский, герцинский и альпийский циклы. Внутри них выделяются циклы второго порядка, но в данном случае мы их оставим в стороне.

Насколько синхронно на этих двух платформах происходят общие инверсии в различных циклах? В каледонском цикле на Восточно-Европейской платформе общая инверсия падает на ордовик, а на Северо-Американской платформе, если объединить первые два частных цикла, ее следует отнести к рубежу между ордовиком и силуром. В герцинском цикле переломной эпохой на обеих платформах является поздний карбон. В альпийском цикле на Восточно-Европейской платформе общая инверсия проявляется в конце юры, а на Северо-Американской

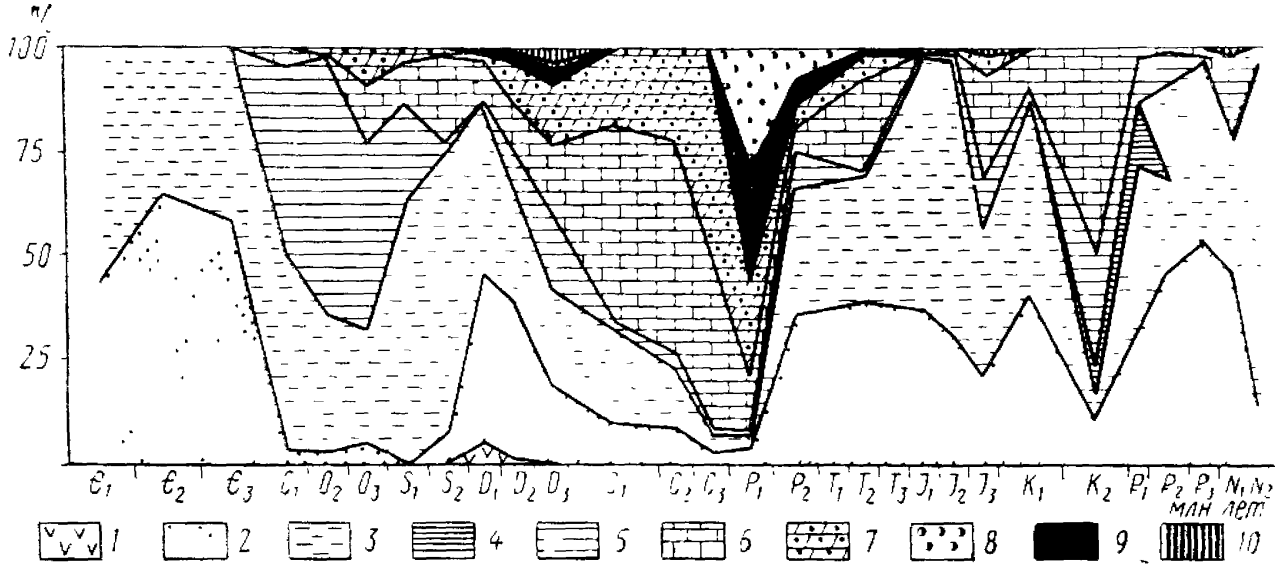


Рис. 105. Периодичность осадочных формаций на Восточно-Европейской платформе. Изменение процентного соотношения объемов осадочных формаций в фанерозое (по А. Б. Ронову и др.): *1* — конгломераты; *2* — песчаники; *3* — глины; *4* — кремнистые породы; *5* — мергели; *6* — известняки, мел; *7* — доломиты; *8* — гипс; *9* — соль, *10* — эффузивы и туфы

платформе — в середине мела. Что касается границ между циклами, то рубеж между каледонским и герцинским циклами оказывается на обеих платформах синхронным (начало девона), а граница между герцинским и альпийским циклами на Северо-Американской платформе является несколько более поздней (начало юры), чем на Восточно-Европейской платформе (середина триаса). Эти соотношения хорошо иллюстрируют степень синхронности эндогенных циклов, проявляющихся в удаленных друг от друга областях земного шара. Нарушение синхронности в этом случае происходит в пределах не свыше 30 млн. лет, что составляет 15% от общей продолжительности цикла.

На рис. 105 изображена смена фаций осадочных толщ на Восточно-Европейской платформе для фанерозоя. Мы видим в этой смене периодичность, обусловленную теми же циклами общих колебательных движений.

Ритм общих колебаний отражается и на развитии геосинклиналей.

Офиолитовая стадия эвгеосинклинали с ее глубоководными осадками, большой контрастностью вертикальных движений при преобладании опусканий, основным и ультраосновным вулканизмом и стадия компенсированного прогибания миогеосинклинали соответствуют первой части цикла. Инверсионная стадия помимо регионального метаморфизма, гранитизации и складчатости характеризуется выравниванием поднятий и опусканий, и этот признак как будто указывает на то, что время частной инверсии является вместе с тем и временем общей инверсии, что образование центральных поднятий совпадает с переломом в направленности общих колебательных движений. В ряде случаев это действительно так. Но известны и другие случаи, когда выравнивание поднятий и опусканий в стадию частной инверсии оказывается лишь временной остановкой в ходе нарастания опусканий и это нарастание продолжается в течение некоторого времени и после того, как частная инверсия произошла. Тогда, образовавшись, центральные поднятия увлекаются этим общим опусканием, их роль как поставщиков терригенного материала уменьшается, и из зон абсолютного поднятия они могут превратиться в зоны относительного поднятия.

Первый случай — совпадение во времени частной и общей инверсий — наблюдается в Западных Альпах, где частная инверсия произошла во внутренней пеннинской зоне на рубеже позднего мела и палеогена и где с этого времени поднятие в общем все больше усиливалось. Эоценовый флиш сменился олигоценовой нижней молассой и неогеновой верхней молассой.

Пример второго случая мы находим на Кавказе. В Сомхето-Карабахской интрагеосинклинали в Закавказье офиолитовая стадия охватила юру и неоком. В конце неокома произошла частная инверсия. Но в течение позднего мела центральное поднятие, участвуя в продолжающемся общем нарастании опусканий, скрылось под уровнем моря и было перекрыто известняками, оставаясь, однако, зоной слабого относительного поднятия. И только в палеогене центральное поднятие снова стало воздыматься над уровнем моря. Следовательно, в этом случае общая инверсия наступила позже частной.

Еще большее запаздывание общей инверсии по отношению к частной наблюдается в Главном Кавказском хребте, где частная инверсия произошла в средней юре, а общая инверсия — только в олигоцене.

Конец цикла в геосинклиналях, как и на платформах, занят нарастанием поднятий. Здесь также могут быть два случая. Если эпигеосинклинального орогенеза нет, то инверсионная стадия продолжается до конца цикла. Она заканчивается постепенным успокоением волновых колебательных движений, предельным сглаживанием их контрастов, и незначительным поднятием, превращающим местность, бывшую раньше столь расчлененной, в низменную слабо всхолмленную сушу с отдельными впадинами, чаще всего озерными. Геосинклиналь постепенно вырождается и к следующему циклу сменяется платформой, которая в соответствии с направленностью общих колебаний коры медленно и слабо поднимается. Пример такого развития можно видеть в Восточном Забайкалье, где после мезозойского миогеосинклинального развития начиная с позднего мела наступил платформенный режим со слабыми волновыми движениями и незначительным общим поднятием.

В случае же проявления эпигеосинклинального орогенеза последний занимает конец цикла. Следом за уравниванием объема поднятий и прогибов и сглаживанием контрастов вертикальных движений, что характеризует инверсионную стадию, начинается нарастание поднятий по отношению к опусканию, сперва слабое, а затем все большее, и вместе с тем снова возрастают контрасты в проявлениях глыбово-волновых колебательных движений. Геосинклинальный режим сменяется орогенным. В Главном Кавказском хребте в неотектоническую эпоху слабое нарастание поднятий относительно опусканий началось в олигоцене. Это время еще можно считать окончанием инверсионной стадии развития геосинклинали. Поднятия усилились в позднем миоцене и стали чрезвычайно интенсивными в плиоцене и четвертичном периоде. Мы можем считать это поднятие орогенным начиная с позднего миоцена. Оно сопровождалось столь же ускоренным развитием прогибов, в которых накапливался обломочный материал, сносимый с поднятий. Но изменение характера осадков в сторону все более грубых и смена морских отложений континентальными указывают на значительное преобладание поднятий.

Усиление контрастности, скорости и амплитуды глыбово-волновых колебательных движений и аналогичное ускорение поднятий, сопровождаемые основным и щелочным вулканизмом, наблюдается в конце

цикла и на платформах там, где проявляется эпиплатформенный орогенез (например, в Тянь-Шане).

На рис. 106 приведены данные о смене режимов для ряда геосинклиналей, платформ и орогенных зон для фанерозоя. На рисунке показаны: эпохи преобладания опусканий над поднятиями, эпохи выравнивания объемов тех и других, эпохи умеренных опусканий и поднятий, стадии большого преобладания поднятий. Вместе с тем выделены геосинклинальный, платформенный, орогенный и рифтовый режимы.

Рассмотрение этого рисунка позволяет сделать ряд выводов.

Прежде всего устанавливается, что палеозой разделяется на циклы в целом однотипно в самых различных областях земного шара. Выделяются каледонский и герцинский циклы, соответствующие: первый — нижнему и среднему палеозою; второй — верхнему палеозою. Время выравнивания поднятий и опусканий (т. е. эпоха частной инверсии) в каледонском цикле с хорошим приближением оказывается одним и тем же в разных каледонских геосинклиналях. Оно приходится на поздний ордовик или на конец ордовика и начало силура. Общая инверсия приходится на силур. Заключительное поднятие (проявление орогенного режима) происходит в силуре и начале девона.

Еще бóльшая синхронность частной инверсии и выравнивания поднятий и опусканий наблюдается в герцинском цикле. Время частной инверсии здесь почти неизменно приходится на вторую половину раннего карбона или на рубеж между ранним и средним карбоном. А общая инверсия происходит в конце карбона. Заключительное орогенное поднятие развивается в перми.

Однако далеко не все герцинские геосинклинали проходили все стадии каледонского геосинклинального развития. Уже указывалось, что нередко происходит объединение этих двух циклов в один общий палеозойский цикл, который начинается в ордовике или даже раньше, в котором преобладание опусканий продолжается до начала карбона, а частная инверсия и заключительное поднятие соответствуют по времени своего проявления герцинскому циклу. Таково, например, развитие Уральской геосинклинали.

Сложнее дело обстоит для мезокайнозоя. Тут выясняется наличие двух схем ритмичности, которые условно именуются «атлантической» и «тихоокеанской». Условность заключается в том, что региональная приуроченность этих двух схем не вполне выдерживается: если «тихоокеанская» схема действительно проявляется в областях, тяготеющих к Тихому океану (на Востоке Азии, на островных дугах западной окраины Тихого океана, на западе Северной и Южной Америки), то «атлантическая» схема, проявляясь в основном в Европе, Западной Азии и на востоке Северной Америки, наблюдается также кое-где и в Тихоокеанском поясе — в Японии, на Филиппинах, на Новой Гвинее.

В «атлантической» схеме в течение мезокайнозоя развивается один эндогенный цикл — альпийский. Начальные стадии геосинклинального развития протекают преимущественно в юре и раннем мелу (на рисунке — Кавказ и далее). Частная инверсия проявляется в разное время от средней юры до палеогена, хотя преимущественно приурочена к концу позднего мела и началу палеогена. Время частной инверсии оказывается разным и в разных интрагеосинклиналях одной геосинклинали. Пример этому мы видели выше: в интрагеосинклинали Большого Кавказа частная инверсия произошла в средней юре, а в Сомхето-Карабахской интрагеосинклинали — в конце неокома. Время частной инверсии может сменяться и по простиранию геосинклинали. Например, в Восточных Альпах частная инверсия произошла на рубеже

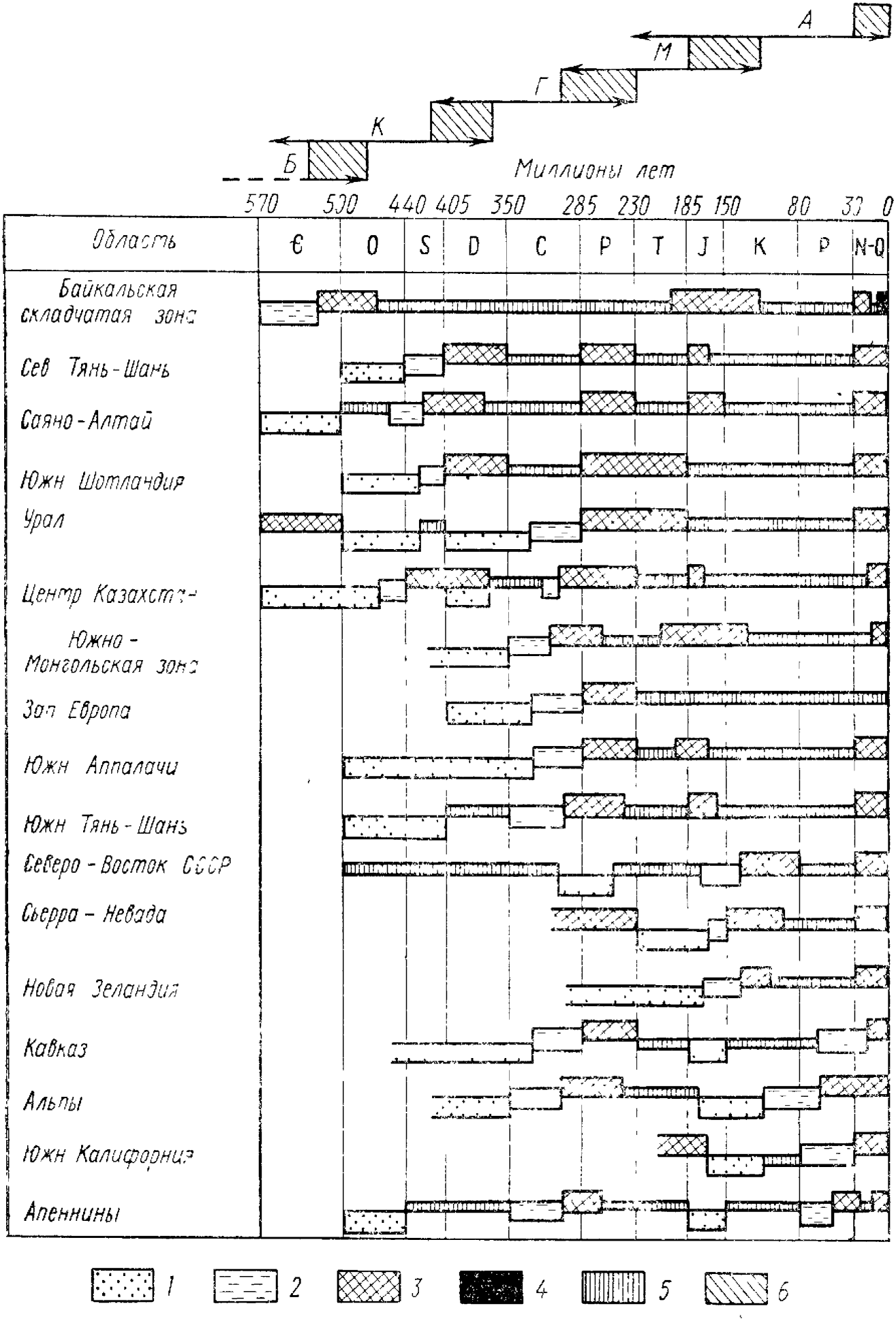


Рис. 106. Смена и ритмичность эндогенных режимов: *1* — офиолитовая стадия эвгеосинклинального режима и вообще время значительного преобладания прогибаний; *2* — инверсионная стадия эв- и миогеосинклинальных режимов; *3* — орогенный режим; *4* — рифтовый режим; *5* — умеренные прогибания и поднятия (платформенный, пара- и миогеосинклинальный режимы); *6* — «возбужденные» режимы. Циклы: Б — байкальский; К — каледонский; Г — герцинский; М — мезозойский; А — альпийский

раннего и позднего мела, а в Западных Альпах — между поздним мелом и палеогеном. Общая инверсия в некоторых случаях совпадает с частной, но чаще ее следует относить к миоцену.

Заключительное поднятие во всех альпийских геосинклиналях приходится на одно и то же время: неоген (главным образом плиоцен) и четвертичный период. Это поднятие почти повсеместно выражено в форме эпигеосинклинального орогенеза.

В «тихоокеанской» схеме в мезокайнозое вместо одного альпийского цикла выделяются два цикла. Один из них называется мезозойским, или киммерийским, а другой альпийским, или тихоокеанским. Начальная стадия геосинклинального развития в мезозойском цикле приходится на конец карбона, пермь, триас, раннюю и среднюю юру (Северо-Восток СССР, Сьерра-Невада, Новая Зеландия). В конце средней юры или в течение поздней юры происходит частная инверсия, за которой в мелу следует общая инверсия и слабое поднятие платформенного типа (эпимезозойская платформа). А орогенный режим, если он проявляется, возникает в неогене и четвертичном периоде, т. е. в ту же эпоху «неотектонической активизации», что и в областях другого ритма. Эта синхронность развития последнего в истории земной коры орогенного режима представляет чрезвычайно интересное явление.

Альпийский цикл «тихоокеанской» схемы существенно не отличается от одноименного цикла «атлантической» схемы.

Мезозойский и альпийский циклы в областях «тихоокеанской» схемы проявляются регионально раздельно. Обычно альпийский цикл развивается рядом с областью, где только что закончился мезозойский цикл. Например, прогибание земной коры, начинающее альпийский цикл на Камчатке, происходило в мелу, когда только что закончился незначительным поднятием мезозойский цикл развития в соседней Верхояно-Колымской области. Альпийская геосинклиналь Южной Калифорнии начала развиваться сейчас же после заключительного поднятия на месте соседней мезозойской геосинклинали Сьерра-Невады.

Та же диаграмма на рис. 106 отчетливо демонстрирует связь смены различных режимов с общей эндогенной ритмичностью. Определенные режимы со всеми присущими им особенностями тектонических, магматических и метаморфических процессов занимают определенные места внутри циклов, и смена одного режима другим также приурочена преимущественно к определенным стадиям цикла. Некоторые примеры этого были указаны в предыдущих разделах настоящей главы.

Общая ритмичность сказывается на развитии любых режимов — геосинклинальных, платформенных, орогенных. При этом, например, развитие платформ в мезокайнозое может подчиняться как атлантической, так и тихоокеанской схемам ритмичности: Восточно-Европейская платформа следует «атлантической» схеме с ее одним в мезокайнозое альпийским циклом, тогда как в развитии Сибирской платформы и западной части Северо-Американской ясно чувствуются элементы «тихоокеанской» схемы с ее киммерийским циклом. Эти элементы выражены главным образом в том, что заключительное поднятие этих платформенных областей развивается раньше, чем на Восточно-Европейской платформе (еще в мезозое).

Вообще же при сравнении общих колебаний на платформе с такими же колебаниями в соседних геосинклиналях можно отметить, что движения на платформах как вниз, так и вверх несколько запаздывают по отношению к движениям в геосинклиналях. Уральская геосинклиналь прогибалась уже в силуре, тогда как Восточно-Европейская

платформа была в это время приподнята и начала опускаться только в среднем девоне. Когда в верхнем карбоне и перми на месте Уральской геосинклинали развивалось поднятие, на Восточно-Европейской платформе еще существовали обширные области прогибания. В альпийском цикле та же платформа втягивалась в опускание очень постепенно. В ранней юре, когда в Кавказской геосинклинали уже происходили большие прогибания, только самая южная окраина платформы начала опускаться, а значительная часть платформы была втянута в опускание только в поздней юре. В конце альпийского цикла — в палеогене и неогене — на платформе еще оставались зоны прогибания, а в Кавказской геосинклинали уже развивалось заключительное поднятие.

Неоднократно отмечалось, что орогенные режимы, как эпигеосинклинальные, так и эпиплатформенные, приурочивались к заключительной стадии эндогенных циклов. Эта закономерность видна из того же рисунка.

Рифтовый режим приурочен к концу альпийского цикла и в этом цикле занимает то же место, что в других областях орогенный режим.

Обычно принято считать, что офиолитовая стадия развития эвгеосинклиналей приурочена к началу эндогенного цикла, тогда как орогенный режим характерен для конца цикла. Диаграмма на рис. 106 показывает, что эти два режима часто совпадают во времени: когда в одной зоне развивается орогенный режим, в другой уже начинается офиолитовая стадия эвгеосинклинального режима, т. е. конец одного цикла как бы «накладывается» на начало следующего.

Здесь мы только отмечаем это явление. К его специальному рассмотрению мы вернемся в последней главе. Тогда же станет ясным смысл выделения «возбужденных» режимов, упомянутых в подписи к рис. 106.

Глава 19

ПРИНЦИПЫ РАЙОНИРОВАНИЯ МАТЕРИКОВ ПО ЭНДОГЕННЫМ РЕЖИМАМ

Выделение типов эндогенных режимов и их комплексная характеристика позволяют с максимальной экономией слов и времени дать представление о строении и характере геологического развития той или иной области материка. Действительно, достаточно сказать, что данная область характеризовалась в течение такого-то промежутка геологического времени орогенным режимом, чтобы возникло представление о контрастном расчленении этой области на поднятия (типа горст-антиклинориев) и опускания (типа грабен-синклинориев) с преобладанием поднятий над опусканиями, об осадках молассовой и лагунной формации, о складчатости глыбовой и нагнетания с возможным локальным проявлением складчатости общего смятия вдоль глубинных разломов, об отсутствии метаморфизма, о преимущественно эффузивном характере магматизма, химическая характеристика которого будет зависеть от того, имеем ли мы дело с эпигеосинклинальным или эпиплатформенным орогенезом.

Если же другая зона отнесена к разряду геосинклинального центрального поднятия, то это вызовет у нас гораздо более сложные представления. Мы будем думать об общей структуре центрального поднятия как об обращенном антиклинории, осложненном интенсивной складчатостью общего смятия. На крыльях поднятия возможны пок-

ровы гельветского типа. Если центральное поднятие образовалось в эвгеосинклинальной зоне, оно должно быть сложено в значительной степени породами офиолитовой стадии: глубоководными кремнистыми осадками, яшмами, известняками и собственно офиолитами — основными и ультраосновными магматическими породами. В центральном поднятии мы вправе ожидать малые интрузии габбро-плагиогранитной формации, а также и большие гранитные батолиты и разнообразные по составу трещинные интрузии. Здесь должен быть развит региональный метаморфизм, с которым может быть связан глубинный диапиризм, в частности, в форме покровов пеннинского типа.

Значение типизации состоит также в том, что она позволяет, установив тип режима по *некоторым* признакам, предсказывать вероятность нахождения и *других* признаков, свойственных этому режиму. Например, грубообломочная красноцветная молассовая осадочная формация, нарушенная локальными складками глыбового типа, может оказаться достаточным признаком для того, чтобы отнести данную зону к типу орогенных и предвидеть возможность обнаружения в ее пределах пока еще не встреченных пород лагунной формации, складок нагнетания, глубинных разломов, разделяющих поднятия и прогибы, вулканических излияний и трещинных интрузий.

Такое прогностическое значение типизации эндогенных режимов может быть еще углублено и расширено, если помимо общей характеристики каждого режима будут использованы закономерности их исторического развития и их приуроченность к определенным стадиям эндогенных циклов. Например, если обнаружены признаки офиолитовой формации и установлено, что ее возраст девонский, то, основываясь на общих закономерностях развития эндогенных процессов, мы можем предполагать с полным основанием, что находимся в геосинклинали герцинского цикла. А это позволит нам предположить, что частная инверсия, а следовательно, и основное складкообразование, региональный метаморфизм и гранитизация происходили здесь, вероятно, в течение раннего карбона, флиш накапливался в среднем и позднем карбоне, а если та же область была охвачена эпигеосинклинальным орогенезом, то последний наступил в перми, когда формировались орогенные поднятия и прогибы, отлагались осадки молассовой и лагунной формаций, происходили излияния лав и образовывались трещинные интрузии. Конечно, все эти предположения должны быть проверены, но они будут полезны для выработки направлений дальнейших исследований.

Большая практическая польза типизации эндогенных режимов состоит в том, что, основываясь на ней, мы можем хотя бы в общей форме прогнозировать размещение полезных ископаемых. Образование последних находится в тесной связи с составом магмы и характером магматической деятельности, с условиями образования осадочных толщ, с характером тектонических структур, с метаморфическими процессами. В зависимости от генетического типа полезного ископаемого его скопления определяются или одним или группой перечисленных факторов. Но все эти факторы зависят от эндогенного режима, и поэтому эндогенные режимы могут рассматриваться также в качестве металлогенических режимов (понимая под металлогенезисом образование не только металлических, но любых полезных ископаемых).

В нашей стране это практическое значение типизации геологических режимов было понято уже давно. Основное значение в этой области имеют работы С. С. Смирнова, Ю. А. Билибина, В. И. Смирнова.

Работы по типизации эндогенных режимов приняли первоначально форму тектонического районирования, т. е. выделения зон различных тектонических режимов. Однако очень скоро, помимо чисто тектонических особенностей развития той или иной территории, в характеристику ее стали включаться и проявления магматизма, а также метаморфизма. Тектоническое районирование превратилось, по существу, в районирование по типам эндогенного развития, хотя и продолжает называться тектоническим.

Важнейшим элементом районирования является возраст того или иного режима. Обычно этот возраст относят к определенному эндогенному (или, как чаще говорят, тектоническому) циклу.

Первые тектонические схемы СССР появились в 1933 г. Это были схемы А. Д. Архангельского, М. М. Тетяева, Д. В. Наливкина. Выдающееся значение имела схема А. Д. Архангельского, которая в последующие годы многократно перерабатывалась и улучшалась (совместно с Н. С. Шатским).

Эти схемы строились прежде всего на основе выделения областей с разным возрастом последней, «главной», складчатости. На них выделялись области или зоны докембрийской, каледонской, герцинской (варисцийской), мезозойской, альпийской (третичной) складчатости и, в дополнение к этому, показывались некоторые другие особенности строения (глубина фундамента на древних платформах, выходы более древних складчатых комплексов среди более молодых, «переработка» молодыми движениями более древних структур и др.).

С 1956 г. по инициативе советских ученых (Н. С. Шатского и А. А. Богданова) была начата работа над составлением международных тектонических карт, для чего была организована соответствующая международная комиссия. Первоначально работа была сконцентрирована в Европе и в 1964 г. появилась Международная тектоническая карта Европы в масштабе 1 : 250 000 под редакцией Н. С. Шатского.

По сравнению с первыми тектоническими схемами СССР на этой карте значительно расширен список условных обозначений. На ней выделены зоны свекофенской, карельской, готской и дальсландской, байкальской и кадомской, каледонской, варисцийской (герцинской), альпийской складчатостей. На платформах, как древней, так и молодой, показаны возраст фундамента и глубина его залегания. Выделены эвгеосинклинали и миогеосинклинали, а также краевые прогибы, под которым понимаются наши передовые прогибы. В складчатых областях разрез пород разделен на структурные этажи. Их обычно выделяется три. Они в общем соответствуют стадиям: офиолитовой, инверсионной и эпигеосинклинального орогенеза. Кроме того, показаны главнейшие структурные формы (антиклинории, синклинории, крупные антиклинали и синклинали, значительные дислокации на платформах).

В настоящее время тектонические карты составляют для других материков

Надо отметить, что тектонические карты этого типа наряду с очень большими положительными качествами имеют и недостатки.

Возраст последней, «главной», складчатости определяет принадлежность данной складчатой зоны к тому или иному эндогенному циклу, но этот критерий, конечно, недостаточен, чтобы установить принадлежность зоны к определенному режиму. В некоторой мере эта задача решается путем выделения эв-, миогеосинклиналей и передовых проги-

бов. Но не выделяется орогенный режим, остается неосвещенным тип складчатости, не показываются зоны регионального метаморфизма и совершенно недостаточно отражен на картах магматизм. Эти недостатки связаны с тем, что с самого начала имелись в виду только тектонические критерии районирования, причем в ту пору (более сорока лет тому назад) преувеличенное значение придавалось складчатости в ущерб, например, колебательным движениям. Но при этом разделение складчатости на типы не было еще разработано. Казалось, что время образования складчатости является главным признаком, которым следует пользоваться при районировании. Когда же стало ясно, что время образования складчатости представляет лишь одну из многих характеристик геологического развития, то делались попытки расширить содержание карт путем формальных добавлений к их легендам новых обозначений без пересмотра принципиальной основы районирования.

Интересный шаг в направлении улучшения принципов тектонического районирования был сделан Т. Н. Спижарским. Он выдвинул идею районирования не по возрасту складчатости, а по тектоническим режимам, что уже значительно приближает нас к идее районирования по эндогенным режимам.

Исходя из представления, что в геосинклиналях земная кора по составу и строению отличается от земной коры платформ, Т. Н. Спижарский делит материковые тектонические режимы на режимы геосинклинальной коры и режимы континентальной коры. При рассмотрении первых в развитии геосинклиналей выделяются две стадии: демиссионная (господства опусканий) и инверсионная. Главным критерием для разделения геосинклинальных режимов считается магматизм, а именно его состав. Выделяются четыре вида геосинклинальных режимов: фемический, т. е. характеризуемый весьма интенсивным проявлением начального основного и ультраосновного магматизма; салическо-фемический, отличающийся от первого большей ролью кислого магматизма; фемическо-салический с преобладанием кислого (гранитного) магматизма над основным; салический, в котором стадия основного и ультраосновного магматизма полностью или почти полностью отсутствует. Примером фемического режима считается Уральская герцинская геосинклиналь; салическо-фемическое развитие мы встречаем в каледонском цикле в Саянах и на Алтае; фемическо-салическим режимом характеризуется Тянь-Шань в герцинском цикле, а салический режим обнаруживается в Верхоянье в киммерийском цикле. В этой последовательности прослеживается переход от более активных геосинклинальных режимов ко все более вялым: фемический режим — это типичный эвгеосинклинальный, а салический — типичный миогеосинклинальный.

Кроме того, Т. Н. Спижарский выделяет режимы срединных массивов и так называемый импозитивный; к последнему он, в частности, относит Охотско-Чукотский меловой андезитовый пояс. Режимы континентальной коры разделяются на омогеосинклинальный режим, который по своим свойствам почти полностью совпадает с нашим парагеосинклинальным, а также режимы «завершенной складчатости», которые делятся на орогенный и койлогенный режимы. Под последним понимаются молодые платформы, на которых преобладают опускания и образуется осадочный чехол, тогда как орогенный режим характеризуется господством поднятий и размыва. Пример койлогенного режима представляет собой Западно-Сибирская эпигерцинская платформа.

Платформенный режим в этой систематике включает только древние платформы. Развитие последних разделяется на стадии: авлакогенную, калюмогенную (умеренного опускания) и эмиссионную (умеренного поднятия).

При всем том интересе, который представляет эта систематика режимов, пользоваться ею трудно. Ее недостатками, в частности, являются новые сложные термины и нечеткость критериев при выделении разных типов геосинклинальных режимов, различающихся по характеру магматизма.

РАЙОНИРОВАНИЕ ПО ТИПАМ ЭНДОГЕННЫХ РЕЖИМОВ

Наше предложение состоит в том, чтобы использовать в качестве основы для районирования ту систематику эндогенных режимов, которая приведена в предыдущих главах. Свойства этих режимов изложены выше и сведены в табл. 3.

На детальность, точность и полноту районирования по типам эндогенных режимов влияние оказывают масштаб районирования и геологическое время, для которого районирование производится. Ясно, что если на схемах очень мелкого масштаба можно показать только обобщенно, с одной стороны, все геосинклинальные режимы совместно, а с другой — все платформенные режимы также вместе, на схемах более крупных масштабов можно выделить эв- и миогеосинклинали, древние и молодые платформы. А при районировании в еще более крупном масштабе могут быть показаны в геосинклиналях центральные поднятия, краевые прогибы, устойчивые геоантиклинали, а среди платформ — древние и молодые платформы, щиты и плиты, субгеосинклинали и субгеоантиклинали. Дальнейшее увеличение масштаба позволит показать структурные элементы: антиклинории и синклинории разных порядков, типы складчатости или даже отдельные складки, разрывы разных типов, степень метаморфизма, интрузии разного состава.

Что касается геологического времени, для которого составляется схема районирования, то оно влияет на содержание схемы, во-первых, посредством периодичности эндогенных процессов и, во-вторых, посредством доступности тех или иных формаций для наблюдения. В связи с периодичностью процессов районирование наиболее целесообразно относить к тому или иному эндогенному циклу в целом или к некоторой определенной его стадии. Например, при районировании, отнесенном к герцинскому циклу, на схеме будут показаны геосинклинали, платформы, орогенные зоны, рифты, развивавшиеся в течение герцинского цикла, т. е. в среднем и верхнем палеозое. На схеме, отнесенной к заключительной стадии того же цикла, геосинклинали не будут фигурировать, а внимание будет вместо них сосредоточено на эпигеосинклинальном и эпиплатформенном орогенезе.

Доступность формаций для наблюдения влияет в том отношении, что, как нетрудно себе представить, районируется легче всего тот комплекс пород, который лучше обнажен, т. е. находится на поверхности. Поэтому в общем легче всего районирование может быть выполнено для эндогенных режимов, развивавшихся в течение самого молодого цикла — альпийского. Некоторые трудности в этих случаях могут возникнуть лишь там, где структуры, возникшие в конце цикла, значительно видоизменили структуры, относящиеся к более ранним стадиям того же цикла. Например, в случае проявления эпигеосин-

клинального орогенеза орогенные структуры накладываются на геосинклинальные и последние могут быть выявлены только путем «снятия» всех тех искажений, которые привнесены орогенезом. Аналогичная задача возникнет при перекрытии геосинклинальных или платформенных структур наложенными рифтовыми структурами.

Составление схем районирования для более древних циклов требует операции «снятия» результатов последующих эндогенных процессов. Влияние наложенных в последующие циклы процессов минимально и может быть вовсе ничтожным там, где на структуры изучаемого цикла наложен более поздний платформенный режим. Например, в Центральном Казахстане структуры, созданные геосинклинальным режимом герцинского цикла, сохранились практически неизмененными, поскольку в последующем (альпийском) цикле здесь был платформенный режим. Аналогичны условия сохранности герцинских структур Донецкого бассейна. Могут быть очень незначительными последующие изменения структур относительно древних циклов, если на них наложен орогенный режим более позднего цикла, но с малой интенсивностью тектонических движений. Например, хорошо сохранилась герцинская структура Урала, хотя некоторые тектонические разрывы и пологие поднятия и прогибы на Урале связаны со слабыми орогенными движениями альпийского цикла. В других случаях наложение последующих процессов может вызвать искажение структур изучаемого цикла столь глубокое, что вскрыть первоначальный их облик невозможно. Очевидно, что возможность искажений усиливается по мере того, как мы опускаемся ко все более ранним эндогенным циклам. Эпиплатформенный орогенез конца альпийского цикла в Тянь-Шане позволяет без особого труда восстановить структуры не только молодой платформы, существовавшей здесь на более ранних стадиях того же цикла, но и режимы герцинского, а для Северного Тянь-Шаня и каледонского циклов. В то же время условия, существовавшие в Главном Кавказском хребте или в Альпах в герцинском цикле, восстанавливаются с большим трудом и неполно, поскольку они сильно искажены интенсивными геосинклинальными процессами альпийского цикла.

Из изложенного ясно, почему схемы районирования обычно составляются для самых молодых режимов. Такие схемы являются наиболее полными и лучше обоснованными. Но районирование более ранних режимов, хотя бы и неполное, представляет большой интерес, не только теоретический, но и практический, так как с относительно более древними режимами могут быть связаны определенные группы полезных ископаемых. Например, в Тянь-Шане с орогенным режимом герцинского цикла связаны теле- и эпитермальные месторождения ртути и некоторых других элементов. В связи с геосинклинальными режимами герцинского и каледонского циклов возникли полиметаллические месторождения, а также ряд месторождений, связанных с основными и ультраосновными магматическими породами ранней стадии геосинклинального развития. На Кавказе выделяются отдельные группы месторождений, связанные с каледонскими, герцинскими и альпийскими режимами. Очевидно, что закономерности размещения каждой такой группы могут быть выявлены лишь путем районирования режимов для каждого цикла в отдельности путем постепенного «вскрывания» более древних структур из-под более молодых.

ЧАСТЬ II

ТЕКТОНИКА ОКЕАНОВ

Глава 20

РЕЛЬЕФ, ОСАДКИ И ПОРОДЫ ДНА ОКЕАНА

Океанами и морями покрыто 70% поверхности земного шара. Если отсюда исключить области шельфа и эпиконтинентальных морей, которые являются затопленными частями материков, то на долю собственно океанов и глубоких морей придется 50% поверхности нашей планеты. Совершенно очевидно, что создать общие представления о строении и развитии земной коры, не принимая во внимание океаническую ее половину, невозможно. Между тем только за последние два десятилетия перед учеными стали раскрываться тайны строения океанического дна. Это оказалось возможным в связи с развитием ряда новых методов исследований, главным образом геофизических, а также с появлением в большом масштабе новых технических средств, прежде всего исследовательских специально оборудованных кораблей.

Успехи, которые достигнуты в изучении строения дна океанов за последние годы, чрезвычайно велики. Однако необходимо подчеркнуть, что мы находимся еще в самом начале пути и преувеличивать степень нашего знания океанических глубин не следует. Материки, которые изучаются геологами в гораздо лучших условиях в течение двухсот лет, до сих пор еще не раскрыли многих загадок своего строения. Тем больше таких загадок должно таиться в тех структурах, которые изучаются всего два десятка лет и к тому же находятся под слоем воды в несколько километров. Между тем за последние годы в некоторых кругах ученых распространилось мнение, что мы знаем океаническое дно уже чуть ли не лучше, чем материки, и что «материковая» геология должна быть пересмотрена в свете данных о строении океанов. С этим категорически нельзя согласиться. Общие представления о земной коре должны основываться на разумном и уравновешенном синтезе «материковых» и «океанических» представлений.

В настоящее время при изучении строения океанического дна используются следующие методы:

1. Батиметрия океанического дна, устанавливающая рельеф последнего. Осуществляется батиметрия главным образом с помощью эхолотирования, т. е. посылки звуковых сигналов от судна ко дну и приема их отражения.

Следует подчеркнуть, что изучение форм рельефа океанического дна имеет большее значение для решения вопросов, связанных с эндогенной динамикой, чем изучение рельефа суши. На суше проявления

в рельефе тектонических и вулканических процессов обычно сильно искажены размывом, уничтожающим возвышенности, и осадконакоплением, ведущим к заполнению впадин. Поскольку на дне океанов процессы разрушения и накопления протекают несравнимо медленнее, чем на суше, рельеф океанического дна в гораздо большей степени отражает тектонические и вулканические процессы.

2. Подъем горных пород со дна. Он осуществляется для твердых пород с помощью драги, а для сбора рыхлых осадков используются специальные трубки, которые, падая, вонзаются в грунт на глубину свыше 10 м.

За последние годы получило распространение подводное бурение, причем не только на мелководье, но и в глубоком море. Буровое исследовательское судно «Гломар Челенджер», принадлежащее США, выполнило большое число буровых профилей через все океаны. При этом рекордной глубиной океана, на которой проводилось бурение, было 6000 м, а максимальная глубина проникновения в породы океанического дна достигла 1200 м. С помощью подводного бурения во многих районах Мирового океана был изучен разрез осадочных толщ, залегающих на дне, но только в очень небольшой степени удалось проникнуть в залегающие под осадками твердые базальты. В настоящее время существует проект разбуривания базальтового основания океанического дна.

3. Геофизические методы. Среди них наибольшее значение имеют сейсмические методы, употребляемые в различных модификациях. Для изучения строения осадочной толщи дна океанов и рельефа подстилающего эту толщу твердого фундамента используется ультразвуковое профилирование, основанное на отражении ультразвуковых волн от различных отражающих поверхностей внутри осадочных свит. Для проникновения на большие глубины, сложенные не рыхлыми осадочными, а твердыми породами, используется глубинное сейсмическое зондирование, основанное на регистрации упругих волн, искусственно вызванных взрывами в водной среде. Этот метод позволяет получить представление об упругих свойствах среды до глубины в десятки километров под поверхностью дна. Глубинное сейсмическое зондирование дополняется спуском на дно сейсмографов, которые регистрируют естественные слабые землетрясения и позволяют также судить об упругих свойствах пород на различных глубинах.

Гравиметрические измерения важны для выяснения картины распределения масс под океаническим дном и степени их уравновешенности. Они позволяют отделить подводные возвышенности вулканического происхождения от форм рельефа с иной историей. Сочетание гравиметрии с сейсмическими методами позволяет распространить результаты последних далеко за пределы отдельных сейсмических профилей.

Магнитометрические измерения позволяют изучить магнитные аномалии на дне океанов. Как мы увидим, таким аномалиям сейчас придается большое значение. Особую роль играют палеомагнитные исследования.

Геотермические исследования указывают на значительные вариации земных тепловых потоков в разных областях океанов, что важно для разработки представлений о глубинных процессах.

Геологические и геофизические данные, получаемые непосредственно в океанах, дополняются результатами наблюдений на островах и прилегающих материках, проводимых обычными наземными методами.

В рельефе дна океана в качестве наиболее крупных геоморфологических элементов выделяются подводные окраины материков и ложе Мирового океана (см. приложенную к книге схему тектоники Земли[1]).

Подводные окраины материков разделяются в свою очередь на шельф, континентальный склон, континентальное подножие и глубоководные желоба.

Шельф представляет собой мелководную зону, примыкающую к суше, характеризующуюся глубиной почти повсеместно менее 200 м и выровненным рельефом с общим пологим (не более 1 : 1000) наклоном в сторону океана. Ширина шельфа бывает от нескольких километров до 800 км. Особенно широкий шельф окаймляет Северный Ледовитый океан. Он занимает большую площадь также в Индонезии. Балтийское, Северное, Карское, Лаптевых, Восточно-Сибирское, Чукотское, Желтое, Яванское, Арафурское, Тиморское моря целиком расположены на шельфе и являются поэтому типичными эпиконтинентальными морями, т. е. находящимися на затопленных участках материков. В пределах шельфа лежат значительные части морей: Берингова, Восточно-Китайского, Южно-Китайского, Андаманского, Баффина.

Многие неровности на поверхности шельфа сохранились с того времени, когда шельфы были подняты выше уровня моря. Таким временем была эпоха четвертичного оледенения, когда значительные массы атмосферной воды были связаны в материковых льдах и уровень Мирового океана стоял ниже современного на 100—150 м. К субаэральным эрозионным формам принадлежат, например, подводные долины на дне Северного моря, о которых уже упоминалось выше. Глубокая подводная долина прорыта в шельфе против устья р. Гудзон на Атлантической окраине Северной Америки, и аналогичные подводные долины обнаруживаются против устьев многих других рек.

Иные неровности на поверхности шельфа связаны с неравномерным накоплением осадков. Но в целом шельф характеризуется чрезвычайно пологим рельефом, что является следствием перемывания осадков волнами и выравниванием их поверхности на уровне базиса действия волн.

Континентальный склон связывает шельф с областями больших океанических глубин. Угол наклона склона от 3 до 10°. В областях, где отсутствуют глубоководные желоба (т. е. на материковых окраинах атлантического типа), континентальный склон опускается до глубины 1500—3500 м. Но там, где глубоководные желоба присутствуют (на окраинах тихоокеанского типа), склон опускается много глубже и в этих случаях он более крут (его уклон достигает 10°). В ряде районов на континентальном склоне на глубинах от нескольких сотен до нескольких тысяч метров были обнаружены террасы. Еще более важным элементом рельефа континентального склона являются краевые плато. О них речь шла выше (см. гл. 17). Это выровненные с поверхности уступы, подобные шельфам, но находящиеся на глубинах 1000—2000 м. В качестве наиболее типичного примера мы указывали краевое плато Блейк у берегов Флориды.

Континентальное подножие наблюдается там, где нет глубоководных желобов. Это постепенный переход от относительно кру-

[1] Рекомендуется также пользоваться картами океанов, изданными ГУГК: Тихий океан, М 1 : 25 000 000, 1968; Атлантический океан, М 1 : 20 000 000, 1964, Индийский океан, М 1 : 5 000 000, 1964.

того континентального склона к практически горизонтальной поверхности океанических котловин. Подножие имеет уклон от 1 : 100 до 1 : 700.

Элементом рельефа, общим для континентального склона и континентального подножия, являются подводные каньоны. Это рытвины, направленные вниз по склону, глубиной в несколько сотен метров, шириной от 1 до 15 км. У них крутые, часто отвесные, стенки и неровное дно, разделенное на уступы. Каньоны начинаются обычно от самой вершины континентального склона. Часто, но далеко не всегда, они находятся на продолжении подводных долин, расположенных на шельфе. Опускаются они по склону до разной глубины. Некоторые из них выходят за пределы континентального склона и континентального подножия и прослеживаются на дне океанических котловин.

В отличие от подводных долин, находящихся на поверхности шельфа, континентальные каньоны имеют не субаэральное, а подводное происхождение. Они прорезаны так называемыми мутьевыми потоками, т. е. потоками воды, плотность которой выше плотности чистой воды в результате наполнения ее взвешенными илистыми частицами. Такие мутьевые потоки возникают преимущественно на краю шельфа, сложенного на поверхности рыхлыми илами. Последние взмучиваются, особенно при землетрясениях или при катастрофическом стоке воды с прилегающей суши, и образовавшаяся взвесь увлекает вниз по склону некоторый объем воды. Мутьевые потоки движутся чрезвычайно быстро и обладают большой эрозионной энергией. Раз образовавшись, подводный каньон служит каналом для последующих мутьевых потоков, которые в течение долгого времени углубляют и удлиняют каньоны.

Глубоководные краевые желоба приурочены к материковым окраинам тихоокеанского типа. В них наблюдаются наибольшие глубины, в том числе и рекордная глубина в 11 023 м. Обычно желоба опущены по отношению к прилегающим океаническим котловинам на 2—3 км. Со стороны материка они граничат непосредственно с континентальным склоном.

Типичная ширина желоба 100—150 км. Поперечный профиль желоба асимметричен: склон, примыкающий к суше, круче (10—15°), противоположный положе (2—3°). Оба склона осложнены уступами, на которых местами наблюдаются очень крутые участки (до 45°). Дно желобов выровнено, почти плоско. Но плоская полоса узка — всего несколько километров, причем перегиб от крутого склона к плоскому дну очень резок. По своему простиранию желоба разделены на удлиненные овалы поперечными поднятиями. Длина отдельных овалов измеряется сотнями и даже тысячами километров.

Ложе Мирового океана включает в качестве геоморфологических элементов океанические котловины и различные возвышенности, выраженные как протяженными хребтами, так и отдельными поднятиями округлой или неправильной формы.

Океанические котловины охватывают наибольшую площадь ложа Мирового океана. Дно их расположено на глубине 5—6 км. Поверхность дна океанических котловин образует два типа рельефа: равнинный и холмистый. В Атлантическом океане равнинные пространства преобладают над холмистыми. Последние обнаруживаются только в наиболее удаленных от материков участках. В Тихом океане, наоборот, резко преобладают холмистые пространства, занимающие 80—85% площади океана.

Глубоководные холмы на дне котловин — это куполовидные поднятия высотой от 50 до 100 м при ширине основания от 1 до 10 км. Наи-

более типичны холмы высотой 300 м с диаметром основания около 6 км. Глубоководные равнины представляют собой идеально выровненные пространства с уклонами менее 1 : 1000. В Атлантическом океане они занимают части котловин, близкие к материкам. В Тихом океане прибрежной равниной является лишь Аляскинский залив, а другие равнины расположены в центральной части океана вокруг групп вулканических островов (Гавайских, Маршалловых, Гилберта и др.).



Рис. 107. Схематические профили через зоны разломов на востоке Тихого океана, показывающие два типа рельефа: односторонний горст (*1*) и два встречных односторонних горста с грабеном между ними (*2*). По Менарду

Важной особенностью рельефа котловин, занимающих восточную часть Тихого океана, являются широтные уступы огромной протяженности. Уступ Мендосино начинается у берегов Калифорнии и прослеживается на запад вдоль 40° с. ш. на расстояние 3000 км. Уступ Меррей начинается близ г. Лос-Анджелеса и протягивается к западу вплоть до Гавайских островов на протяжении 4000 км. Уступ Кларион, находящийся на широте г. Мехико, имеет длину 2500 км. Наконец, уступ Клиппертон от Панамского перешейка протягивается на запад-юго-запад более чем на 3000 км. Здесь перечислены лишь самые главные уступы.

Уступы разделяют участки дна с разной глубиной. Разность глубин по обе стороны уступа может достигать 1000—1500 м, как это наблюдается вдоль уступов Мендосино и Меррей, или же ограничиваться сотнями метров (уступ Клиппертон). Сама зона уступа имеет сложный рельеф. Можно выделить два типа последнего: один асимметричный хребет, пологий в сторону более мелкого участка дна и крутой в сторону более глубокого, сопровождаемый рытвиной с крутой стороны, или два асимметричных хребта, обращенных друг к другу крутыми склонами и разделенных рытвиной (рис. 107). Примером первого типа рельефа является уступ Мендосино, имеющий высоту 1500 м. По краю уступа тянется подводная гряда, высота которой над приподнятым крылом уступа достигает 1,5 км, а над опущенным крылом 3 км. Пример рельефа второго типа — уступ Клиппертон. Здесь вдоль уступа тянется низкий вал с осевым трогом шириной 15—40 км и глубиной более 1200 м. К северу от вала дно опущено на 300—400 м по отношению к дну южнее его. Ширина вала около 100 км. Эти уступы обычно именуются в литературе разломами (разлом Мендосино, разлом Меррей и т. д.). Мы увидим, что в геологическом отношении эти разломы могут быть отнесены к тому же типу структур, что описываемые ниже «асейсмичные» хребты.

Срединно-океанические хребты являются наиболее крупным положительным элементом рельефа дна океана. Они образуют единую систему длиной свыше 60 000 км, протягиваясь из Атлантического океана в Индийский и оттуда в Тихий.

Наиболее изученным является Срединно-Атлантический хребет. Гребень его прослеживается почти точно по оси океана. Вдоль гребня хребта тянется характерное понижение — «рифтовая долина», имеющая форму как бы продольной щели. Она распадается на отдельные вытянутые вдоль хребта впадины, разделенные перемычками. Дно рифтовой долины в среднем находится на глубине 4 км, тогда как соседние

вершины гребня поднимаются до глубины 2 км и кое-где даже обнажаются над уровнем океана, образуя такие острова, как Сан-Паулу, Вознесения, Буве. Ширина долины 25—50 км. Дно долины неровно, плоских участков почти нет.

К рифтовой долине с обеих сторон примыкают полосы чрезвычайно сложного рельефа с размахом выступов и впадин до 1 км. Ниже по склону хребта рельеф становится спокойнее. Несколькими уступами высотой в сотни метров склон разделяется на ступени.

Срединно-Атлантический хребет в районе о. Буве на крайнем юге Атлантического океана резко поворачивает на северо-восток и проходит посредине между южной оконечностью Африки и Антарктидой. Здесь хребет называется Африкано-Антарктическим. Продолжаясь дальше, он переходит в Западно-Индийский хребет. У о. Родригес наблюдается сочленение: Западно-Индийский хребет имеет свое продолжение к северу и называется теперь Аравийско-Индийским, или Карлсбергским, хребтом. Последний на севере изгибается к северо-западу, направляясь к входу в Аденский залив, в котором теряется как геоморфологический элемент. В направлении на юго-восток от о. Родригес протягивается другой хребет — Центральноиндийский,— направляющийся к островам Амстердам и Сент-Пол. Далее он поворачивает к востоку-юго-востоку и проходит между Австралией и Антарктидой (Австрало-Антарктический хребет) (см. приложенную к книге схему тектоники Земли).

Гребневая зона Западно-Индийского и Карлсбергского хребтов усложнена рифтовой долиной, как и гребень Срединно-Атлантического хребта. Интересно, что при входе в Аденский залив хребет как положительная форма рельефа исчезает, но рифтовая долина, выраженная цепочкой впадин, продолжается. Отсюда она прослеживается и в Красное море, где известна осевая депрессия шириной 60 км и глубиной свыше 2000 м, которая «вложена» в гораздо более широкую мелководную зону, глубина которой не превышает 600 м.

Тогда как ширина Западно-Индийского хребта 300 км, Центральноиндийский хребет достигает ширины 900 км, но он положе и на нем нет крупной рифтовой долины. Она заменяется мелкими отдельными впадинами. Еще более пологим является Австрало-Антарктический хребет.

Продолжение хребта в Тихом океане образует Южно-Тихоокеанский и Восточно-Тихоокеанский хребты. Последние чаще называются не хребтами, а поднятиями в связи с их очень пологим рельефом. Восточно-Тихоокеанское поднятие представляет собой вал высотой 2—3 км при ширине от 2000 до 4000 км. От 55° ю. ш. вплоть до экватора оно протягивается меридионально. Далее его простирание становится северо-западным и он направляется к устью Калифорнийского залива подобно тому, как Карлсбергский хребет тянется к Аденскому заливу. На вершине этого поднятия нет признаков продольной рифтовой долины.

Срединные океанические хребты прорезаются многочисленными поперечными расщелинами. На Срединно-Атлантическом хребте самые крупные расщелины наблюдаются в экваториальной полосе, где хребет делает резкий S-образный изгиб. Наибольшая поперечная расщелина получила название Вима. Она лежит на 11° с. ш. Ее ширина от 8 до 20 км. Глубина ее несколько менее 5200 м, а примыкающие с севера и юга горы поднимаются над ней на 3000 м. Дно Вимы удивительно плоско. Она образует своеобразный коридор, соединяющий между собой котловины, лежащие по обе стороны хребта. Было отмечено,

что в местах пересечения поперечными расщелинами ось срединного хребта смещается в сторону, как по сдвигу. Такое смещение по долине Вима имеет левое направление, и амплитуда его достигает 460 км. Схема тектоники Земли дает представление о главнейших из поперечных смещений не только Срединно-Атлантического, но и других хребтов.

Срединно-океанические хребты на всем своем протяжении характеризуются сильной современной сейсмичностью.

Но среди положительных форм рельефа океанического дна имеются и так называемые «асейсмичные» хребты, названные так потому, что в отличие от срединных хребтов в настоящее время на них землетрясения не регистрируются. В Атлантическом океане примером является Китовый хребет, который в юго-восточной части океана прослежен на протяжении 2000 км. Его гребень находится на глубине 1500—2000 м. Ширина хребта 200—250 км. Вершина его плоская. Хребет асимметричен: восточный склон круто обрывается на глубину 4500 м, западный склон пологий.

Целый ряд «асейсмичных» хребтов известен в Индийском океане. К этой группе принадлежит, например, Маскаренский хребет, изогнутый дугой, выпуклой к востоку; на нем находятся Сейшельские острова. Длина хребта свыше 2000 км. Ширина от 200 до 450 км. Свод плоский, а склоны крутые (до 15°). Над окружающими котловинами он поднимается на 4000 м. Сюда же относится Мальдивский хребет, протянувшийся на север от архипелага Чагос на 2500 км. Любопытное образование представляет собой Восточно-Индийский хребет, простирающийся почти точно по меридиану 90° в. д. от Андаманских островов на севере до 30° ю. ш., т. е. на протяжении 4250 км. Его часто называют «Хребтом девяностого меридиана». Ширина хребта около 200 км, высота над окружающим дном от 1000 до 3500 м. На склонах встречаются участки крутизной до 25°. К южному концу Восточно-Индийского хребта причленяется широтный Западно-Австралийский «асейсмичный» хребет.

В Тихом океане типичные «асейсмичные» хребты имеются только в пространстве между Восточно-Тихоокеанским поднятием и материком Южной Америки (хребты Кокосовый, Наска, Карнеги, Сала-и-Гомес).

В Северном Ледовитом океане к этому типу хребтов принадлежат хребты Ломоносова и Менделеева. Первый из них протягивается от Сибирского шельфа до Канадского, имеет плоскую вершину и поднимается над прилегающими котловинами на 2600 м.

Кроме хребтов на дне океанов имеются возвышенности разных размеров и формы.

Например, в Атлантическом океане Бермудская возвышенность образует овальный выступ размером 1000×500 км. Она поднимается над окружающей глубоководной равниной на 1000 м и лежит на глубине около 4800 м. Средняя часть возвышенности представляет собой плато с очень пологим рельефом.

К западу от Шотландии известна возвышенность Роколл, имеющая овальную форму и размеры 500×200 км. При средних глубинах океана здесь 3000 м она поднимается до глубины 165 м и имеет очень расчлененный рельеф. Вокруг Азовских островов на глубине 2000 м расположено Азорское плато, поверхность которого сильно расчленена.

Возвышенность Рио-Гранде против берегов Бразилии представляет собой овальный блок, вытянутый в широтном направлении, с разме-

рами 500×300 км. Бóльшая часть возвышенности поднята над окружающими котловинами на 1500 м, а центральная часть возвышается на 2500 м.

В Индийском океане плоскими возвышенностями являются плато Крозе и хр. Кергелен. Плато имеет размеры 300×100 км и поднимается над котловинами на 4000 м. Хребет протягивается от о. Кергелен к юго-востоку на 1800 км.

В центральной части Тихого океана к тому же типу возвышенностей следует отнести плато Манихики в Полинезии. Оно имеет форму четырехугольника со сторонами в 750 и 1000 км, лежит на глубинах от 2500 до 4000 м и окружено глубинами в 5500 м. С плато поднимается несколько вулканических островов. В этой же части Тихого океана распространены пологие овальные и линейные поднятия дна, служащие основанием для цепочек вулканических и коралловых островов. Впрочем, последние представляют собой коралловые надстройки на вершинах погруженных вулканических конусов, и, следовательно, глубинная природа островов в тех и других случаях одинакова. Большим поднятием является Гавайское, образующее основание для Гавайских островов. Длина этого поднятия около 3000 км, ширина до 1000 км. Склоны поднятия очень пологи, все более выполаживаются вниз и незаметно переходят в дно окружающих котловин. Некоторые из таких поднятий окружены пологими периферическими погружениями дна (рвами).

Огромным распространением на дне океанов пользуются частные положительные формы рельефа, среди которых обычно выделяют подводные горы, вулканические острова, атоллы и гийоты. Все эти формы родственны, так как в своей основе являются вулканическими конусами, поднимающимися со дна океана. Подводными горами называют подводные вулканы конусовидной формы с острой вершиной. Вулканические острова — это те же вулканические конусы, вершины которых подняты над уровнем моря. Атоллы, как только что было сказано, представляют собой коралловые надстройки над погруженными вулканическими конусами. Наконец, гийоты являются тоже вулканическими горами, но с плоскоусеченной вершиной, которая, как мы увидим ниже, была в свое время срезана абразией.

Особенностью всех таких частных возвышенностей являются их крутые склоны, которые становятся круче вверх. Крутизна их колеблется от 15 до 40°. Высота вулканических конусов бывает от 1 до 10 км, т. е. среди них мы наблюдаем самые высокие горные вершины на земном шаре, более высокие, чем на суше. Диаметр основания конусов от нескольких десятков до 200 км. Ширина плоской площадки на вершине гийотов варьирует от нескольких километров до 30 км. Глубина площадок под поверхностью воды колеблется от десятков метров до 2 км. Точно так же на разной глубине находятся и остроконечные подводные горы.

В Атлантическом океане вулканические конусы рассеяны по обе стороны от срединного хребта, но гийотов там мало. Крупной вулканической горой является цоколь Бермудских островов, вершина которого находится на глубине всего 40 м. Группа подводных гор поднимается с Азорского плато. В зоне срединного хребта в Южной Атлантике находятся вулканические острова Сан-Паулу, Вознесения, Святой Елены, Тристан-да-Кунья, Гоф, Буве и ряд подводных гор. Внутри Гвинейского залива в северо-восточном направлении протягивается цепочка из четырех вулканических островов.

В Индийском океане далеко не все подводные частные возвышенности известны. Но в северо-восточной части океана найдено свыше ста подводных гор. Выделяется цепочка их между островами Кокосовым и Рождества. Другая цепочка соединяет Западно-Австралийский «асейсмичный» хребет с материком Австралии. Полосы подводных гор отмечены вдоль обоих склонов Восточно-Индийского хребта. Гийотов в Индийском океане было найдено всего несколько.

Тихий океан заполнен подводными и надводными вулканами в гораздо большей степени, чем другие океаны. Общее число таких частных форм рельефа в этом океане не менее 10 000. В том же океане известно большое количество гийотов. Около десяти гийотов найдено в центральной части Аляскинского залива. Бо́льшая часть плоских вершин этих гийотов расположена на глубинах от 700 до 2500 м. Диаметр основания конусов обычно 30—40 км. Гийоты, находящиеся в Алеутском глубоководном желобе, расположены на большей глубине (в среднем на 1800 м глубже, чем в Аляскинском заливе).

Другое скопление подводных гор и гийотов было обнаружено в области Тихого океана, примыкающей к берегам Калифорнии и Мексики. Здесь цепочки подводных гор протягиваются преимущественно вдоль указанных выше уступов в дне океана (особенно вдоль уступа Меррей).

Подводные горы и гийоты широко развиты в центральной части Тихого океана: в Полинезии, на Маршалловых, Гавайских островах и в восточной части Каролинских островов. Количество гийотов, как и конических подводных гор, достигает в этой части океана многих сотен. Все эти возвышенности объединены преимущественно в линейные цепочки. Преобладает северо-западное простирание последних. Оно выражено также и в грядах надводных вулканических и коралловых островов. Но некоторые цепочки имеют широтное и меридиональное простирание. Длина цепочек до 2500 км с сотнями подводных возвышенностей и островов в каждой цепочке. Гийоты в этой части океана поднимаются с глубины 5500 м, а вершины их находятся на глубинах от 300 до 2000 м (преобладают глубины от 1000 до 1800 м).

В заключение отметим некоторые особенности рельефа дна краевых и средиземных морей, лежащих за пределами шельфа. В таких морях мы встречаемся с теми же элементами рельефа, что свойственны океанам. За прибрежным шельфом следует континентальный склон и далее лежат глубоководные равнины. Но последние располагаются на меньшей глубине, чем океанические равнины. В морях имеются подводные хребты и отдельные горы.

В качестве примера остановимся на рельефе дна Средиземного моря (рис. 108). Последнее делится на две части: западную и восточную. В западной части имеются две замкнутые котловины: Алжиро-Прованская и Тирренская. Их дно представляет собой в общем глубоководную равнину. Однако вдоль оси Алжиро-Прованской котловины проходит слабо выраженный хребет. Котловины окружены континентальными склонами и лежат на глубинах 2600 и 3500 м. В центре Тирренской котловины найден вулканический конус высотой 2840 м над дном.

В восточной части Средиземного моря выделяются Центральная и Левантинская котловины. Ложе первой находится на глубине около 3500 м и имеет холмистый рельеф. Вторая очерчивается изобатой 2500 м. Между котловинами лежит плато с глубинами около 1500 м. Критско-Родосская островная дуга, ограничивающая с юга Эгейское море, окаймлена Гелленским желобом с глубинами до 5000 м. Этот же-

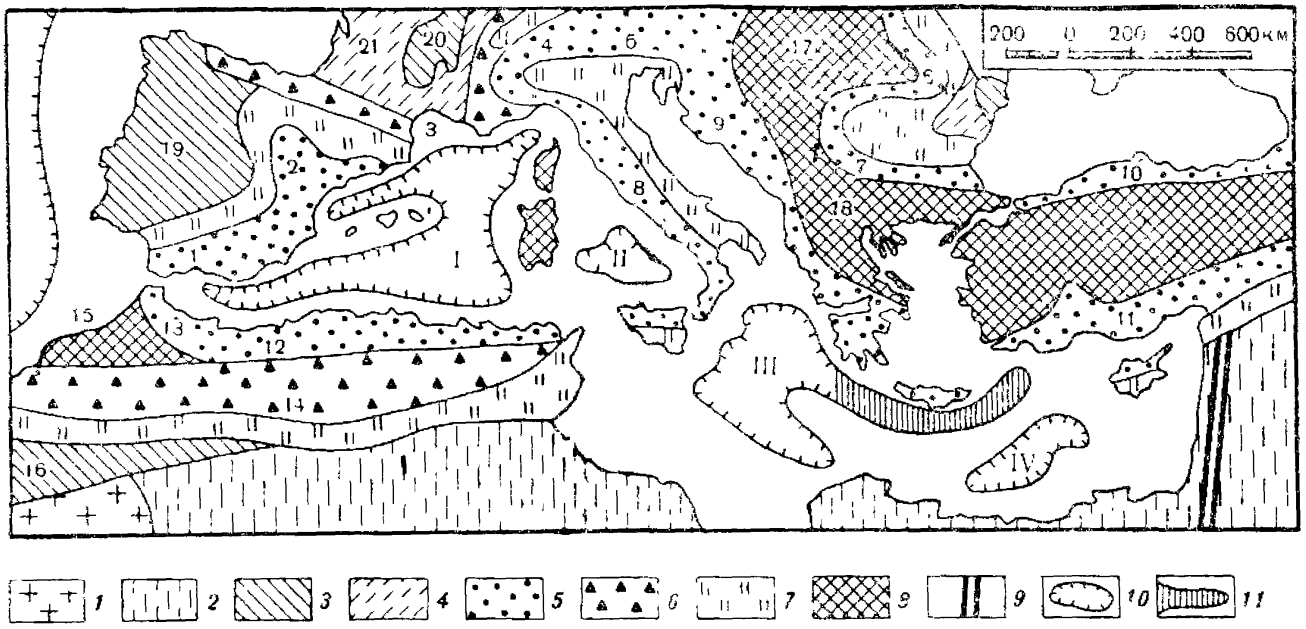


Рис. 108. Схема строения области Средиземного моря: *1* — выходы докембрийского основания (щиты); *2* — синеклизы на докембрийском складчатом основании; *3* — герцинские складчатые зоны; *4* — синеклизы на герцинском складчатом основании; *5* — альпийские геосинклинали; *6* — альпийские парагеосинклинали; *7* — альпийские передовые прогибы; *8* — срединные массивы в альпийских геосинклиналях; *9* — грабен; *10* — морские и океанические котловины (I — Алжиро-Прованская; II — Тирренская; III — Центральная; IV — Левантинская), *11* — Гелленский желоб.

Цифры на рисунке: 1 — Бетские Кордильеры, 2 — Кельтиберийская геосинклиналь; 3 — Пиренеи; 4 — Западные Альпы; 5 — Восточные Альпы; 6 — Карпаты; 7 — Балканы; 8 — Апеннины; 9 — Динариды; 10 — Анатолиды (Понтиды); 11 — Тавриды: 12 — Теллъский Атлас, 13 — Риф; 14 — Высокие Плато; 15 — Марокканская Мезета; 16 — Высокий Атлас; 17 — Венгерская депрессия; 18 — Македоно-Родопский массив; 19 — Исландская Мезета; 20 — Центральное плато Франции; 21 — Аквитанский бассейн

лоб по отношению к островной дуге занимает положение, аналогичное океаническим глубоководным желобам.

Разделение дна на шельф, континентальный склон и глубоководную равнину, лежащую на глубине от 3000 до 4000 м, наблюдается в Мексиканском заливе. Карибское море двумя подводными «асейсмичными» хребтами делится на три глубоководные котловины.

Однако в ряде случаев в краевых и средиземных морях мы находим очень сложный рельеф дна, который, насколько можно судить, является подводным продолжением рельефа примыкающих участков суши. Примерами могут служить моря Целебесское, Сулу, часть Западно-Каролинской котловины. В восточной части Целебесского моря, по окраинам моря Сулу и к северу от Новой Гвинеи наблюдается рельеф, состоящий из поднятий и депрессий шириной в несколько десятков километров с амплитудой до 2 км. Этот рельеф лежит на глубине до 2000 м. Он, несомненно, является продолжением тех хребтов и депрессий, которые наблюдаются на прилегающих участках суши Филиппин и Новой Гвинеи, и резко контрастирует с глубоководными равнинами, лежащими рядом (например, в центральной части моря Сулу на глубинах свыше 2500 м).

Море, находящееся между Марианской дугой и Филиппинами, а также моря Меланезии (Коралловое, Фиджи, Тасманово) тоже характеризуются сложным рельефом с разделением на многочисленные хребты и котловины. Очень сложный рельеф наблюдается в Мрамор-

ном и Эгейском морях. В их дне много котловин и хребтов с крутыми склонами. Этот рельеф аналогичен рельефу прилегающих районов Балканского полуострова и Малой Азии.

ОСАДКИ И ПОРОДЫ ДНА ОКЕАНОВ

Выше (гл. 17) мы рассматривали геологическое строение материковых окраин, являющихся в то же время и окраинами океанов. Было выделено два типа окраин: атлантический и тихоокеанский, описаны их особенности и сделаны выводы относительно их геологической истории. Не повторяя всего этого, мы сразу обратимся к внутренним областям океанов, т. е. к ложу Мирового океана.

Сейсмические методы позволили выделить в строении земной коры внутренних областей океанов три «слоя». Отсчет их ведется сверху вниз. Первым, самым верхним слоем является осадочный, сложенный преимущественно рыхлыми, неконсолидированными осадками. Второй слой в верхней своей части, которая доступна непосредственному наблюдению, состоит преимущественно из платобазальтов, имеющих часто подушечную структуру; предполагается, что тот же состав сохраняется до подошвы этого слоя. Третий слой на дне океана нигде не обнажается и о составе его можно судить только по скорости распространения сейсмических волн и по отдельным кускам пород, которые попали в вышележащие слои и считаются отторженцами третьего слоя. Эти данные указывают на то, что третий слой сложен комплексом разнообразных магматических основных и ультраосновных пород — габбро, серпентинизированных перидотитов и пироксенитов, а также продуктами метаморфизма основных пород — амфиболитами. Второй и третий слои океанического типа, судя по геофизическим данным, распространены не только в океанах, но и в окраинных и внутренних морях там, где глубина их превышает 2000 м. Поскольку эта глава посвящена только геологическим данным о строении дна океана, третий слой, остающийся пока недоступным для прямых геологических наблюдений, тут описываться не будет.

Первый (осадочный) слой океанической коры. Слой рыхлых осадков во внутренних областях океана очень тонок. Мощность его в котловинах Атлантического океана не превышает 1 км. В удаленных от берега областях Тихого океана она не достигает и 500 м. На значительных площадях океанического дна рыхлые осадки почти полностью отсутствуют, и на поверхности дна пятнами обнажается кровля второго (платобазальтового) слоя. Мощность осадков уменьшается по направлению к гребню срединных хребтов, а в зоне самого гребня осадки почти полностью отсутствуют, сохраняясь лишь в некоторых впадинах рельефа. В океанических котловинах они повсеместно развиты там, где дно плоско, но отсутствуют на многих участках в пределах площадей, характеризующихся холмистым рельефом. Таких частично голых участков дна сравнительно немного в Атлантическом и Индийском океанах, но в Тихом океане они занимают значительную часть поверхности его дна. С помощью сейсмического профилирования было установлено, что холмистый рельеф кровли второго слоя продолжается и в область котловин с плоским дном, но там он скрыт под осадками, которые, залегая горизонтально, заполняют его неровности.

Мощность осадков возрастает до 3—4 км на континентальном подножии и континентальном склоне. В еще большей степени мощность осадков увеличивается в замкнутых и полузамкнутых краевых и средиземных морях, где она обычно колеблется между 3—8 км. Но в Чер-

ном море мощность осадков достигает 14 км, а в южной части Каспийского моря — 20 км.

Состав осадков зависит от расстояния от источников сноса терригенного материала, а также от глубины отложения. На континентальных склонах и в котловинах, примыкающих к ним, основную роль играет терригенный материал (пески и илы), который распространяется на очень большое расстояние от ближайшего материка (местами до 1000 км) и отлагается на глубинах свыше 5 км. Такой далекий вынос связан с мутьевыми потоками, скатывающимися с континентального склона. В осадках этого типа наблюдается ритмическая слоистость, т. е. частая смена грубого материала тонким. Причина этого лежит в механизме мутьевых потоков: после того как поток скатился и водная среда успокоилась, взмученный песчано-илистый материал оседает в порядке уменьшения удельного веса частиц: сперва падают на дно более тяжелые частицы грубой фракции, а затем все более тонкие. Такое отмучивание осадков повторяется с каждым новым мутьевым потоком.

С удалением от источника сноса терригенных частиц в осадках все большую роль играет пелагический биогенный материал и, наконец, он становится единственным. Его состав зависит от глубины отложения, поскольку существует некоторая критическая глубина, на которой происходит растворение карбонатов. В современных океанах этот критический уровень находится на глубине около 4000 м. Поэтому на глубинах, меньших указанной величины, современные пелагические осадки представлены известковыми илами, а на глубинах больших — кремнистыми илами и глубоководной красной глиной. Можно думать, что и в прошлом критическая глубина растворения карбонатов была приблизительно той же, и отсюда можно судить о глубине образования того или иного древнего осадка.

Существенную роль в составе океанических осадков играет вулканогенный материал, особенно вблизи действующих вулканов.

Как среди известковых илов, так и среди терригенных отложений встречаются плотные кремнистые прослои.

В центральных областях океанов, среди глубоководных котловин, существуют отдельные ограниченные участки мелководья, например на вершинах подводных гор или гийотов. На таких участках образуются соответственно мелководные осадки: коралловые, водорослевые или детритусовые известняки, грубые пески и т. п.

Органические остатки (главным образом фораминиферы и диатомеи), находимые в океанических осадках, позволяют судить о возрасте последних. А буровые скважины, вскрывшие во многих местах осадочный океанический слой, дали возможность построить его стратиграфический разрез.

Интереснейшим открытием явилось то, что в толще рыхлых осадков на дне современных океанов нигде не было обнаружено пород древнее юрских. Изученные наиболее древние ископаемые относятся к поздней юре. Но мощность осадков, залегающих в некоторых районах под содержащими позднеюрскую фауну слоями, позволяет думать, что в основании толщи имеются кое-где и среднеюрские породы, которые, таким образом, оказываются самыми древними слоями в основании осадочной толщи в океанах. Но их распространение весьма ограничено — пока их присутствие вероятно лишь в трех районах: в Атлантическом океане к северу от о. Сан-Сальвадор (Багамские острова), в Тихом океане в районе подводного хребта Шатского (к востоку от Японии и Марианских островов) и в Индийском океане к западу от Авст-

ралии. В других областях в подошве осадочной толщи, подстилаясь непосредственно платобазальтами второго слоя, залегают более молодые отложения.

В распределении океанических осадков разного возраста в основании осадочной толщи наблюдается определенная закономерность. Самые древние осадки наиболее удалены от срединных океанических хребтов и сменяются все более молодыми по направлению к гребню хребта. Например, по периферии Атлантического океана кроме упомянутых юрских пород, занимающих малую площадь, в основании осадков залегают преимущественно меловые отложения. Но на расстоянии 1200 км от гребня Срединно-Атлантического хребта они сменяются палеогеновыми, которые, с дальнейшим приближением к гребню, уступают свое место неогеновым и четвертичным. В Тихом океане смена меловых отложений в основании осадочной толщи третичными происходит на растоянии 2000 м или более от оси Восточно-Тихоокеанского поднятия. Изменение возраста наиболее древних осадков в зависимости от расстояния от гребня срединного хребта иллюстрируется рис. 109.

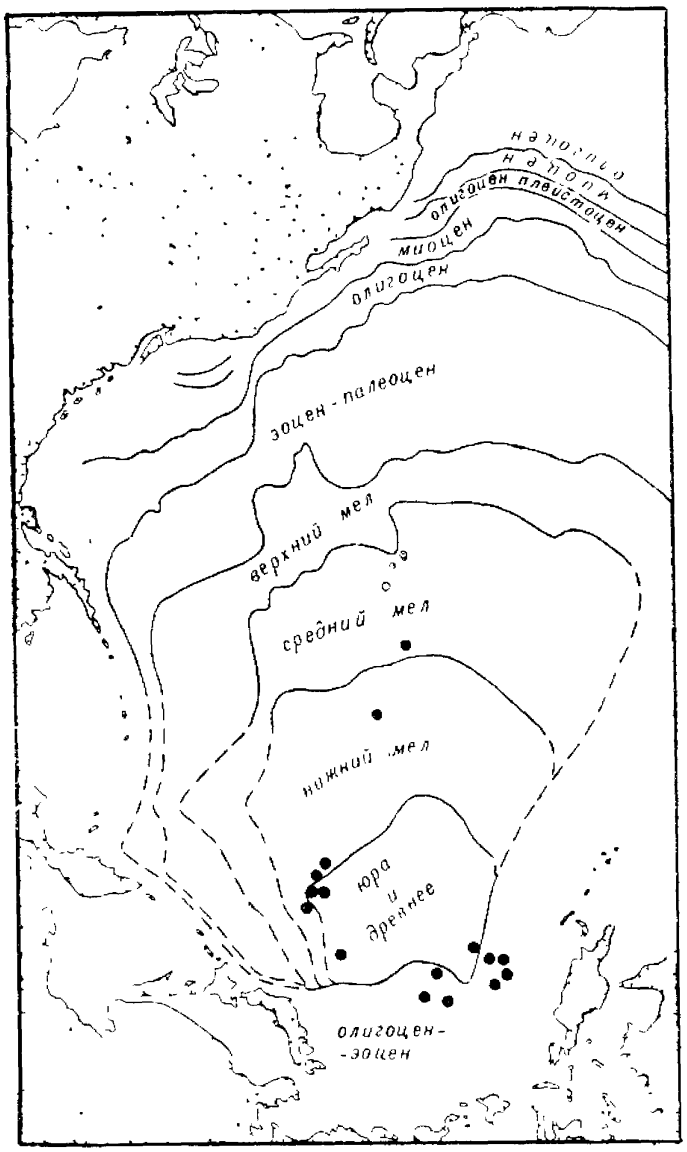


Рис. 109. Возраст пород в основании осадочной толщи в северной части Тихого океана (по Фишеру)

Упомянутые прослои твердых кремнистых пород приурочены главным образом к среднему эоцену.

Несмотря на большое расстояние от срединного хребта, окраинные моря, примыкающие с запада к Тихому океану, характеризуются молодым возрастом наиболее древних осадочных отложений. Только в Тасмановом море были обнаружены осадки позднего мела. В Филиппинском, Охотском и Беринговом морях наиболее древние осадки имеют палеогеновый возраст, а в Японском и Коралловом морях осадочный разрез начинается с миоцена.

Большой интерес представляют наблюдения, которые указывают на изменение глубины океанического бассейна в течение времени накопления осадочной толщи. Изменения эти, насколько можно судить по известным до сих пор данным, направлены в сторону увеличения глубины океана или по крайней мере некоторых его областей в течение мезозоя и кайнозоя.

Например, в ряде мест было обнаружено, что слагающая верхнюю часть осадочной толщи красная глубоководная глина подстилается в

более глубоких горизонтах известковыми илами. Такая смена может, конечно, толковаться как результат изменения (в связи с изменением режима течений, температурных условий и солености воды) критического уровня, на котором происходит растворение карбонатных частиц. Но более вероятно, что мы имеем перед собой свидетельство увеличения глубины бассейна, в связи с чем поверхность осадконакопления из зоны выше «критического уровня» опустилась ниже его. В Тихом океане в хр. Шатского такое изменение характера пород произошло в конце раннего мела. В других районах того же океана аналогичное изменение приходится на поздний мел, палеоген или неоген. Разновременность этих изменений подтверждает ту точку зрения, что причиной их является увеличение глубины океана, а не нарушение режима циркуляции и температуры.

Если предыдущий признак может все же толковаться по-разному, то существует другая обширная группа фактов, которая вполне однозначно указывает на то, что во многих районах, где сейчас наблюдаются значительные глубины, раньше были либо мелководье, либо даже суша.

Изучение разреза в обрыве, ограничивающем с востока краевое плато Блейк (см. рис. 95), показало, что на глубинах от 3 до 4,8 км под современной поверхностью воды залегают мелководные известняки апта и неокома. Поскольку известняки апта и неокома должны были образоваться в условиях шельфа на глубине всего нескольких десятков метров, неизбежен вывод, что с середины мелового периода край плато Блейк опустился почти на 5000 м и соответственно возросла глубина океана. Выше, при рассмотрении геологического строения поверхности плато Блейк, мы установили, что внутренняя его часть опустилась в конце мела — начале палеогена на тысячу или несколько больше метров. Следовательно, плато опускалось неравномерно: внешний край опускался сильнее внутренней части плато.

Песчаники явно континентального происхождения юрского возраста на восточном обрыве плато Демерара в Атлантическом океане у берегов Гвианы сейчас находятся на глубине 4400 м. К северо-востоку от Ньюфаундленда, где глубина сейчас достигает 1800 м, осадки до сеномана включительно оказались мелководными, а маастрихт и третичная система представлены уже глубоководными осадками. Приблизительно такое же погружение дна (на 1900 м) отмечается для плато Роколл, находящегося к западу от Шотландии. Здесь в основании осадочного разреза имеются пески континентального происхождения.

Особенно многочисленны признаки былой мелководности в Индийском океане. В ряде скважин там были обнаружены глауконитовые пески, фосфатные отложения, осадки с мелководной фауной и даже лигниты. Эти отложения мелкого моря и болотистых лагун сейчас находятся на разной глубине океана вплоть до 6000 м и принадлежат различным стратиграфическим уровням от альба до миоцена. Так, западнее Австралии, где сейчас расположены абиссальные равнины, опускание с раннего мела достигает 5—6 км. На плато Натуралистов оно более 3 км, а на Западно-Австралийском хребте, где опускание началось в эоцене, амплитуда его около 1200 м. На Восточно-Индийском хребте признаки опускания имеются по всей его длине. На севере опускание достигло 3600 м. В средней части, где сейчас глубина моря от 1600 до 2500 м, разрез сверху начинается глубоководными осадками плейстоцена, неогена и палеогена вплоть до нижнего эоцена. Ниже лежат глауконитовые осадки нижнего эоцена и палеоцена, свидетельст-

вующие уже о значительно меньшей глубине бассейна, а подстилается разрез лагунными отложениями палеоцена с лигнитами.

В том же океане на Мальдивском хребте в основании осадочного разреза залегают мелководные отложения, возраст которых — от среднего палеоцена до среднего эоцена. Вышележащие осадки носят глубоководный характер, и сейчас глубина моря в этом месте 2000 м. Следовательно, на этих двух хребтах с эоцена (местами с миоцена) до нашего времени произошло возрастание глубины океана на 1600—2000 м.

Особый интерес представляют осадки, обнаруженные на плоских вершинах гийотов, а также разрезы, вскрытые бурением и изученные геофизическими методами на коралловых островах.

На многих гийотах в центральной части Тихого океана были обнаружены грубообломочные, явно чрезвычайно мелководные осадки, залегающие на плоской поверхности вулканического основания гийота. Нет сомнений в том, что плоские вершины гийотов имеют абразионное происхождение и первоначально находились на уровне моря. В настоящее время вершины гийотов находятся на глубине до 2000 м. Возраст наиболее древних осадков на гийотах оказался раннемеловым. Отсюда можно сделать вывод, что центральная часть Тихого океана, где расположены эти гийоты, с раннего мела стала глубже на 2000 м.

Бурение на коралловом атолле Эниветок в группе Маршалловых островов вскрыло базальтовое основание (вершину вулкана) на глубине около 1400 м. От поверхности до глубины 190 м залегают коралловые известняки современные, плейстоценовые и плиоценовые. Глубже лежат миоценовые коралловые известняки, которые на глубине 885 м сменяются эоценовыми, залегающими уже на базальтовом основании. Олигоценовых ископаемых обнаружено не было. Поскольку колониальные кораллы, образующие коралловые острова, не могут существовать на глубинах, превышающих немногие десятки метров, этот разрез свидетельствует об опускании основания острова (очевидно, вместе с окружающим дном) начиная с эоцена на 1400 м.

Остатки эоценовых коралловых рифов были обнаружены на глубине 1000 м на вершине гийота в подводном хребте Туамоту близ одноименного архипелага. Колониальные кораллы от современных до неогеновых были найдены на хр. Наска у берегов Перу на глубине 400 м. По геофизическим данным мощность коралловых рифов на о. Фунафути 900—1000 м, на о. Бикини 1300 м, на Кваджалейне до 2000 м, на Нунуфетау 770 м.

Многочисленны признаки опускания дна и увеличения глубины бассейнов в морях средиземного типа. Эти признаки заключаются, например, в присутствии лагунных соленосных отложений в основании осадочного разреза морей. Такие отложения свидетельствуют о чрезвычайно мелководных, полуконтинентальных условиях. Осадочный разрез Мексиканского залива начинается с соленосной свиты юрского возраста. В то время на месте залива были мелководные лагуны. Но уже меловые отложения имеют глубоководный облик. Сейчас основание осадков опущено на 12 км, мощность осадков достигла 8—9 км и современная глубина моря превышает 3 км. По геофизическим данным, осадочная толща Мексиканского залива подстилается вторым слоем с теми же физическими свойствами, что второй слой океана.

В Средиземном море рыхлые осадки, лежащие на основании, которому, по геофизическим данным, также приписывается базальтовый состав, начинаются с соленосной свиты, но значительно более молодой — позднемиоценовой и раннеплиоценовой. В настоящее время глу-

бины в этой части моря превышают 2700 м. В обоих этих морях глубина возросла приблизительно на 3000 м, причем в Средиземном море такое углубление произошло за гораздо более короткий срок, чем в Мексиканском заливе.

В Карибском море на хр. Авес обнаружены мелководные отложения, охватывающие отрезок времени от эоцена до нижнего миоцена. В среднем миоцене они сменяются глубоководными осадками. С тех пор здесь произошло опускание на 1400 м. В том же море с хр. Беата с глубины 2500 м были подняты мелководные известняки среднего эоцена. Но уже породы верхнего олигоцена имеют в том же разрезе глубоководный облик.

Таблица 4

СОСТАВ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ И ОКЕАНИЧЕСКИХ БАЗАЛЬТОВ

(составил Б. Г. Лутц)

Элементы	Океанический толеит	Океанический щелочно-оливиновый базальт	Континентальный толеит
Силикатные анализы (вес. %)			
SiO_2	49,34	47,41	48,9
TiO_2	1,49	2,87	1,8
Al_2O_3	17,04	18,02	15,7
Fe_2O_3	1,99	4,17	—
FeO	6,82	5,80	10,7
MnO	0,17	0,16	0,1
MgO	7,19	4,79	8,7
CaO	11,72	8,65	10,8
Na_2O	2,73	3,99	2,3
K_2O	0,16	1,66	1,0
Содержание малых литофильных элементов (г/т)			
Rb	8,0	33	20
Li	9	11	10
Sr	130	815	450
Ba	14	498	244
Th	0,18	4,61	0,4
U	0,4	1,14	0,2

Второй (платобазальтовый) слой океанической коры. Как указывалось, второй слой на поверхности сложен платобазальтами и предполагается, что он сохраняет свой состав вплоть до подошвы. Во многих местах он был достигнут буровыми скважинами, и образцы слагающих его пород были подняты в кернах. Базальты принадлежат преимущественно к типу толеитовых, т. е. пироксеновых, и в общем сходны с континентальными платобазальтами, но отличаются заметно меньшим содержанием калия и ряда малых элементов (табл. 4). Следует также отметить, что среди океанических базальтов имеются и щелочные (оливиновые) разности, которые концентрируются главным образом на подводных и надводных возвышенностях — подводных горах, гийотах, вулканических островах. Щелочные океанические базальты сходны с наземными щелочными базальтами рифтовых зон.

Скорость распространения во втором слое продольных сейсмических волн около 5,5 км/сек. По сейсмическим данным мощность этого слоя на большей части океанического дна колеблется между 1 и 2,5 км, но она возрастает до 10—15 км под асейсмичными хребтами. Подстилается платобазальтовый слой третьим слоем океанической коры, в котором сейсмические скорости возрастают до 6,5—7,0 км/сек. Особое строение имеют срединно-океанические хребты: в зоне гребня срединного хребта мощность второго слоя увеличивается до 5—7 км, а третий слой выклинивается и второй слой залегает непосредственно на верхней мантии, обладающей здесь несколько аномальными свойствами. Об этих особенностях глубинного строения речь будет идти позже.

Возраст базальтов, слагающих поверхность второго слоя, в ряде мест был определен радиоактивным калий-аргоновым методом. В не-

которых случаях он оказался близким к возрасту осадков, непосредственно эти базальты покрывающих. Вместе с уменьшением возраста пород, залегающих в подошве осадочной толщи, по направлению к гребню срединных океанических хребтов становятся моложе и подстилающие эту толщу базальты: юрские и меловые базальты, образующие основание океанических котловин вдали от срединных хребтов, сменяются на склонах последних палеогеновыми и неогеновыми, а вдоль гребня преобладают самые молодые — четвертичные базальты. Таким образом, по направлению к гребням срединных хребтов происходит фациальное замещение пород: осадки сменяются вулканическими породами. причем наиболее древние из последних выстилают, по-видимому, все дно океана: по мере же приближения к нашему геологическому времени зона распространения платобазальтов становится все уже, концентрируясь все ближе к оси срединного хребта.

Такое толкование наблюдаемых взаимоотношений между осадочными породами и базальтами кажется наиболее естественным с точки зрения обычной «континентальной» геологии: мы увидим дальше, что те же факты многими учеными толкуются сейчас иначе — в свете гипотезы «растекания океанического дна» (см. гл. 25).

В Тихом океане наиболее молодой вулканизм сосредоточивается не только вдоль срединного хребта (Южно- и Восточно-Тихоокеанских поднятий), но и вдоль многочисленных гряд вулканических островов и подводных вулканов. Возраст вулканических лав на островах, определенный радиоактивными методами, находится в пределах до нескольких миллионов лет. Эти гряды характеризуются линейностью, которая указывает на связь их с разломами земной коры. Преобладает северо-западное простирание разломов.

Те редкие скважины, которые проникали на некоторую глубину внутрь второго слоя, обнаружили переслаивание базальтов и осадочных пород. Такое переслаивание было установлено неподалеку от Калифорнии, в Аравийском море, на Восточно-Индийском хребте и в ряде других мест. Эта особенность строения кровли второго слоя указывает на возможность того, что второй слой может иметь в своем строении прослои осадочных пород и на большей глубине. Осадочные породы могли при этом подвергнуться метаморфизму и по скорости распространения в них сейсмических волн стать неотделимыми от базальтов. Они могли даже вплавиться в базальт. Например, близ гребня Срединно-Атлантического хребта в базальтовом стекле были обнаружены нижнемиоценовые фораминиферы, что свидетельствует о вплавлении осадочных пород в базальт. Естественно, что осадки, заключенные во втором слое, если они существуют, должны иметь возраст более древний, чем те, которые лежат выше базальтов. Они могут оказаться палеозойскими и даже более древними. Решение вопроса о том, существуют ли прослои осадочных или параметаморфических пород во втором слое, имеет, конечно, принципиальное значение для понимания истории океанов. Но такое решение может быть достигнуто только с помощью подводного бурения сквозь платобазальты, что до сих пор оставалось за пределами технической возможности.

Глава 21
ТЕКТОНИКА ДНА ОКЕАНА

СТРУКТУРЫ ОКЕАНИЧЕСКОГО ДНА

Хотя условия залегания горных пород на дне океана трудно еще поддаются изучению, существует обстоятельство, отмеченное выше, которое значительно облегчает эту задачу. Накопление осадков и процес-

сы разрушения в глубинах океана настолько замедленны, что результаты вертикальных тектонических движений хорошо выражаются в рельефе дна и это их выражение в течение долгого времени сохраняется. Области тектонического поднятия выражены выпуклостями дна, области тектонического прогибания — его впадинами: глыбовая тектоническая структура характеризуется сложно расчлененным рельефом дна. Точно так же и вулканические формы хорошо сохраняются в рельефе дна, если они скрыты под толщей воды.

Следовательно, мы вполне можем использовать рельеф океанического дна для характеристики тектонических и вулканических структур. Следует, однако, оговориться, что таким образом в основном могут быть выявлены тектонические структуры, образованные вертикальными движениями земной коры. Структуры, связанные с горизонтальными движениями, могут быть установлены только в том случае, если эти движения привели к заметным горизонтальным смещениям отдельных частей ранее образованных единых форм рельефа.

Рассмотрение рельефа дна океана само по себе не дает указания на возраст той или иной структуры и для того, чтобы понять историю океанических структур, необходимо искать дополнительные данные. Некоторые из таких данных будут использованы ниже.

Структуры, наблюдаемые на дне океана, могут быть разделены по их размеру и значению на несколько категорий. К структурам первой категории, наиболее крупным, следует отнести океанические котловины и срединно-океанические хребты. Они противопоставляются друг другу почти так же, как на материках противопоставлены платформы и геосинклинали. Первые своим строением указывают на тектоническую стабильность, вторые, напротив, своим обликом свидетельствуют о большой подвижности земной коры.

Океанические котловины занимают бóльшую часть площади ложа Мирового океана. В Атлантическом океане они протягиваются двумя полосами по обе стороны срединного хребта. Наиболее крупные котловины, расположенные к западу от хребта,— это Северо-Американская, Бразильская и Аргентинская (см. приложенную к книге схему тектоники Земли). К востоку от хребта крупными являются Канарская, Ангольская и Капская котловины. В Индийском океане имеется семь крупных котловин: Аравийская, Сомалийская, Мадагаскарская, Мозамбикская, Центральная, Западно-Австралийская, Крозе. Основную площадь Тихого океана занимают котловины: Северо-Западная, Северо-Восточная, Центральная, Южная, Перуанская. Ряд крупных котловин известен в Северном Ледовитом и Южном океанах.

Особенностью всех указанных котловин является почти совершенно горизонтальное положение их дна всюду, где имеются осадки и где котловины не усложнены структурами второй и третьей категории — «асейсмичными» хребтами или отдельными более мелкими поднятиями. Сейсмические данные указывают на такое же совершенно горизонтальное залегание слоев внутри осадочной толщи под плоским дном.

Рассматривая «асейсмичные» хребты и мелкие поднятия как вторичные структурные осложнения котловин и приняв во внимание, что спокойные участки занимают значительно большую площадь, чем эти вторичные осложнения, которые всегда имеют локальный характер, мы можем считать котловины своеобразными «океаническими платформами», которые почти не подвергались дислокациям после своего образования.

Срединно-океанические хребты в рельефе представляют в целом пологие валы шириной от 1000 до 3000 км и высотой над соседними котловинами в 2—3 км. На склонах срединных хребтов были обнаружены невысокие — до сотни метров — уступы, которые мы можем истолковать как сбросы или взрезы. Сильно рассеченный рельеф типичен для осевой зоны почти всех срединных хребтов (за исключением Восточно-Тихоокеанского). Вдоль оси срединного хребта протягивается цепочка узких и длинных впадин, ширина которых достигает нескольких десятков километров, а дно опущено относительно окаймляющих зон хребта на 1,5—2 км. Склоны этих впадин очень круты. К впадинам по обе стороны примыкают наиболее высокие зоны хребта, которые характеризуются и наиболее сложным рельефом: они разделены на множество небольших по протяжению выпуклостей и впадин с резкими перепадами высот, измеряемыми сотнями метров. Все эти особенности строения осевой полосы срединных хребтов следует, очевидно, понимать как проявление интенсивной глыбовой тектоники, причем осевые впадины представляют собой грабены, а по обе стороны от них срединный хребет разрывами разбит на поднятые и опущенные глыбы.

Вся совокупность структурных особенностей, характеризующих срединно-океанические хребты, позволяет видеть в них аналоги материковых рифтовых поясов. Как мы видели (гл. 17), последние тоже в целом представляют собой пологие широкие тектонические своды, осложненные грабенами вдоль своей оси. Ширина сводов, их высота, ширина и глубина грабенов материковых рифтовых поясов близки к соответствующим размерам океанических срединных хребтов.

Родство этих структур, океанических и материковых, подтверждается и тем, что они непосредственно связаны друг с другом в районе Аденского залива, где Индийский срединный хребет соединяется с материковым Аравийско-Африканским рифтовым поясом. Хотя сам подводный хребет как выпуклость в рельефе дна прерывается у входа в Аденский залив, продольные впадины продолжаются на дне последнего, и их цепочка соединяется с продольной впадиной в дне Красного моря, относительно которой нет сомнения в том, что она — грабен. А продолжение Индийского срединно-океанического хребта можно видеть в материковых поднятиях, окаймляющих с севера и юга Аденский залив и являющихся отрогами Нубийско-Аравийского свода, вдоль оси которого расположен грабен Красного моря.

Связь срединно-океанического хребта с континентальным рифтовым поясом выражается не только в тектонической структуре, но и в вулканизме. Срединные океанические хребты сложены базальтами, и вдоль осевой их зоны во многих местах расположены вулканы, активные до сих пор, извергающие как толеитовые, так и щелочные базальты. Базальтовые излияния интенсивны и в континентальных рифтовых поясах, в которых, однако, щелочные базальты резко преобладают.

Следовательно, имеется достаточно оснований считать, что срединно-океанические хребты — это *океанические рифтовые пояса*.

Своды, на которых расположены грабены, входящие в состав Аравийско-Африканского пояса, формировались в конце мезозоя и палеогена. Грабены начали опускаться с конца палеогена, но главным образом в миоцене, а наиболее интенсивное их опускание происходило в конце плиоцена и в плейстоцене.

Исходя из непосредственной связи системы срединных океанических хребтов с материковым рифтовым поясом, можно предполагать,

что подъем срединного хребта происходил также в позднем мезозое и палеогене, а формирование грабенов вдоль его оси — в неогене и в четвертичное время.

Для установления природы срединных океанических хребтов и хронологии их разбития исключительное значение имеет то, что прямо на продолжении Срединно-Атлантического хребта лежит Исландия, которая может рассматриваться как часть хребта, поднятая над уровнем моря. Известно, что основой строения Исландии является толща миоценовых и плиоценовых платобазальтов, толеитовых и щелочных. Они образовались в континентальных условиях. В плейстоцене эта толща была пересечена грабеном в общем меридионального простирания, в котором преимущественно и сконцентрировалась более поздняя вулканическая деятельность. Вероятно, столь же молоды и грабены, усложняющие подводную часть Срединно-Атлантического хребта.

Следует специально отметить, что если самый большой континентальный рифтовый пояс имеет протяженность несколько больше 6000 км, то общая протяженность океанического рифтового пояса, объединенного в сквозную систему срединных хребтов, достигает 60 000 км.

К следующей по значению категории структур океанического дна относятся прежде всего «асейсмичные» хребты. Это Китовый хребет в Атлантическом океане, Маскаренский, Мальдивский, Восточно-Индийский и Западно-Австралийский в Индийском океане, ряд очень длинных широтных хребтов-разломов в восточной части Тихого океана (Мендосино, Меррей, Кларион, Клиппертон), хребты Кокосовый, Сала-и-Гомес, Наска, Западно-Чилийский в юго-восточной части того же океана. Возможно, что к этому же разряду надо отнести ряд хребтов Меланезии. В Ледовитом океане «асейсмичными» являются хребты Ломоносова и Менделеева.

Прямолинейность почти всех перечисленных хребтов хорошо указывает на связь их с разломами земной коры. Другим указанием на ту же связь служит то, что обычно такие хребты разделяют участки дна разной глубины. Например, Мальдивский хребет протянулся вдоль границы между глубокой Аравийской котловиной и более мелким участком Индийского океана. Западно-Австралийская котловина к северу от Западно-Австралийского хребта много глубже, чем к югу от него. О разной глубине дна по разные стороны хребтов-разломов восточной части Тихого океана выше уже говорилось.

Еще одним указанием на связь этих хребтов с разломами является характер их структурных продолжений на материках. На простирании Китового хребта в Юго-Западной Африке и Анголе на протяжении почти 1500 км известно одиннадцать кольцеобразных вулканических структур, сложенных щелочными лавами. На том же простирании лежит грабен Лукапа, к которому приурочены интрузии основных пород и кимберлитов. Все эти вулканические породы образовались после перми, но до позднего мела. Они, несомненно, лежат вдоль одной системы разломов. Поскольку их полоса является наземным продолжением Китового хребта, следует думать, что и последний связан с разломом и первоначально образовался перед поздним мелом.

Если продолжить простирание Мальдивского хребта на север, то мы попадем на огромное поле платобазальтов Декана в районе Бомбея. Платобазальты должны были вытекать на поверхность по глубоким трещинам. Возраст базальтов — поздний мел — эоцен. Хотя прямая связь подводного хребта с Деканом не доказана, весьма вероятно предположение, что и подводный хребет и платобазальты связаны с одной системой разломов.

Дугообразная форма Маскаренского хребта также не противоречит связи его с разломом. Этот хребет вполне может соответствовать разлому, окаймляющему Маскаренскую впадину и отделяющему ее от окружающих участков дна Индийского океана.

Все перечисленные до сих пор «асейсмичные» хребты имеют плоскую вершину и крутые склоны. Учитывая это, а также их связь с разломами, следует считать их горстами, приуроченными к разрывным швам между крупными участками океанических котловин.

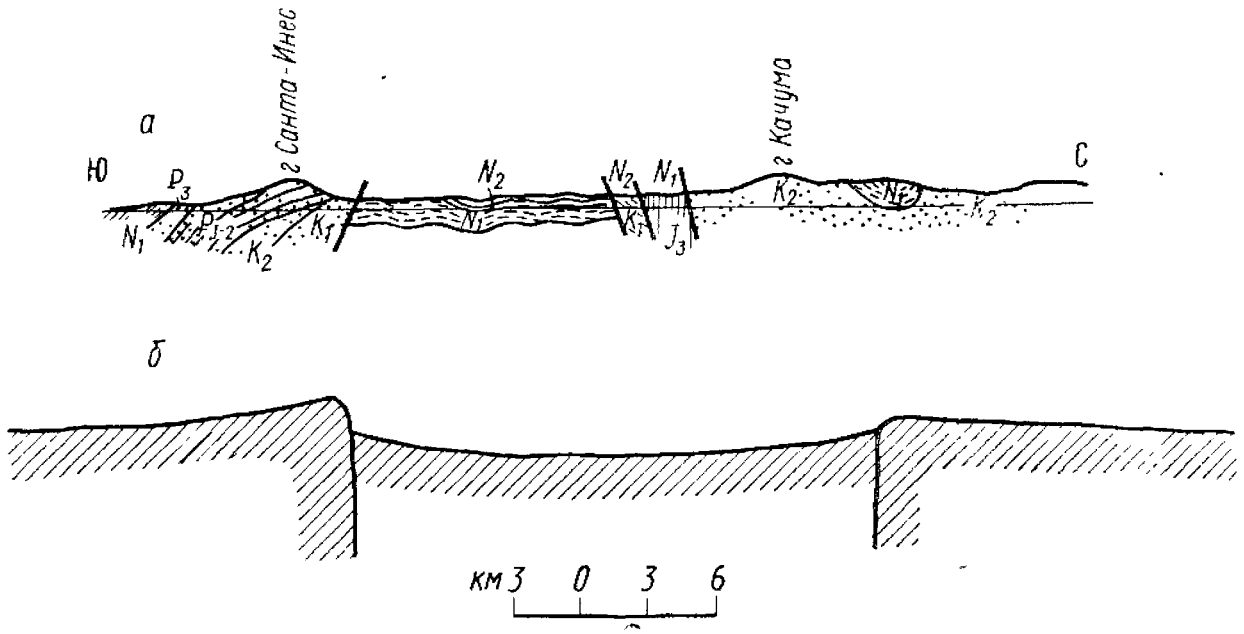


Рис. 110. Сопоставление профиля подводного хребта Меррей с профилем Поперечного хребта в Южной Калифорнии: *а* — геологический профиль Поперечного хребта, *б* — схематический профиль хр. Меррей

Широтные «асейсмичные» хребты-разломы в восточной части Тихого океана, судя по их рельефу, являются односторонними горстами, поскольку у них один склон пологий, а другой крутой. Хребет Меррей состоит из двух односторонних горстов, разделенных грабеном. По крайней мере два хребта имеют свое продолжение на материке Северной Америки. Хребет-разлом Кларион продолжается на территории Мексики. На его простирании лежит большой тектонический разрыв, отделяющий палеозойские метаморфические породы, расположенные к югу от него, от молодых вулканогенных пород, развитых к северу. Вдоль разлома вытянулись цепью вулканы, как активные до сих пор, так и недавно угасшие.

Двойной хребет Меррей по простиранию соответствует широтному Поперечному хребту Южной Калифорнии, замыкающему с юга Калифорнийскую долину. Если мы сравним рельеф подводного хребта Меррей с геологическим строением Поперечного хребта, то обнаружим заметное сходство (рис. 110). Северное и южное крылья Поперечного хребта пологи. Они сложены меловыми и эоценовыми отложениями, падающими в сторону соседних депрессий. А осевая зона хребта занята грабеном, в котором сохранились миоценовые и плиоценовые осадки. Следовательно, мы наблюдаем здесь два обращенных друг к другу крутыми флангами односторонних поднятия, разделенных грабеном. Рельеф хребта-разлома Меррей отражает такую же структуру. Только размах рельефа здесь меньше, чем амплитуда тектонического рельефа

на суше. Поперечный хребет начал подниматься в конце позднего мела и до миоцена сохранял форму свода. Продольный грабен вдоль оси хребта образовался в конце миоцена. Исходя из непосредственной связи этих двух структур естественно предположить, что и подводный хребет-разлом Меррей имеет ту же историю.

На простирании хр. Мендосино вся система Кордильер пересечена полосой плиоценовых вулканических лав. Это лавы плато Малер и бассейна р. Снейк. К северу и к югу отсюда зона, занятая лавами, сильно сужается и преобладание переходит к миоценовым и эоценовым лавам. Не исключена возможность, что Кордильеры на простирании хр. Мендосино пересекаются поперечным разломом, скрытым под лавами.

К этой же категории структур принадлежат многочисленные подводные поднятия округлой, овальной или неправильной формы. Это возвышенность Рио-Гранде в Атлантическом океане, возвышенности Крозе и Кергелен в Индийском океане, вероятно, ряд подводных возвышенностей в Меланезии в юго-западной части Тихого океана. Все они имеют крутые склоны и в общем ровную поверхность.

Представителями той же категории структур являются линейные гряды подводных и надводных вулканов, объединенных общим подножием в форме пологого вала. Такие гряды развиты в Тихом океане. К ним относятся гряда Гавайских островов с большим числом принадлежащих к ней подводных вулканов, гряда Императорских подводных гор, гряды островов и подводных гор Маршалловых, Лайн, Туамоту, Кука, Тубуаи и др. Правда, внешнее выражение этих структур имеет не столько тектоническое, сколько вулканическое происхождение. Но линейность вулканических гряд свидетельствует об их связи с тектоническими разломами земной коры. Мы уже отмечали преимущественно северо-западное простирание этих разломов в центральной части Тихого океана. Возраст извержений в этих грядах — четвертичный и плиоценовый. Следовательно, и разломы должны быть чрезвычайно молодыми. Интересно отметить, что гряды вулканов в центральной области Тихого океана в целом протянулись единой полосой вдоль оси океана от южной оконечности Южной Америки на юго-востоке до Камчатки на северо-западе. На юго-востоке эта полоса пересекла (у о. Пасхи) Восточно-Тихоокеанское поднятие, являясь образованием более молодым, чем это поднятие.

От «асейсмичных» хребтов эти вулканические гряды отличаются пологими склонами, незаметно сливающимися с дном окружающих котловин, и узким гребнем, покрытым цепочкой вулканов.

Наконец, в последнюю категорию структур океанического дна следует зачислить подводные горы и гийоты, беспорядочно рассыпанные по всем океанам и особенно многочисленные в Тихом океане. Эти структуры имеют уже полностью вулканическую природу.

Хотя о глубоководных желобах речь шла выше, при описании режимов материковых окраин необходимо вернуться к ним еще раз. На склонах желобов были выявлены нормальные сбросы, свидетельствующие об участии растяжения в образовании этих структур. Слои осадков на дне желобов залегают совершенно горизонтально и упираются своими краями в крутые склоны.

Данные о времени формирования глубоководных желобов несколько противоречивы. Развитие их происходило вплоть до самого последнего геологического времени, поскольку в некоторых местах ими срезаны плейстоценовые материковые структуры, что наблюдается, например, на Филиппинах и в Японии. Но начало образования

глубоководных желобов надо отнести на более раннее время, вероятно на начало неогена.

В геологической литературе указывалось, что формирование желобов связано во времени с проявлением сильного андезитового вулканизма на примыкающих островных дугах или в береговых хребтах соседних материков. Такой вулканизм развился, как мы видели, с миоцена.

Рельеф краевых и средиземных морей отличается большой сложностью. В таких морях, как Карибское, Средиземное, Эгейское, моря Индонезии и Меланезии, дно разделено на поднятые и опущенные участки, линейные и неправильной формы. Следует думать, что этот сложный рельеф является отражением глыбовой структуры дна и вертикальных перемещений глыб. Это предположение подтверждается тем, что во многих случаях такой рельеф оказывается подводным продолжением аналогичного рельефа на соседней суше. Примеры этому можно найти во всех перечисленных морях. Такую же дробно расчлененную глыбовую структуру имеют и некоторые относительно мелководные участки дна открытого океана. Например, вся Северная Атлантика представляет собой область широкого распространения глыбовой тектоники.

Еще раз укажем на значительное развитие в морях и шельфовых областях океанов диапировых куполов, образованных солью. Эти диапировые купола приподымают, деформируют и протыкают вышележащие морские осадки.

НЕКОТОРЫЕ ОБЩИЕ ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ

Как уже указывалось в главе 17, все домезозойские структуры материков на окраинах атлантического типа срезаются на краю шельфа и дальше в океан не продолжаются. Так, срезаны докембрийские, каледонские и герцинские складчатые зоны Западной Европы на краю Атлантического шельфа Евразиатского материка. Аналогичным образом складчатые зоны того же возраста срезаны и вдоль противоположного — Северо-Американского — побережья Атлантического океана.

Вместе с тем на материках, окаймленных окраинами атлантического типа, имеются косвенные геологические признаки того, что за пределами их окраин, там, где сейчас находятся океанические впадины, в палеозое и начале мезозоя существовали континентальные условия. Эти признаки выражаются, во-первых, в форме приноса обломочного материала сиалического состава со стороны современного океана в сторону современного материка, а во-вторых, в форме обмена фауной и флорой между материками, для чего требовались сухопутные связи.

Признаки первого типа указывают на то, что по крайней мере на части территории, занятой в настоящее время океаном, раньше существовали участки суши, подвергавшиеся размыву, причем сиалический состав сносимого с них обломочного материала свидетельствует, что земная кора на этих участках имела континентальное строение. Например, из размещения раннепалеозойских осадочных пород в Скандинавских горах можно сделать вывод, что во время их отложения значительный принос обломочного материала осуществлялся с северо-запада, т. е. из области, занятой водами Атлантического океана. Ордовикские отложения, представленные в районах, удаленных от

океана, преимущественно известняками, по направлению к побережью становятся все более терригенными.

По другую сторону того же океана — в Аппалачах — есть признаки приноса сиалического обломочного материала в палеозое с юго-востока, т. е. опять же со стороны современного океана. На рис. 111 в качестве примера приведен палеотектонический профиль для сред-

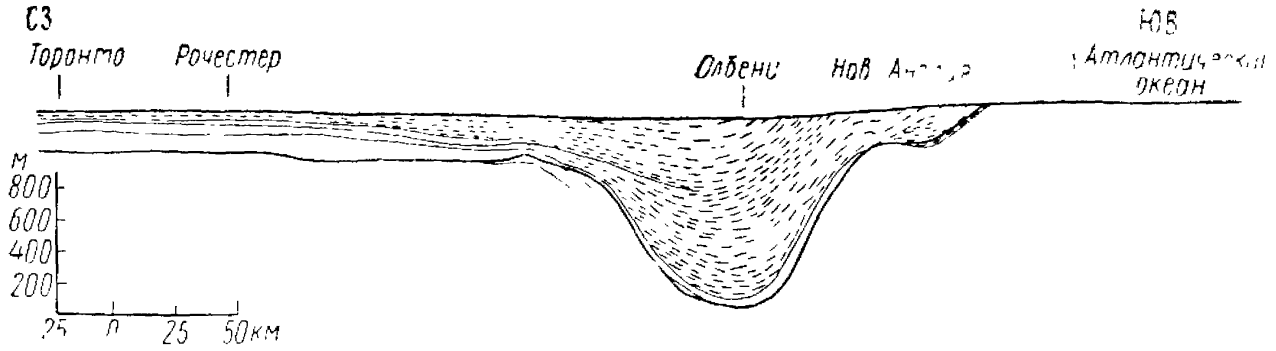


Рис. 111 Палеотектонический профиль среднеордовикских отложений Аппалачей (по Кэю): точки — песчаники; черточки — глины; белое — известняки

него ордовика Северных Аппалачей, из которого видно, что эти отложения становятся более грубыми по направлению к юго-востоку, т. е. к океану.

В Южной Африке во время позднепалеозойского оледенения часть ледников, судя по направлению штрихов на погребенных бараньих лбах, двигалась с востока — со стороны Индийского океана и, что особенно важно, приносила с собой гранитные валуны. Принос гранитных валунов в верхнем палеозое со стороны океана отмечается также в Южной Австралии.

Капские горы, занимающие крайний юг Африки, сложены преимущественно континентальными отложениями верхнего палеозоя и нижнего мезозоя, содержащими тиллиты (формация Карру). Отложения носят характер молассовой формации. Они имеют большую мощность (до 7000 м) и накопились в зоне прогибания, которая по своей форме и истории является типичным передовым прогибом. Но поднятие, перед фронтом которого этот передовой прогиб развивался, находилось за пределами современного материка — южнее его. На это указывает направление приноса обломочного материала. По простиранию к востоку полоса континентальных отложений формации Карру срезается краем Индийского океана. Совершенно очевидно, что эти отложения должны были продолжаться туда, где сейчас океан (рис. 112).

Признаки второго типа, как известно, уже давно привели к идее существования в позднем палеозое и раннем мезозое единого южного материка Гондваны, который объединял древние платформы Южной Америки, Африки, Аравии, Индостана, Австралии и Антарктиды. Представление о Гондване возникло в связи с большим сходством широко развитых на перечисленных материках позднепалеозойских и раннемезозойских континентальных отложений, в связи с большой общностью наземной фауны крупных рептилий и флоры глоссоптерисов и хвощей, а также в связи со сходством климатических условий, приведших на всех южных материках к почти одновременному позднепалеозойскому и раннемезозойскому оледенению.

Однако, по мнению ряда исследователей, аргументы в пользу существования в то время единого сплошного материка Гондваны не мо-

гут считаться исчерпывающими. Основываясь на анализе распространения отдельных семейств, родов и видов, они приходят к выводу, что, хотя в конце палеозоя и начале мезозоя между южными материками существовала гораздо лучшая наземная связь, чем позже, эта связь все же не была абсолютной. Например, Симпсон указывает, что из триасовых рептилий, известных в Южной Америке, только 43% семейств и 8% родов обнаружены и в Африке, тогда как одинаковых

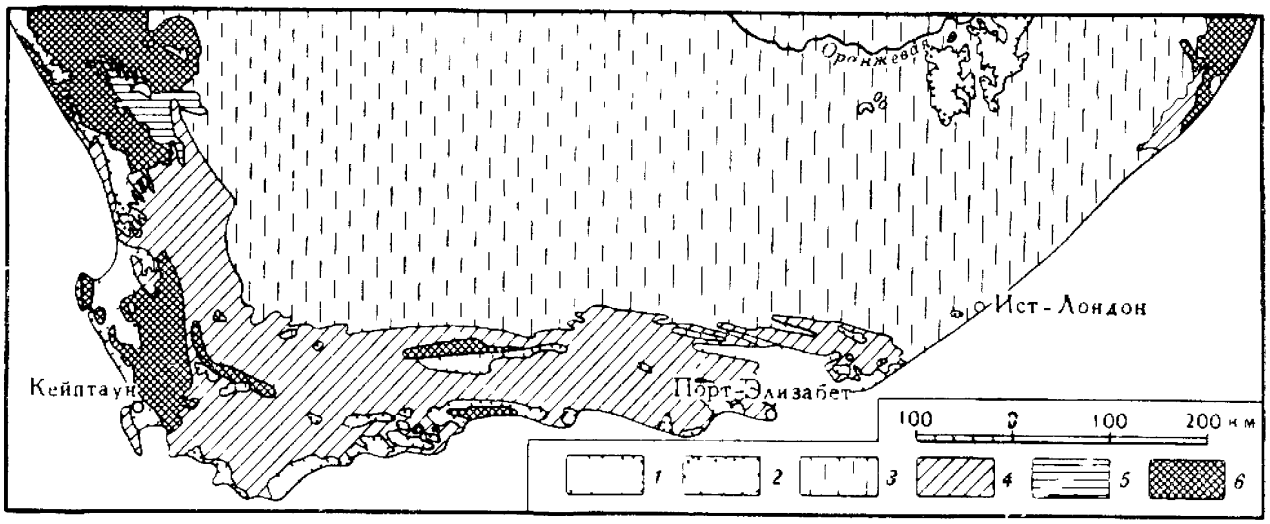


Рис 112 Срезание Индийским океаном восточного продолжения передового прогиба верхнепалеозойского-мезозойского возраста, выполненного молассовой формацией Карру: *1* — меловые и кайнозойские отложения, *2* — рэт-лейасовые базальты и риолиты; *3* — рэт-верхнекаменноугольные породы (формация Карру); *4* — верхнесилурийские-нижнекаменноугольные породы (капская формация); *5* — кембрийские (?) породы; *6* — докембрийские породы

видов нет вовсе. Таким образом, миграция осуществлялась, но на ее пути стоял некий «фильтр», который ее ограничивал. Поэтому вместо цельного материка вероятнее предположить наличие временных «мостов» между материками, например в форме архипелагов. Но возможно и другое решение: более или менее единый материк, расчлененный на части мелководными морскими бассейнами. Последнее толкование тем более вероятно, что палеозойское гондванское оледенение, как указывал, например, Л. Б. Рухин, не могло осуществиться, если внутри Гондваны не было внутренних холодных бассейнов в качестве источников влаги. Что касается сходства развитых на этих материках континентальных формаций, то оно обусловливалось сходством физико-географических условий и само по себе для своего объяснения не требует представления об едином материке.

Связи между отдельными частями Гондваны были нарушены в средней юре, а в течение мелового периода океаны приобрели современные контуры.

Иной характер имеет Тихий океан. Каких-либо палеогеографических указаний на существование в палеозое участков суши на месте этого океана нет. Напротив, все трансгрессии на окраинах Тихого океана распространялись со стороны океана. Так было в Кордильерах Северной Америки, в Андах Южной Америки, в Японии, в Восточной Австралии. Поэтому следует думать, что уже в палеозое на месте Тихого океана существовал большой морской бассейн.

Для более позднего времени — мезокайнозоя — в некоторых районах, окружающих Тихий океан, есть признаки приноса обломочного

материала со стороны современного океана. Такие наблюдения были сделаны в Андах, Кордильерах, Японии, на Камчатке. На рис. 113 приведена палеогеографическая схема Южной Калифорнии для третичного периода, из которой видно, что за пределами современной суши в то время находилось размывающееся поднятие Каталина. Но поскольку глубоководные отложения того же мезокайнозойского возраста обнаружены на дне океана неподалеку от берега, нет основания предполагать существование и для мезокайнозоя каких-либо крупных массивов суши на месте Тихого океана. Размыву могли подвергаться небольшие окраинные поднятия, затем опустившиеся.

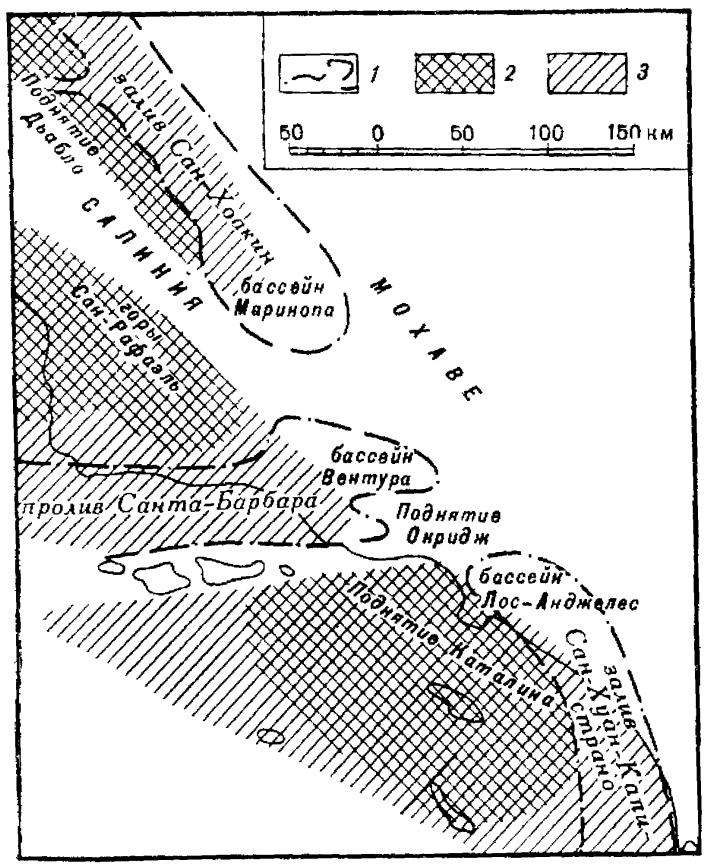


Рис. 113. Палеогеография района Южной Калифорнии в третичном периоде (по Риду и Холистеру): *1* — границы областей накопления и размыва; *2* — поднятия; *3* — области опускания

Крупные участки суши находились до недавнего геологического прошлого на месте многих краевых и внутренних морей. Это устанавливается из анализа направления сноса и состава осадков, а также на основе более общих палеогеографических реконструкций. Особенно интересно освещается при этом история Средиземного моря.

Изучение строения молодых складчатых зон, окружающих западную часть Средиземного моря (Бетских Кордильер, Приморских Альп, Апеннин, Атласа, Рифа), позволяет составить довольно полное представление об истории этой части моря. В строении этих окружающих складчатых зон, преимущественно в Бетских Кордильерах на юге Испании, имеются тектонические покровы, сложенные метаморфизованными породами палеозоя с включением в них гранитных интрузий. Эти тектонические покровы должны иметь свои корни в области современного моря: они двигались из этой области «центробежно», в разные стороны. Отсюда можно заключить, что в палеозое на месте западной части Средиземного моря была кора континентального типа, сложенная в верхней своей части метаморфическими породами и гранитами.

Развитие вокруг того же бассейна «германских» фаций перми и триаса, представленных красноцветными лагунными гипсоносными и соленосными отложениями, позволяет думать, что в это время началось медленное прогибание Западно-Средиземноморского бассейна. Вероятно, оно продолжалось и, может быть, достигло значительной амплитуды в течение юрского и мелового периодов. Но палеоген в окружающих складчатых зонах представлен флишевой формацией, содержащей огромные объемы сиалического обломочного материала. Этот материал был принесен из области, занятой сейчас морем, и это

обстоятельство с полной очевидностью указывает на возникновение на месте современного моря значительного поднятия, сложенного породами континентальной коры. Поднятие это усиливалось и расширялось. К концу палеогена оно захватило те прогибы, в которых накапливался флиш. Последние были вовлечены в поднятие, и флиш был смят в складки. В зоне его развития появились упоминавшиеся тектонические покровы палеозойских пород. Очевидно, Средиземноморское поднятие было размыто вплоть до палеозойских пород и пакеты последних соскальзывали по склонам в форме покровов гельветского типа.

Зоны прогибания теперь мигрировали наружу, в сторону окаймляющих складчатые зоны платформ, и в прогибах стали накапливаться уже грубые молассовые отложения. От этого времени сохранились в окружающих хребтах речные долины, строение которых показывает, что реки тогда текли не в сторону Средиземного моря, как сейчас, а от моря — внутрь материка. Такие наблюдения были сделаны в Бетских Кордильерах, Приморских Альпах и некоторых других районах. На берегу Тирренского моря на западном склоне Апеннин были обнаружены конгломераты раннего и среднего миоцена, содержащие гальки метаморфических и гранитоидных пород, принесенные со стороны современного моря. И только в конце среднего миоцена вдоль современного побережья появляются осадки, свидетельствующие о начале прогибания в области современного моря. Тогда же реки стали стекать к морю. Но сначала на его месте образовались только мелководные лагуны: мы видели, что бурение вскрыло на дне Средиземного моря эвапориты верхнего миоцена и плиоцена. Углубление бассейна произошло в плейстоцене, когда море приняло современный облик.

Вся тектоническая история западной части Средиземного моря вплоть до конца среднего миоцена полностью соответствует обычным закономерностям развития колебательных движений в геосинклинали, в данном случае — альпийской. Поднятие, образованное в начале палеогена на месте современного моря, может рассматриваться как центральное поднятие; флишевые прогибы на месте современных хребтов — это краевые прогибы, а зоны накопления моласс — это передовые прогибы. Смещение прогибов — обычный волнообразный процесс, характерный для геосинклиналей. Опускание же современного моря представляет собой неотектоническое явление. Оно было несогласно наложено на структурные зоны геосинклинали: края впадины (т. е. современные морские берега) несогласно обрезают структуры окружающих хребтов, в которых мы можем видеть сохранившиеся периферические части центрального поднятия. Это наложенное молодое опускание сопровождалось изменением строения земной коры: материковая кора сменилась субокеанической, в которой рыхлые молодые осадки непосредственно подстилаются «базальтовым» слоем. На рис. 114 схематично изображена история западной части Средиземного моря, как ее представляет себе французский геолог Л. Гланжо.

Изучение геологии Японии, с одной стороны, и Приморья — с другой, приводит к выводу, что в течение мезозоя и палеогена на месте современного Японского моря существовала суша, которая лишь в небольшой степени иногда заливалась мелким морем. Чаще на ней образовывались замкнутые впадины, заполненные континентальными угленосными отложениями. В Японии морские мезозойские и палеогеновые отложения занимают только внешнюю, обращенную к Тихому океану часть страны. По мере продвижения во внутреннюю часть и дальше к берегам современного Японского моря эти отложения становятся более грубыми, переходят в континентальные формации или

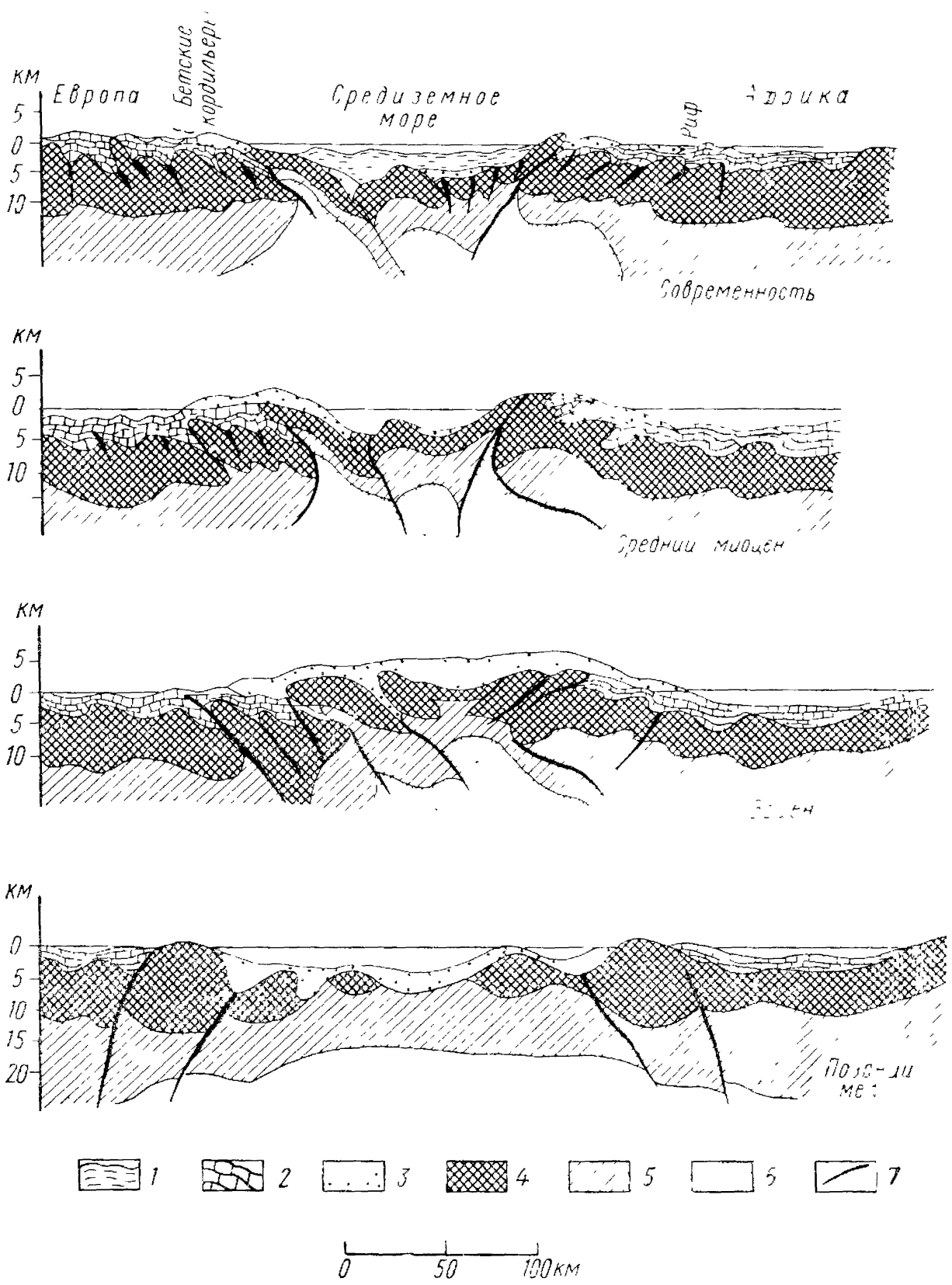


Рис. 114. История западной части Средиземного моря (море Альборан) По Л. Гланжо:
1 — отложения от миоцена до современных; *2* — отложения мезозоя и эоцена (во внешних зонах); *3* — флиш мезозойский и эоценовый; *4* — верхняя юра *5* — нижняя юра; *6* — верхняя мантия; *7* — разрывы

вовсе выклиниваются. Имеются значительные различия в формах ископаемой морской фауны между Приморьем и Японией, свидетельствующие о разобщенности бассейнов. Для палеогена были установлены признаки сноса гранитного обломочного материала в сторону Сихотэ-Алиня со стороны современного Японского моря. Только в миоцене на берегах Японского моря появляются морские осадки, свиде-

тельствующие о возникновении морского бассейна. Опускание коры в миоцене на месте Японского моря сопровождалось сильным вулканизмом.

По ряду аналогичных признаков было установлено, что и другие краевые моря, расположенные вдоль западной окраины Тихого океана, опустились в течение неогена и что раньше на их месте находилась суша с корой континентального состава.

НЕКОТОРЫЕ ВЫВОДЫ О ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ ОКЕАНОВ

Попробуем сделать из всего изложенного некоторые выводы о геологической истории океанов. При этом мы будем пользоваться теми методами геологических умозаключений, которые вытекают из многолетнего опыта континентальной геологии. Эта оговорка необходима, так как в последнее время немало было сказано слов о том, что к геологии океанов необходимо подходить с совершенно иными мерками, чем те, которые привычны для «континентальных» геологов.

Первый вывод состоит в том, что до нижнемезозойского времени включительно (точнее, до ранней юры включительно) на месте тех океанов, которые окаймлены периферией атлантического типа, существовали участки суши, сложенные сиалическими породами, в том числе гранитами. Такие участки суши существовали на месте современных Атлантического и Индийского океанов. В Тихом океане, окаймленном периферией тихоокеанского типа, признаков былого существования крупных участков суши нет.

В связи с этим уже давно возникла идея о наличии двух типов океанов: Тихий океан считают «первичным» или во всяком случае очень древним, возникшим еще до фанерозоя, а Атлантический и Индийский океаны относят к категории «вторичных» океанов, образовавшихся в начале мезозоя на месте бывшей суши. Однако механизм «вторичного» образования этих двух океанов в разное время трактовался по-разному. Сначала предполагалось опускание суши с превращением ее в океан. В последнее время многие иследователи придерживаются той точки зрения, что Атлантический и Индийский океаны до мезозоя не существовали, потому что окаймляющие их материки были сближены и объединены в один цельный материк. Образование же океанов было связано с раскалыванием этого единого материка и с горизонтальным раздвижением в стороны отколовшихся материковых глыб, которые и стали современными материками. Первичный единый материк, по этой точке зрения, со всех сторон омывался водами Тихого океана. После раскола материка и раздвижения его частей площадь Тихого океана сократилась.

Мы отложим критическое рассмотрение этой точки зрения.

Следующий вывод заключается в том, что в начале мезозоя области, занятые сейчас океанами, стали ареной, колоссальной по интенсивности, но химически однообразной вулканической деятельности, приведшей к тому, что все дно океанов оказалось покрытым толщей платобазальтов. Нам достоверно неизвестен состав третьего слоя. Но весьма вероятно, что он составляет со вторым слоем одно генетическое целое и сложен из гипабиссальных интрузивных основных и ультраосновных пород, образующих совокупность глубинных «корней» излившихся платобазальтов

Повсеместное излияние базальтов должно было закончиться к средней юре, когда на поверхности базальтов в некоторых районах океанов начали отлагаться осадки. Но излияние базальтов продолжалось и после этого, только площадь, охваченная вулканическими процессами, постепенно сокращалась. Вулканизм концентрировался во все более узкой зоне вдоль срединно-океанических хребтов. Параллельно с сокращением площади вулканизма площадь отложения осадков расширялась, и все более молодые осадки поднимались выше по склону срединных хребтов. Вдоль гребня хребтов развиты наиболее молодые базальты — плиоценовые и четвертичные, а осадки там почти полностью отсутствуют.

Время начала образования самого срединного хребта точно неизвестно. Основываясь на связи его с материковыми рифтами, можно предполагать, что он начал подниматься в мезозое. Образование осевых грабенов на срединных хребтах представляет собой, как и на материках, более позднее явление, приуроченное уже к неогену и четвертичному времени. Тогда же образовались те глыбовые структуры, которые осложняют осевую зону срединных хребтов, и на склонах последних возникли сбросовые уступы.

Совершенно неясен вопрос о времени образования многочисленных поперечных к простиранию срединных хребтов разрывов, по которым отдельные участки хребтов смещены относительно друг друга в горизонтальном направлении. Если видеть в них сдвиги той или иной природы [1], то они должны быть очень молодыми, так как на гребне срединных хребтов они смещают самые молодые структурные элементы. Но можно высказать и ту точку зрения, что срединный хребет сразу образовывался в виде отдельных участков, уже с самого начала кулисообразно смещенных относительно друг друга. Это последнее толкование не будет противоречить наблюдениям на материках, где такие первичные кулисообразные смещения отдельных структурных элементов рифтовых поясов представляют собой обычное явление.

За пределами срединных хребтов остались океанические котловины. Их дальнейшее развитие состояло в образовании на них разломов, по которым отдельные участки смещались вверх и вниз на сотни метров. Некоторые из этих разломов продолжались внутрь соседних материков, но там они были выражены слабее. Вдоль разломов во многих случаях поднимались глыбовые хребты. Установленный возраст некоторых из них — позднемеловой и палеогеновый. В других случаях разломы служили каналами для новых излияний на дно котловин базальтовой лавы: вдоль таких разломов возникали цепочки вулканов. Основанием для гряд вулканов явились преимущественно молодые — неогеновые и четвертичные — разломы в центральной части Тихого океана. Напомним, что начиная с конца юры и в особенности в неогене разломы, сопровождаемые вулканизмом, возникли и по периферии океанов там, где эти периферии принадлежат к тихоокеанскому типу. Но на периферии океанов извергалась андезитовая и андезито-базальтовая лава, тогда как в центральных областях океана изливались только базальты.

В течение мезозоя и позже со дна океанических котловин поднимались отдельные возвышенности, а также вулканические конусы в форме подводных гор и гийотов. Все эти структуры осложнили строе-

---

[1] Дальше будет видно, что ряд исследователей предполагает существование на дне океана кроме обычных сдвигов еще сдвиговых дислокаций особого типа, называемых «трансформными разломами» и нигде не обнаруженных на материках

ние котловин, но все же огромные площади последних оказались совершенно незатронутыми этими осложнениями и на них сохранилось исключительно спокойное залегание осадочных слоев.

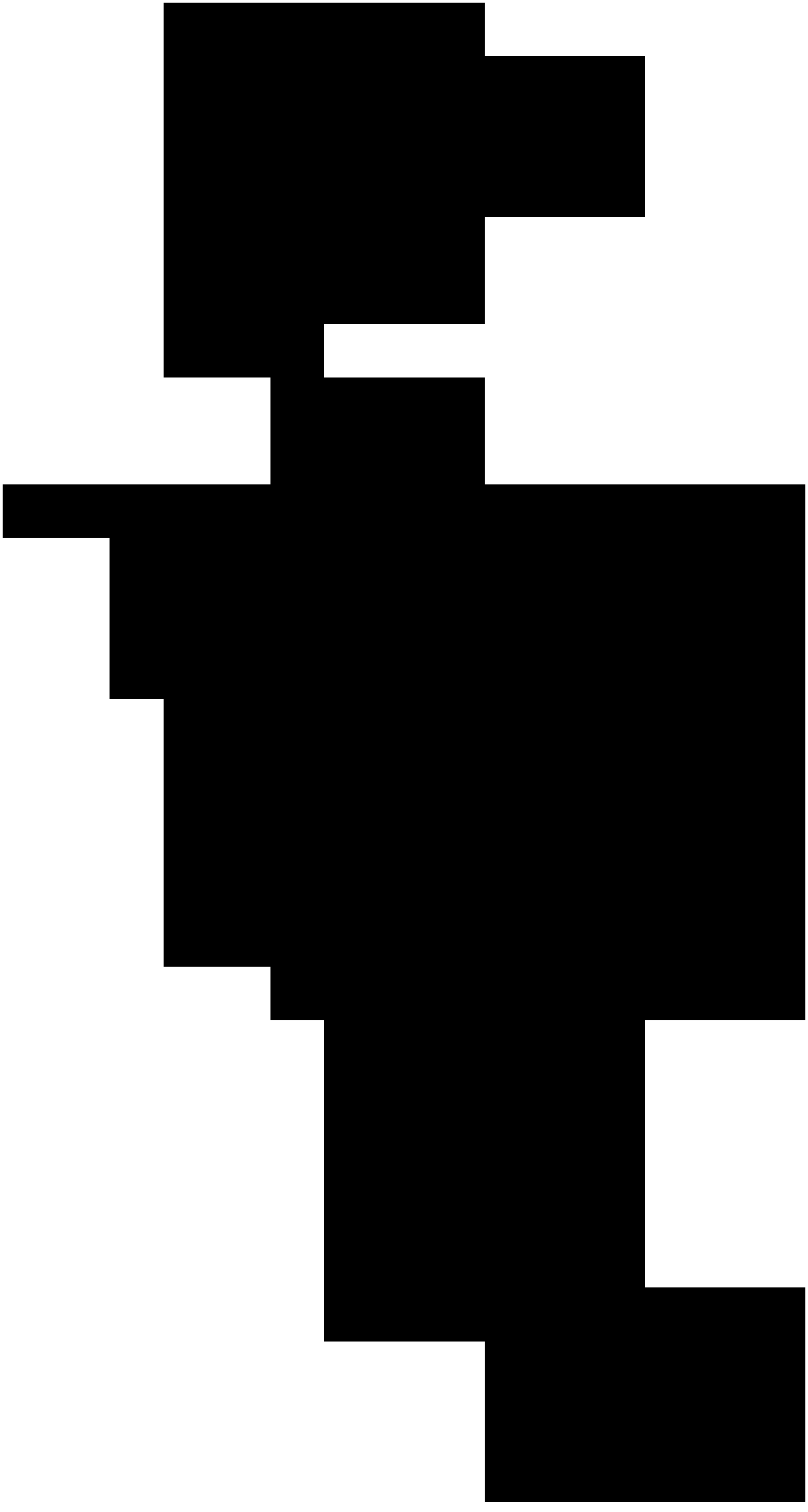
Все перечисленные явления протекали на фоне гораздо более общего процесса углубления океана. Признаки такого углубления видны в строении гийотов и коралловых островов, в разрезах многих участков дна, где более молодые глубоководные осадки подстилаются более древними мелководными. Интересно, что обратного процесса — превращения глубокого бассейна в мелководный — мы в океанах нигде не видим.

Размер углубления океана в разных местах различен, но можно установить, что, например, в центральных областях Тихого океана за время с раннего мела океанический бассейн стал глубже приблизительно на 2 км. Там, где сейчас глубины около 5 км, в раннем мелу они не превышали 3 км, а в некоторых районах Индийского океана опускание коры и углубление океана достигло 5—6 км с мелового времени доныне.

Прогибание дна во внутренних областях океана в течение мелового периода и позже мы можем поставить в один ряд с отмеченным в главе 17 (при рассмотрении эндогенных режимов окраин материков) процессом опускания океанической периферии. Это опускание происходило в целом спокойно на периферии атлантического типа и значительно более бурно на тихоокеанских периферии. Но для периферий обоих типов опускание определяло основную направленность геологического развития. Теперь мы видим, что опускание земной коры свойственно не только периферии, но и всей площади океанов. Мы можем проследить его по ряду признаков для всего времени с начала мела и доныне.

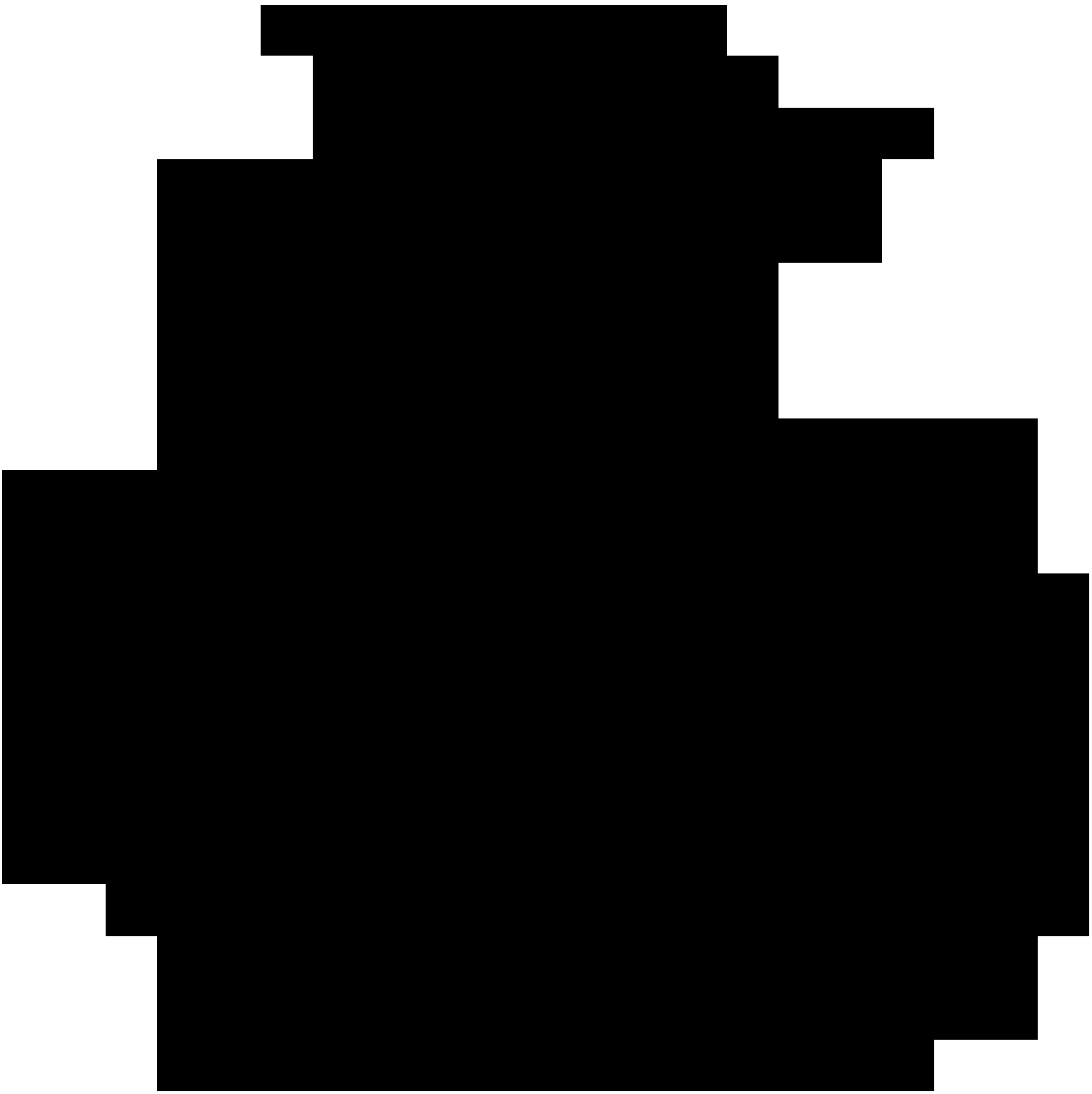
Суммируя возможно более кратко все то, что мы узнали об океанах, мы можем видеть в них обширные области отсутствия сиалических пород, обычных для континентов, области опускания земной коры, массового проявления базальтового вулканизма и интенсивного раскалывания. Эти особенности своего развития океаны проявляли в течение мезозоя и кайнозоя. Более ранняя история областей, занятых сейчас океанами, нам неизвестна. Мы можем только сказать на основании некоторых признаков, что до раннего мезозоя на месте Атлантического и Индийского океанов существовали материковые условия и были развиты горные породы материкового типа.

Мы видели, что и внутренние и окраинные моря также обнаруживают в строении своего дна признаки опускания земной коры. На месте многих из них геологически совсем недавно были участки суши, сложенные континентальными породами. Образование базальтового слоя коры и превращение суши в глубокие морские впадины происходило преимущественно в неогене и только в некоторых из морей (в Карибском море, Мексиканском заливе) началось еще в мезозое



ЧАСТЬ III

ВНУТРЕННЕЕ СТРОЕНИЕ, СОСТАВ ЗЕМЛИ И ГЛУБИННЫЕ ПРОЦЕССЫ



Глава 22

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ О ФОРМЕ, ВРАЩЕНИИ И СТРОЕНИИ ЗЕМНОГО ШАРА

Глубины Земли, недоступные для прямых геологических методов, изучаются с помощью геофизических и геохимических методов. Среди первых используются методы сейсмические, гравиметрические, геотермические, геомагнитные, геоэлектрические. Геохимия широко применяет лабораторное изучение свойств горных пород при высоких температурах и давлении. Поведение вещества при условиях, недоступных для экспериментального воспроизведения, изучается на основе теории твердого тела.

Для выяснения ряда вопросов внутреннего строения Земли важны также сведения о ее форме, вращении вокруг оси и приливных колебаниях. Эти сведения предоставляют геодезия и астрономия. Те части астрономии, которые занимаются вопросами происхождения солнечной системы, планет, метеоритов (космогония), помогают выяснить состав Земли.

Эта глава посвящена некоторым общим сведениям о строении и составе земного шара. Состав и строение тектоносферы, т. е. земной коры и верхней мантии, будут подробнее рассмотрены дальше.

РАЗМЕРЫ И ФОРМА ЗЕМЛИ

Земля имеет сложную форму. В первом приближении ее можно считать шаром с радиусом 6371 км. Следующее приближение позволяет представить Землю как двухосный эллипсоид вращения (земной эллипсоид) с экваториальным радиусом 6378,16 км и полярным радиусом 6356,78 км. Из этих цифр видно, что полярное сжатие (сплюснутость) нашей планеты равно 1 : 298,25.

Третье приближение приводит к сложной фигуре — геоиду, — которую можно считать вполне реальной, но сглаженной фигурой Земли. На океанах геоид теоретически совпадает с поверхностью воды, а на материках он является поверхностью, которая всюду перпендикулярна к отвесу. Она уклоняется от поверхности земного эллипсоида максимально на 160 м вниз и на 120 м вверх, причем высоты ее меняются чрезвычайно плавно. Форма геоида отражает размещение в теле Земли масс различной плотности и поэтому имеет не только геодезическое,

но и геофизическое значение. Однако какой-либо однозначной связи геоида с рельефом земной поверхности или с тектоническим строением коры установить не удается. Возможно, что он отражает распределение масс на очень большой глубине — в нижней мантии.

ВРАЩЕНИЕ ЗЕМЛИ

Геотектонический интерес представляет вращение Земли вокруг оси, поскольку изменения скорости вращения могут вызывать напряжения в земной коре.

Известно, что приливы, вызываемые в твердой, жидкой и газообразной оболочках Земли притяжением Луны и Солнца, тормозят вращение нашей планеты. Это установлено не только теоретически. Изучение конических скелетов (эпитеков) кораллов обнаружило в их строении кольца нарастания — грубые годовые и тонкие (около 50 мк) суточные. Подсчет этих колец показал, что в девоне в году было не 365, а 400 дней, т. е. длительность суток была 22 часа. Можно рассчитать, что замедление вращения Земли происходило приблизительно на 24 секунды в 1 млн. лет, что согласуется с теорией. В начале палеозоя — 500 млн. лет тому назад — сутки были равны 20,8 часа, а вскоре после своего образования (4,5 млрд. лет тому назад) Земля совершала оборот вокруг оси за 2 часа.

Сравнение формы Земли с той формой, которую должно было бы принять жидкое тело размером с Землю, находящееся в своем поле силы тяжести, с тем же распределением плотностей по радиусу, вращающееся с теперешней скоростью вращения Земли, показывает, что земной эллипсоид весьма близок к фигуре равновесия жидкого вращающегося тела. Это означает, во-первых, что земной шар в целом обладает ползучестью, достаточной, чтобы в ходе геологического времени деформироваться под влиянием центробежной силы. Во-вторых, отсюда следует, что с уменьшением скорости вращения фигура Земли должна меняться: сплюснутость ее должна уменьшаться, поскольку центробежная сила уменьшается. Если бы Земля обладала свойствами идеальной жидкости, изменение ее фигуры происходило бы одновременно с изменением величины центробежной силы и никаких напряжений в теле планеты не возникало бы. Но поскольку материал, слагающий Землю, обладает вязкостью, перестройка фигуры должна в той или иной мере отставать от изменения скорости вращения и это должно вести к возникновению напряжений. Действительно, точное сравнение теоретической фигуры вращающегося жидкого тела с наблюдаемым земным эллипсоидом привело к выводу, что современная фигура Земли отвечает не современной скорости ее вращения, а той, которую Земля имела 10^7 млн. лет тому назад, т. е. в начале плиоцена. При этом в Земле должны возникать напряжения от 1 до 1000 кг/см^2. Такие напряжения много ниже прочности горных пород. Они ниже также и предела их ползучести.

Наблюдения над вращением Земли показали, что время от времени происходят быстрые изменения скорости вращения. Они выражены в том, что сутки укорачиваются или удлиняются на тысячные доли секунды. Такое изменение скорости вращения происходит «скачком» в течение 1—3 лет. Значительные «скачки» этого типа случались, например, в 1864, 1876, 1898, 1920 гг. Кроме того, наблюдаются сезонные изменения скорости вращения Земли, в связи с чем в январе сутки приблизительно на 0,001 сек длиннее, чем в июле. Напряжения,

которые возникают в земном шаре в результате подобных колебаний скорости его вращения, ничтожны. Например, при изменении скорости вращения на 0,01 сек в течение года, что больше любого наблюденного до сих пор изменения, максимальное ускорение, которое возникает на экваторе, не превысит 0,01 миллигала. Это значит, что вес тел на поверхности Земли изменится на одну стомиллионную долю (1 г на каждые 100 т).

При движении глыб земной коры вверх и вниз должны возникать силы, действующие в широтном направлении, в связи с тем, что глыба удаляется от центра вращения или приближается к нему, и скорость ее кругового движения меняется. При подъеме давление глыбы должно быть направлено к востоку, при опускании — к западу. Расчеты показывают, что если глыба в 1 км^2 площадью движется вертикально со скоростью 1 см/год, то возникает горизонтальное ускорение в 2 миллигала, т. е. в две миллионные доли нормального ускорения силы тяжести на поверхности земли (2 г на 1 т).

Если мы будем считать, что материки плавают на более тяжелом субстрате, частично выдавливая его в сторону, то благодаря сплюснутости Земли возникает сила, которая толкает материки в направлении к экватору. Давление, которое при этом развивается на экваторе, если на нем «сталкиваются» два материка, простирающиеся отсюда вплоть до полюсов, максимально может достигнуть 1 кг/см^2.

Приливные силы, которые постепенно тормозят вращение Земли, должны также тянуть материки по поверхности земного шара к западу. Но эти «силы западного дрейфа» чрезвычайно малы. Если бы они были достаточны, чтобы передвинуть Америку, как это требуется гипотезой горизонтальных перемещений материков, на 50° к западу, они остановили бы полностью вращение Земли в течение одного года. В действительности, как мы видели, торможение вращения развивается в миллиарды раз медленнее.

Совершенно очевидно, что все те связанные с вращением Земли силы, которые здесь были перечислены, слишком малы, чтобы иметь какое-либо тектоническое значение. Больший интерес для нас может представлять изменение положения оси вращения внутри земного шара. Если изменение угла наклона оси измеряется градусами, то в Земле должны возникнуть значительные силы и для восстановления равновесия фигура Земли должна измениться, причем отдельные точки земной поверхности будут смещаться в вертикальном направлении больше чем на 1 км. Однако напряжения в отдельных точках будут зависеть от того, насколько плавно деформация охватывает земную поверхность. Какого-либо тектонического эффекта от этой причины можно ждать только там, где в силу неоднородности строения коры деформация охватывает площадь неравномерно и возникают места концентрации напряжений.

Из приливных явлений интерес представляют земные приливы, происходящие в твердом теле Земли под влиянием притяжения Луны и в меньшей степени Солнца. Благодаря вращению Земли приливные волны поднятий и опусканий с амплитудой, измеряемой до нескольких десятков сантиметров (максимально до 43 см), движутся по ее поверхности. В результате каждая точка поверхности дважды в сутки поднимается и дважды опускается. Возможно, что этот механизм расшатывает горные породы и способствует образованию в них трещин. Некоторые исследователи видят в нем возможную причину образования общей трещиноватости пород. Полагают также, что земные приливы могут служить «спусковым механизмом» для землетрясений

там, где напряжения, вызванные другими, более мощными глубинными источниками, достигли критического размера. Но все же следует иметь в виду, что и в этом случае плавность деформации, распределяемой на огромной площади, ведет к малому среднему размеру напряжений. Последние могут повышаться только локально в силу неоднородности земной коры.

В целом можно сделать вывод, что тектоническая роль явлений, связанных с вращением Земли, не может быть существенной.

ВНУТРЕННЕЕ СТРОЕНИЕ ЗЕМЛИ ПО ДАННЫМ ОБЩЕЙ СЕЙСМОЛОГИИ. СЕЙСМИЧНОСТЬ ЗЕМЛИ

Основные сведения о глубоких областях земного шара получают путем применения сейсмических методов. Они позволяют судить о скорости прохождения сейсмических волн на разных глубинах.

Скорость распространения сейсмических волн определяется упругими свойствами среды (модулями всестороннего сжатия и сдвига) и ее плотностью. Эта связь выражается формулами:

скорость распространения продольных волн $v_p = \sqrt{\frac{\varkappa + 4/3\mu}{\rho}}$,

скорость распространения поперечных волн $v_s = \sqrt{\mu/\rho}$, где $\varkappa$ — модуль всестороннего сжатия; μ — модуль сдвига; ρ — плотность.

Поскольку плотность входит в знаменатель этих формул, казалось бы, сейсмические скорости должны уменьшаться с увеличением плотности среды. На самом деле упругие модули с возрастанием плотности растут еще быстрее. Поэтому скорости с повышением плотности не уменьшаются, а, напротив, увеличиваются.

Сведения о строении всего земного шара в целом — от поверхности до центра — получаются методами общей сейсмологии, тогда как более точные данные о строении верхних слоев земного шара — до глубины 100—150 км — добываются главным образом методами глубинного сейсмического зондирования. Методы общей сейсмологии основаны на регистрации естественных землетрясений, тогда как глубинное сейсмическое зондирование связано с наблюдением над упругими колебаниями, распространяемыми от искусственных сотрясений (взрывов).

Поскольку этот раздел посвящен самым общим сведениям о строении земного шара, нас здесь будут интересовать данные общей сейсмологии, освещающие распределение сейсмических скоростей по радиусу Земли.

В табл. 5 суммированы сведения об изменении скорости распространения продольных и поперечных сейсмических волн с глубиной.

Приводим пояснения к таблице. В начале первой графы глубины 0—40 км указаны для материков (40 км — средняя толщина земной коры на материках), а глубины 5—12 км — для коры океанов (5 км — средняя толщина водного слоя). В графе «оболочка» приводятся употребляемые названия сейсмических слоев, а в графе «слой» указываются буквенные индексы тех же слоев, введенные австралийским сейсмологом К. Булленом. Слой С в советской литературе часто называется «слоем Голицына» по имени основоположника нашей отечественной сейсмологии Б. Б. Голицына.

Разделы первого порядка проходят там, где сейсмические скорости меняются скачком: между корой и верхней мантией, между ниж-

Таблица 5

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ СЕЙСМИЧЕСКИХ СКОРОСТЕЙ С ГЛУБИНОЙ

Глубина, км	v_p, км/сек	v_s, км/сек	Оболочка		Слой
0—40 (мат) 5—12 (ок)	5,5—7,4	3,2—4,3	кора		A
раздел Мохо (раздел 1-го порядка)					
40/12—410	7,9— 9,0	4,5—5,0	верхняя	мантия	B
410—1000	9,0—11,4	5,0—6,4			C (Голицына)
раздел 2-го порядка					
1000—2700	11,4—13,6	5,4—7,3	нижняя		D
2700—2900	13,6	7,3			
раздел 1-го порядка					
2900—4980	8,1—10,4	—	внешнее	ядро	E
4980—5120	10,4—9,5	—			F
раздел 1-го порядка					
5120—6370	11,2—11,3	?	внутреннее		G

ней мантией и ядром, между внешним и внутренним ядром. Разделом второго порядка является уровень, на котором меняется производная сейсмических скоростей, т. е. скорость нарастания этих скоростей с глубиной. Такой раздел находится между верхней и нижней мантией. Действительно, в верхней мантии скорости продольных волн увеличиваются на 3,5 км/сек на 1000 км углубления, тогда как в нижней мантии возрастание скорости измеряется величиной 2,2 км/сек на 1700 км углубления, т. е. на 1000 км углубления скорость увеличивается всего на 1,3 км/сек.

Во внешнем ядре поперечные волны не распространяются. Они там гаснут, поглощаясь средой. Это указывает на то, что среда внешнего ядра по своим свойствам приближается к жидкости, тогда как в мантии и коре среда является в целом твердой. Что касается внутреннего ядра (называемого еще «ядрышком»), то его состояние неясно. Возможно, что оно твердое, а поперечные волны не проходят сквозь него, потому что они экранируются внешним ядром.

Поскольку данная таблица содержит только самые общие сведения о распределении упругих свойств в веществе земного шара, в ней игнорируются как внутреннее расчленение коры и верхней мантии, так и изменение этих свойств по горизонтальному направлению. Эти более подробные сведения приводятся в следующей главе.

Общая сейсмология дает представление о современной сейсмичности земного шара, отражающей важную сторону тектонической активности недр.

На рис. 115 изображены сейсмические пояса земного шара. Главным поясом является Тихоокеанский, в пределах которого выделяется, грубо говоря, 80% всей сейсмической энергии Земли. Здесь происходят наиболее сильные и наиболее частые землетрясения. Следующим по значению является Средиземноморско-Гималайский пояс с его 15% общей сейсмической энергии земного шара. Наконец, на все осталь-

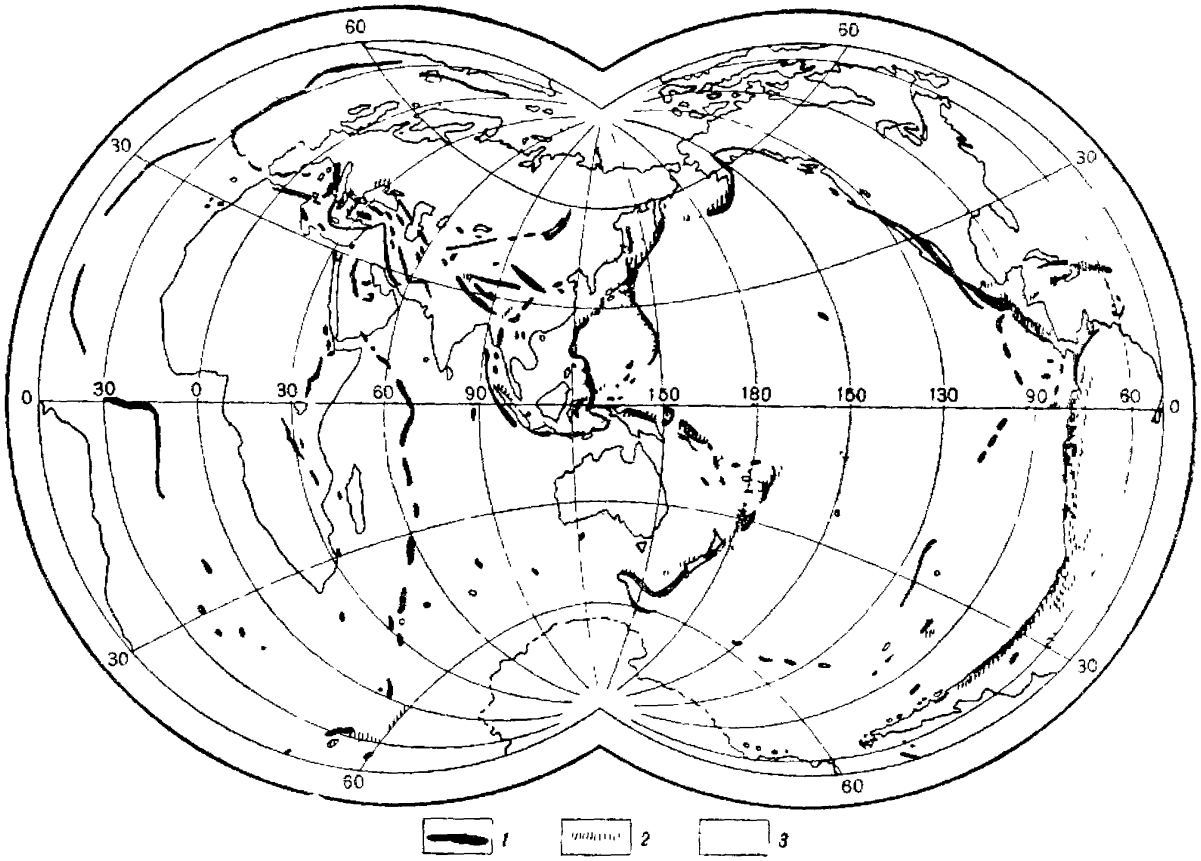


Рис. 115. Схема сейсмичности земного шара (по Е. Ф. Саваренскому и Д. П. Кирносу).
Очаги: *1* — неглубокие; *2* — промежуточные; *3* — глубокие

ные сейсмические области приходится 5% сейсмической энергии. Суммарная годовая энергия землетрясений достигает 10^{26} эрг, а энергия отдельных самых сильных землетрясений измеряется в 10^{24} эрг.

Наиболее сильные землетрясения вызывают общие колебания всего земного шара с периодами от нескольких минут до нескольких часов. Это так называемые «свободные колебания» Земли.

Вся картина распространения упругих волн в теле Земли в связи с сейсмичностью, включая и свободные колебания и земные приливы, указывает на значительную твердость земного шара. Весьма твердыми являются кора и мантия Земли. В пределах коры модуль сдвига с углублением увеличивается от 0,1 до $4 \cdot 10^{11}$ дин/см^2, а к подошве мантии тот же модуль возрастает до $3 \cdot 10^{12}$ дин/см^2. Внешнее ядро имеет, по-видимому, значительно меньшую твердость (порядка 10^{10} дин/см^2), но во внутреннем ядре твердость снова возрастает до $2 \cdot 10^{12}$ дин/см^2. Для сравнения укажем, что сталь имеет модуль сдвига, равный $7{,}9 \cdot 10^{11}$ дин/см^2. Так что мантия и внутреннее ядро Земли много тверже стали.

На первый взгляд эти данные кажутся противоречащими тому, что было сказано выше о способности Земли изменять свою форму под влиянием сравнительно небольших центробежных сил. Но эти последние являются длительно действующими и именно длительное их воздействие вызывает ползучесть в материале Земли. Напротив, упругие деформации чрезвычайно кратковременны, и на них земной шар реагирует как вполне твердое тело. Это та зависимость свойств от продолжительности механического воздействия, которая характерна для любой горной породы и для любого физического тела вообще.

Средняя плотность Земли составляет 5,52 г/см^3. Плотность пород на земной поверхности много меньше: осадочные породы имеют плотность 2,4—2,5 г/см^3, граниты и большинство метаморфических пород— 2,7 г/см^3, а основные изверженные породы (базальты) — 2,9 г/см^3. Средняя плотность земной коры может быть принята равной 2.8 г/см^3.

Низкие плотности на поверхности указывают на то, что во внутренних оболочках Земли плотность материала должна быть значительно выше общеземной средней. Из сопоставления скорости вращения Земли и ее сплюснутости с данными о скорости сейсмических волн на разных глубинах и о разделах внутри земного шара следующие величины плотности считаются сейчас наиболее вероятными:

в кровле верхней мантии 3,1—3,5 г/см^3;
в подошве верхней мантии (на глубине 1000 км) 4,5 г/см^3;
у границы ядра (на глубине 2900 км) 5,6 г/см^3;
в кровле ядра 10,0 г/см^3;
в центре Земли 12,5 г/см^3.

По современным космогоническим представлениям, земной шар образовался путем слипания частиц первичного газопылевого облака. Такое облако состояло из частиц разного состава и разной плотности, которые собирались в значительной степени беспорядочно, что вело к квазиоднородной Прото-Земле, плотность материала которой в среднем всюду была одинаковой. Если же сейчас наблюдается радиальная плотностная неоднородность в земном шаре, то это является результатом последующего процесса дифференциации материала Земли, приведшего к концентрации более плотного материала во внутренних частях Земли, а менее плотного — во внешних ее оболочках.

К вопросу о том, когда и как эта дифференциация происходила, мы вернемся ниже. Сейчас важно будет указать на огромную величину общей гравитационной потенциальной энергии земного шара, которая по расчетам достигает $2{,}25 \cdot 10^{39}$ эрг. Из этой энергии при расслоении вещества выделилось в течение времени существования Земли $1{,}5 \cdot 10^{38}$ эрг. Из сравнения с другими видами энергии выясняется, что гравитационная энергия занимает в земном шаре, несомненно, первое место. С ней может сравниться лишь тепловая энергия (см. ниже).

Исходя из распределения плотности и ускорения силы тяжести можно вычислить размер гидростатического давления на разных уровнях внутри Земли:

Глубина, км	40	410	1000	2900	4980	6370
Давление, кбар	10	140	350	1360	3200	3610

Заметим, что в современных лабораториях давления, отвечающие глубинам до 1000 км, могут быть получены в длительных экспериментах. Более высокие давления до сих пор получаются лишь взрывным путем и могут существовать в эксперименте ничтожный отрезок времени, измеряемый миллионными долями секунды. Это обстоятельство затрудняет прямой перенос результатов эксперимента на природную обстановку, в которой вещество находится под давлением в течение сотен миллионов и миллиардов лет.

Земной шар чрезвычайно близок к изостазии, т. е. к равновесию в распределении масс. При изостазии полная масса вещества, сосредоточенная по вертикали под единицей площади поверхности, повсеместно одинакова.

При изостазии рельеф земной поверхности и распределение масс в глубине должны быть связаны строгой зависимостью. Поскольку масса под каждой единицей поверхности должна быть одной и той же, под возвышенностями средняя плотность вещества должна быть меньше, чем под впадинами. Отклонения от этой зависимости представляют собой нарушения изостазии, или изостатические аномалии.

Наблюдаемые на поверхности земли изостатические аномалии очень малы. Они не выходят за пределы десятков миллигал, т. е. отклонения от равновесного распределения масс количественно выражаются в нескольких стотысячных долях этих масс. Наибольшие аномалии обнаруживаются при изучении участков не больше нескольких сотен километров в диаметре. Более обширные участки в среднем оказываются хорошо уравновешенными. К местным относительно крупным изостатическим аномалиям мы вернемся, когда будем говорить о строении коры и верхней мантии.

ТЕПЛОВОЙ РЕЖИМ ЗЕМЛИ

Известно, что из глубин земного шара к поверхности непрерывно течет тепловой поток. Размер этого потока может быть вычислен, если известны теплопроводность горных пород и температурный градиент: $Q=\lambda \operatorname{grad} T$, где Q — тепловой поток; λ — теплопроводность; $\operatorname{grad} T$ — градиент температуры. Теплопроводность горных пород имеет порядок $n\cdot 10^{-3}$ кал/сек·см·град (в среднем около $5\cdot 10^{-3}$ кал/сек·см·град) и колеблется для наиболее распространенных пород в небольших пределах, а температурные градиенты меняются очень значительно: от 6 до 150 град/км.

Подсчеты размеров теплового потока показывают, что наиболее часто встречается поток, равный $1{,}1\cdot 10^{-6}$ кал/см^2. Такой поток считается «нормальным» для настоящего времени. Но средний размер теплового потока Земли равен $1{,}5\cdot 10^{-6}$ кал/см^2. Важно отметить, что средний поток является одинаковым как для материков, так и для дна океанов.

Общая годовая потеря тепла Землей имеет порядок 10^{28} эрг. Общее же количество тепла, выделенного за время существования Земли, колеблется в зависимости от принятой модели термальной истории Земли в пределах $(0{,}1—0{,}8)\cdot 10^{38}$ эрг. Мы видим, что термальная энергия Земли на два или полтора порядка меньше потенциальной гравитационной энергии и на один или полпорядка меньше той части гравитационной энергии, которая выделилась при дифференциации вещества Земли по плотности.

Основным источником внутреннего тепла Земли является радиоактивный распад. Главную роль играют долгоживущие радиоактивные элементы: уран, торий и калий. Их содержание выше в кислых горных породах, ниже в основных и значительно ниже в ультраосновных породах. В табл. 6 приведено среднее содержание этих элементов в основных группах магматических пород.

В соответствии с различиями в содержании радиоактивных элементов разные породы генерируют тепло в разном размере (табл. 7).

Существуют еще два других важных источника тепловой энергии Земли: гравитационная дифференциация и приливное трение. Первая может дать столько же тепла, сколько дают радиоактивные источники. Но значительная часть этого тепла, по-видимому, рассеивалась в

пространстве, особенно в начале формирования планеты, когда она была еще малым телом. Приливное трение в состоянии выработать количество тепла, равное приблизительно 20% радиогенного тепла.

Таблица 6

СРЕДНЕЕ СОДЕРЖАНИЕ УРАНА, ТОРИЯ И КАЛИЯ В ОСНОВНЫХ ГРУППАХ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД

Порода	U, 10^{-6} г/г	Th, 10^{-6} г/г	K, %
Гранит	4,0	20	4,26
Габбро	0,9	2,7	0,46
Эклогит	0,043	0,1	0,1
Дунит	0,001	0,1	0,001

Таблица 7

ГЕНЕРАЦИЯ ТЕПЛА ГОРНЫМИ ПОРОДАМИ

Порода	Генерация тепла, 10^{-13} кал/см³·сек
Гранит	5,7
Габбро	1,2
Эклогит	0,1
Дунит	0,02

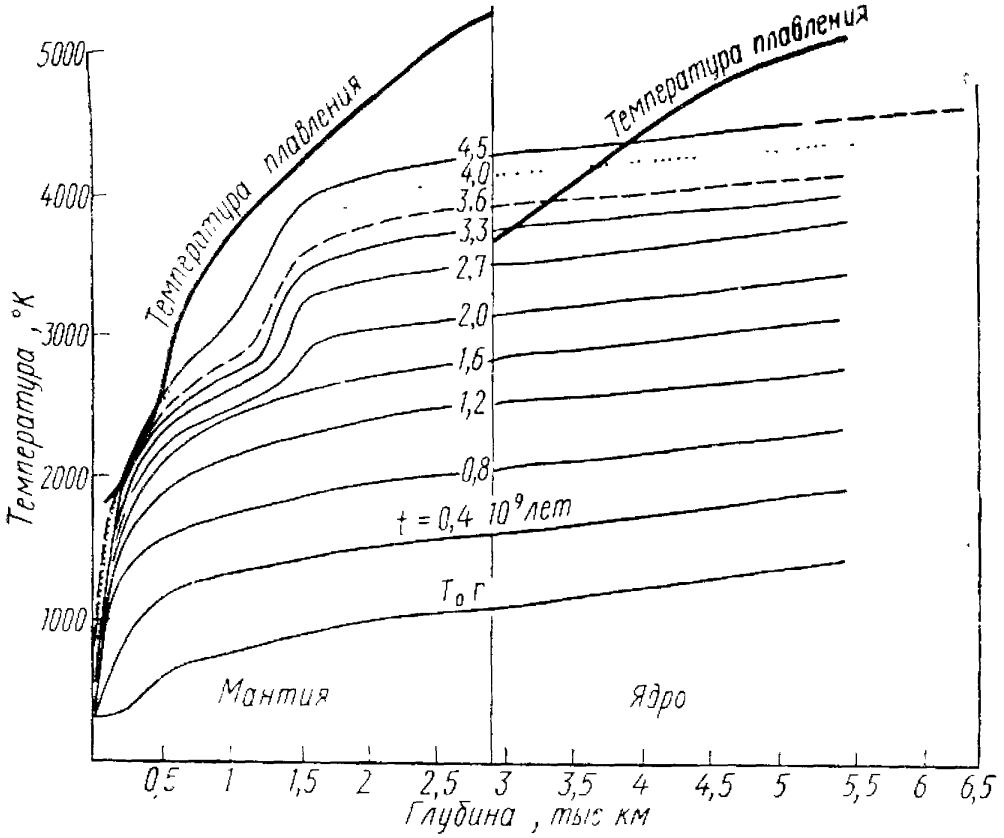


Рис. 116. Изменение внутренней температуры Земли со времени ее образования (T_0) до современности (T=4,5 млрд. лет). По Е. А. Любимовой

Хотя в проблеме термического режима Земли еще много неясного, все же есть основания считать радиоактивные процессы главным источником наблюдаемого сейчас теплового потока Земли. А энергия гравитационной дифференциации и приливное трение являются дополнительными факторами. В настоящее время большинство исследователей, оценивая общий тепловой баланс Земли, склонны считать, что внутренние области земного шара очень медленно разогреваются.

Современное распределение температур по радиусу Земли может быть высчитано исходя из тех или иных предположений относительно способа образования нашей планеты, ее возраста, состава, содержания радиоактивных элементов, теплопроводности и некоторых других параметров. Е. А. Любимова произвела такие расчеты, основываясь на

теории происхождения Земли из холодного газопылевого облака и на новейших данных относительно всех других факторов. На рис. 116 приведена диаграмма, которая показывает изменение внутренней температуры Земли со времени ее образования до современности. Мы видим, что глубже 500 км от поверхности на всех уровнях в течение всего времени существования Земли температура возрастала. Она возрастала и в зоне верхних 500 км, но только до эпохи 3,3 млрд. лет от начала образования Земли, т. е. до эпохи 1,2 млрд. лет тому назад. В последующее время в поверхностном 500-километровом слое началось остывание одновременно с продолжающимся разогреванием более глубоких недр. Это противопоставление тепловой эволюции глубоких и близких к поверхности слоев нашей планеты представляет особый интерес. В настоящее время высокий геотермический градиент распространяется до глубины около 1500 км. На этой глубине температура достигает 4000°К. Глубже градиент значительно уменьшается и на границе мантии и ядра (2900 км) температура не превышает 4250°К, а к центру Земли увеличивается лишь до 4750°К.

На той же диаграмме нанесена кривая температуры плавления вещества Земли на разных глубинах. Мы видим, что кривая современной температуры пересекает кривую плавления в двух областях: в области внешнего ядра (на глубинах между 2900 и 3900 км) и в пределах верхней мантии (на глубинах от 150 до 450 км). Относительно последней зоны мы будем специально говорить ниже. Что же касается внешнего ядра, то и по сейсмическим данным, как мы видели, оно должно быть расплавленным.

МАГНИТНОЕ ПОЛЕ ЗЕМЛИ

Земля имеет магнитное поле. Современная теория связывает его со сложными петлеобразными движениями электрически заряженных частиц в жидком внешнем ядре Земли. Последнее рассматривается как самовозбуждающаяся гидродинамо-машина, действующая под совокупным влиянием вращения земного шара и нагревания, вызывающего конвекцию материала. Форма современного магнитного поля Земли весьма близка к той, которая была бы создана магнитным стержнем с двумя полюсами (магнитный диполь), помещенным в ядре на расстоянии 436 км от центра Земли. Этот диполь незначительно наклонен к оси вращения Земли, и поэтому магнитные полюса находятся недалеко от полюсов вращения (на расстоянии 11,5°).

Магнитное поле Земли не только ориентирует магнитную стрелку компаса, но и влияет на ориентировку в горных породах ферромагнитных минералов (магнетита, титаномагнетита, гематита, пирротина). Это влияние может осуществиться, когда твердые ферромагнитные минералы в процессе застывания изверженной породы плавают в расплаве. Ориентировка ферромагнитных минералов в осадочных породах может возникнуть во время осаждения минеральных частиц из жидкости. Породами, сильнее всего реагирующими на магнитное поле Земли, являются среди изверженных основные и ультраосновные породы (базальты, габбро, перидотиты, серпентиниты), а среди осадочных — красноцветные континентальные пески.

После того как изверженная порода застынет, а осадок литифицируется, ориентировка ферромагнитных минералов сохраняется. На этом основаны методы палеомагнитных исследований. Определив ориентировку ферромагнитных минералов, мы можем восстановить то на-

правление магнитного поля, которое существовало во время застывания базальтового потока или отложения песчаника.

Для исследований этого типа могут быть использованы только совершенно спокойно лежащие излившиеся и осадочные породы, не затронутые ни тектоническими деформациями, ни метаморфическими воздействиями. Поэтому надежные выводы могут быть получены только на породах древних платформ. В настоящее время имеются довольно обширные палеомагнитные данные по породам Восточно-Европейской, Сибирской и Северо-Американской платформ и лишь отдельные случайные наблюдения на других платформах. Между тем палеомагнитные выводы не могут строиться на единичных измерениях. Они должны быть основаны на большой статистике. Есть много факторов, которые могут в единичных случаях исказить направление остаточной намагниченности. Считается, что усреднение большого количества тщательно выполненных измерений с соблюдением строгих методических требований к свежести образца, установлению устойчивости остаточной намагниченности и т. п., приводит к достаточно надежным результатам.

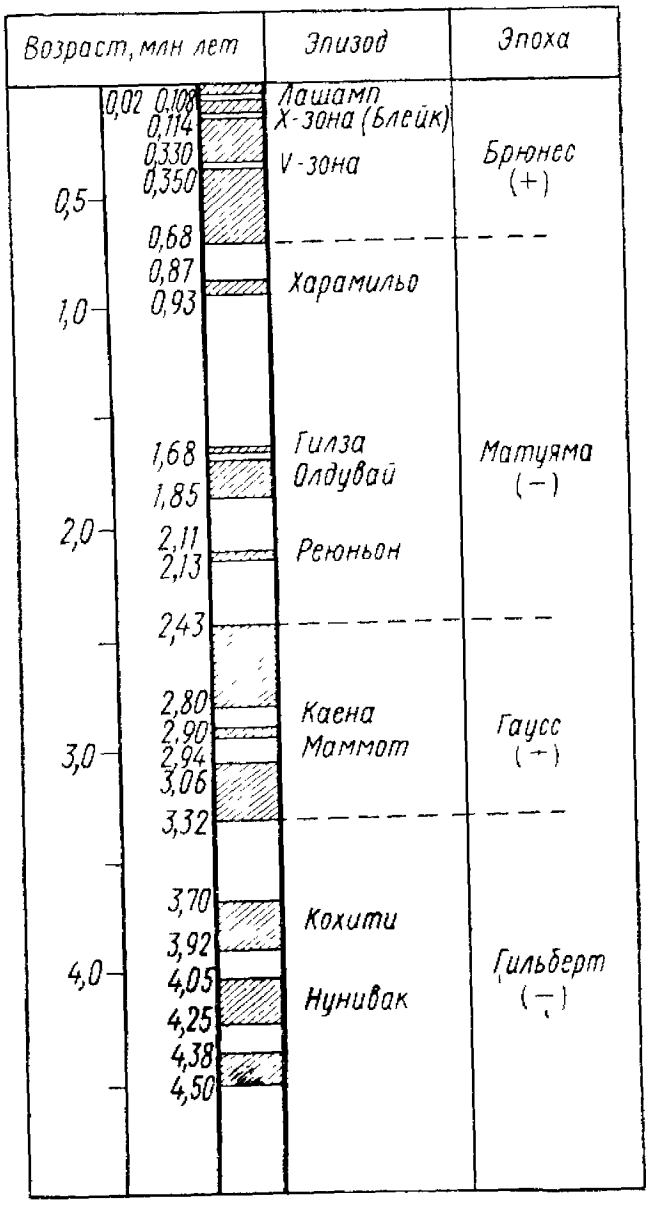


Рис. 117. Шкала магнитных инверсий за последние 4,5 млн. лет (из Ф. Стейси). Заштрихованы периоды положительного геомагнитного поля

Палеомагнитные наблюдения, выполненные над породами разного возраста, показали, что магнитное поле Земли не оставалось одинаковым в течение геологической истории, его структура менялась.

Различают два явления: обращение, или инверсию, магнитного поля и перемещение магнитных полюсов.

Первое явление состоит в том, что в течение геологической истории магнитное поле многократно менялось на обратное: северный полюс становился южным, а южный — северным. Если современное магнитное поле считать положительным, то геологическая история рисуется как чередование положительных и отрицательных магнитных эпох. Наилучшим образом изучены самые последние инверсии, происходившие в течение четвертичного периода и в конце плиоцена. Они были определены по базальтам, абсолютный возраст излияний которых установлен. Выяснилось, что современная положительная эпоха, названная эпохой Брюнес, началась 0,7 млн. лет тому назад. Перед этим была отрицательная эпоха Матуяма продолжительностью

1,7 млн. лет. Ей предшествовала положительная эпоха Гаусс, которая длилась 0,9 млн. лет. Перед этой эпохой была отрицательная эпоха Гильберт, которая прослежена в глубь истории приблизительно на 1,2 млн. лет. В пределах этих эпох устанавливаются отдельные кратковременные «эпизоды» с обратным полем. Вся шкала, следовательно, имеет протяженность приблизительно 4,5 млн. лет (рис. 117).

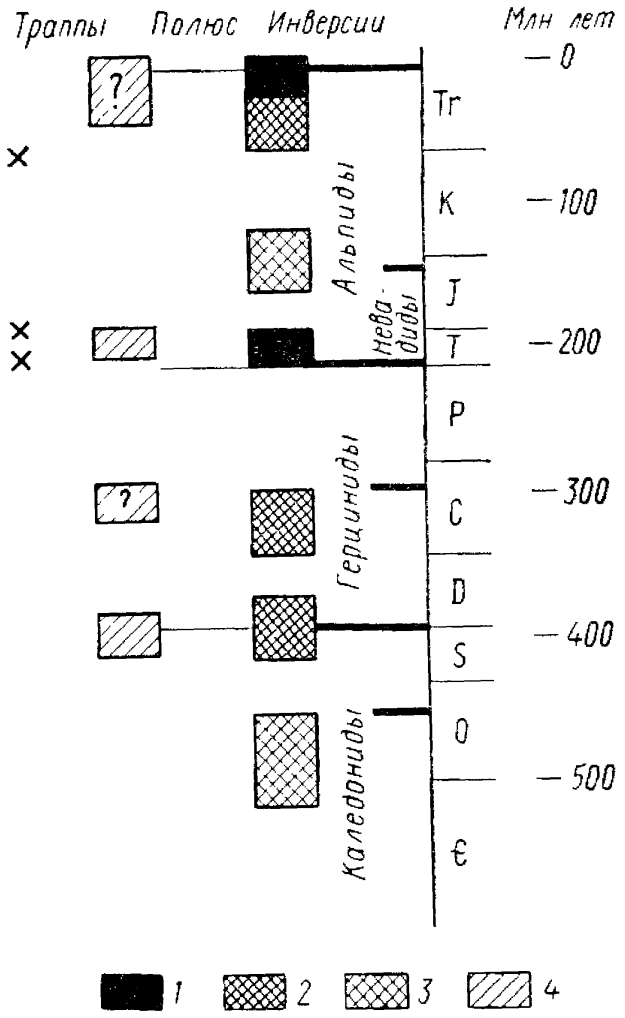


Рис. 118. Эпохи частых инверсий и миграций магнитных полюсов (по Ю. М. Шейнманну). Периодичность инверсий в эпохи частого их проявления: *1* — меньше 1 млн. лет; *2* — 2—3 млн. лет; *3* — 4—5 млн. лет; *4* — эпохи больших перемещений полюсов

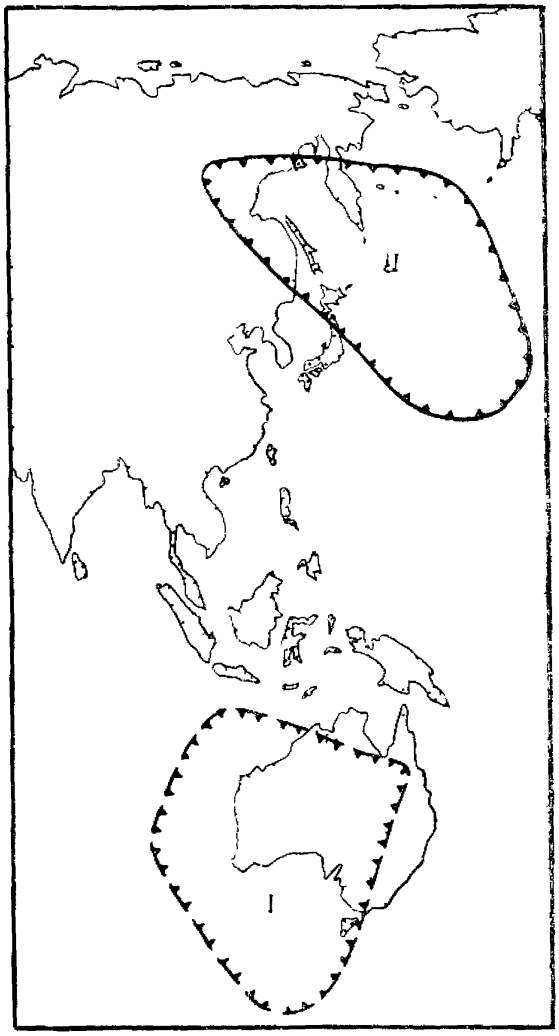


Рис. 119. Перемещения магнитного полюса (по Ю. М. Шейнманну): I — область «блуждания» полюса в раннем палеозое; II — область «блуждания» полюса в среднем и позднем палеозое и раннем мезозое

Инверсии магнитного поля установлены и для других, более древних периодов геологической истории. Но возраст их не определен столь точно, как для новейшего геологического времени.

Установлено, что в истории Земли были спокойные периоды, когда инверсии магнитного поля не происходили или происходили редко, и периоды неспокойные, когда магнитное поле меняло свое направление часто и многократно. Частые инверсии наблюдались в позднем кембрии — раннем ордовике, позднем силуре — раннем девоне, карбоне, среднем и позднем триасе, раннем мелу и третичном периоде, тогда как промежуточные периоды характеризовались преимущественно спокойным магнитным полем (рис. 118).

Перемещения магнитных полюсов, т. е. повороты магнитной оси Земли, прослеживаются по палеомагнитным данным для всего фанерозоя, но чем глубже мы опускаемся в историю земной коры, тем менее надежными становятся сведения. Данные о таких перемещениях были в последнее время тщательно проанализированы Ю. М. Шейнманном, выводов которого мы здесь придерживаемся.

Измерения остаточной намагниченности на породах Восточно-Европейской и Сибирской платформ приводят к следующим заключениям.

В раннем палеозое (кембрии, ордовике и раннем силуре) северный магнитный полюс находился в районе Австралии, где он, по-видимому, «блуждал» в пространстве между Тасманией и Новой Гвинеей. В позднем силуре и раннем девоне он быстро переместился в район Охотского моря, Японии и Приморья. Тут он оставался, «блуждая» в пределах ограниченной площади, вплоть до начала триаса. В триасе произошло его быстрое перемещение в современную приполярную область, где он остается до сих пор (рис. 119).

Породы Северо-Американской платформы в грубом приближении дают ту же картину перемещений северного полюса. Не отличаются от предыдущих и результаты, полученные на породах Южной Америки, кроме того, что они указывают на несколько более раннее (поздний карбон — пермь) перемещение полюса в современную приполярную область. Данные по породам Индии и Африки настолько немногочисленны, что едва ли им можно сейчас придавать значение.

В результатах, полученных по северным платформам, обращает на себя внимание неравномерность движения полюса. Длительные периоды «блуждания» полюса в пределах ограниченной площади (кембрий — ордовик, девон — карбон, юра — мел — кайнозой) сменялись гораздо более короткими периодами быстрого передвижения полюса в новую область «блуждания». Такими периодами были поздний силур — ранний девон и триас. Данные по Южно-Американской платформе указывают на поздний карбон как на время быстрого смещения.

Интересно отметить, что периоды быстрого перемещения полюсов совпадают с периодами частых инверсий магнитного поля (см. рис. 118).

Современная теория происхождения магнитного поля Земли предполагает, что магнитная ось по своему положению всегда была близка к оси вращения планеты. Следовательно, с точки зрения этой теории перемещение магнитных полюсов означает поворот оси вращения Земли относительно земной коры. Из механических соображений маловероятно, чтобы ось вращения столь значительно поворачивалась в пространстве. Скорее земной шар в целом или его внешние оболочки поворачивались в пространстве относительно оси вращения.

Но перемещение географических полюсов означает и соответствующее смещение всех климатических зон, что должно сказаться на распределении холодолюбивых и теплолюбивых организмов, а также на местах накопления осадков, связанных с определенным климатом. Такими осадками являются, например, эвапориты, приуроченные к областям с аридным климатом, или угли, требующие влажного климата, или ледниковые отложения, связанные с холодным климатом. Казалось бы, палеомагнитные данные легко сопоставить с палеоклиматическими данными и с помощью последних либо подтвердить, либо поставить под сомнение явление перемещения полюсов.

Приходится, однако, отметить, что на деле такое сопоставление оказывается неоднозначным. Попытки в этом направлении в течение

ряда десятилетий предпринимались неоднократно, но различные исследователи получали противоположные результаты. Некоторые из них подтверждали перемещение полюсов, другие его опровергали.

Например, Л. Б. Рухин в своей известной книге по общей палеогеографии суммирует многие данные о расселении растительных и животных организмов в течение геологических периодов и приходит к выводу, что в истории Земли происходили такие изменения в распределении организмов по ее поверхности, которые не могут быть объяснены без представления о перемещении географических полюсов.

Но другие исследователи приходили к иным выводам. Например, американский ученый Ф. Стейси, проанализировав распределение различных органических форм пермского периода, пришел к выводу, что расположение климатических зон в пермском периоде не отличалось от современного. Это означает, что и полюса находились в то время приблизительно там же, где сейчас.

Очевидно, палеоклиматические исследования еще не достигли того уровня, который требуется для получения однозначного ответа. Но и палеомагнитные методы пока далеки от совершенства. Поэтому вся проблема перемещения полюсов остается в ряду тех проблем, которые ожидают решения.

Между тем решение может быть и неожиданным. Например, не исключено, что смещения палеомагнитных полюсов не имеют отношения к положению географических полюсов. Такая независимость магнитных и географических полюсов может возникнуть, если в прежние геологические периоды магнитное поле было не дипольным, как сейчас, а более сложным, т. е. существовали региональные магнитные аномалии, которые по своей интенсивности были близки к интенсивности основного дипольного поля. В этом случае магнитные минералы могли указывать на эти «аномальные» полюса, а не на полюса оси вращения Земли.

СОСТАВ ЗЕМЛИ

Горные породы, развитые на поверхности земли или выбрасываемые на поверхность вулканами, дают представление о химическом и минералогическом составе земной коры и частично верхней мантии. Для суждения о составе более глубоких оболочек земного шара необходимо привлечение других данных. Среди них главное место занимает химический состав метеоритов. При этом исходят из того, что и метеориты и планеты солнечной системы образовались из одного протопланетного газопылевого облака и поэтому средний состав метеоритов должен быть близок к среднему составу земного шара.

Обычно полагают, что наиболее близка к среднему составу Земли группа метеоритов, известных под названием хондритов. Говорят о «хондритовой модели Земли». В табл. 8 в графе 2 приведен химический состав хондритов, который можно считать составом исходного материала Земли.

Но состав поверхностных пород земной коры значительно отличается от среднего состава Земли в сторону большого обогащения кислородом, кремнием, натрием, калием, алюминием, редкими землями и радиоактивными элементами при уменьшении содержания железа и магния (табл. 8, графы 8 и 9).

Первоначально, когда происходило беспорядочное объединение частиц газопылевого облака в единое тело, последнее должно было

Таблица 8

СОСТАВ МАНТИИ И КОРЫ КОНТИНЕНТОВ И ОКЕАНОВ
(составил Б. Г. Лутц)

Элементы	Континенты								Океаны		
	хондрит	гранатовый перидотит	мантийный эклогит	шпинелевый перидотит	альпинотипный гипербазит	гранулитобазитовый слой	гранитогнейсовый слой	консолидированная кора	лерцолит (исходный недифференцированный материал)	гарцбургит (остаток после выплавления базальтов)	океаническая кора
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Силикатные анализы (вес. %)											
SiO_2	47,04	44,04	45,26	44,88	40,49	58,2	65,6	61,9	45,7	45,0	48,65
TiO_2	0,14	0,16	0,45	0,11	0,16	0,8	0,5	0,6	0,2	0,1	1,40
Al_2O_3	3,09	2,12	14,78	1,90	1,49	16,0	14,9	15,5	3,7	1,7	16,52
Fe_2O_3	—	3,32	3,56	1,61	2,88	2,8	1,1	2,0	5,1	6,8	2,29
FeO	15,40	4,19	6,07	6,28	5,06	4,8	3,4	4,1	3,6	2,2	6,23
MnO	0,31	0,10	0,14	0,14	0,11	0,15	0,1	0,1	0,1	0,1	0,18
MgO	29,48	41,57	16,72	41,18	41,31	5,3	2,4	3,8	38,4	42,6	6,79
CaO	2,41	1,87	9,16	1,89	0,99	6,0	3,4	4,7	2,3	0,7	12,28
Na_2O	0,81	0,44	0,79	0,17	0,04	3,2	3,5	3,4	0,3	0,2	2,57
K_2O	0,11	0,10	0,19	0,03	0,01	2,0	3,7	2,9	0,1	0,1	0,37
Содержание малых литофильных элементов (г/т)											
Rb	3	2,9	5,5	0,75	0,24	35	160	100	0,52	0,54	—
Li	2	1,4	2,0	0,5	0,5	8	25	16	4,1	3,2	—
Sr	11	47	76	18	2,8	265	378	320	13,6	—	—
Ba	3,4	31	51	7,5	2,6	540	777	660	7,7	10,2	—
TR	5,2	16	20	7,9	4,04	86	200	143	10,6	11,5	—
Th	0,04	0,59	0,36	0,067	0,0153	2,7	14,6	8,65	0,698	0,641	—
U	0,014	0,778	0,13	0,023	0,0069	0,7	2,0	1,35	0,15	0,15	—
Zr	33	50	—	25	33	140	150	145	—	—	—

быть квазиоднородным. Следовательно, наблюдаемое сейчас отличие состава поверхностных слоев от исходного среднего состава служит указанием на последующую дифференциацию вещества земного шара. Но если в результате дифференциации в поверхностных оболочках накапливались более легкие составные части вещества Земли, где-то должны были накапливаться и остаточные продукты той же дифференциации, более тяжелые, чем средний состав Земли.

Сейчас господствует точка зрения, что исходный средний состав Земли сохраняется в нижней мантии. Она имеет состав, наиболее близкий к хондритовому, и является тем источником, от которого отделяются как более легкие вещества, так и более тяжелые. Первые поднимаются и формируют верхнюю мантию, в результате дальнейшей дифференциации которой выделяется кора, вторые опускаются, и их скопление ведет к образованию ядра Земли.

Составы верхней мантии и коры континентов и океанов приведены в той же таблице. О различиях между континентами и океанами речь будет идти дальше.

Что касается состава ядра, то он остается дискуссионным. Традиционная точка зрения предполагает, что ядро Земли состоит из железа с примесью (около 7%) никеля. Другая точка зрения приписывает ядру силикатный состав, лишь в ограниченном размере обогащенный железом, но при этом предполагается, что силикаты в силу большого всестороннего давления находятся в «металлическом» состоянии: их атомы раздавлены и часть электронов находится в свободном состоянии, как в металлах. Существует и промежуточная точка зрения: внешнее ядро состоит из силикатов в «металлическом» состоянии, а внутреннее ядро железное.

Ввиду увеличения всестороннего давления с глубиной характер химических связей должен меняться и молекулы должны становиться все более простыми. Насколько можно судить по выбросам вулканов и кимберлитовых трубок, верхняя мантия состоит преимущественно из перидотитов и главными минералами в ней являются оливины: форстерит и фаялит. В слое Голицына можно предполагать изменение связей в оливине между кислородом и магнием от ионных к ковалентным, что сопровождается повышением плотности приблизительно на 18%. Кроме того, в этой же зоне кремнезем, представленный выше кварцем (плотность 2,53 г/см^3), переходит в свои более плотные модификации: коэсит (2,93 г/см^3) и стиповерит (4,35 г/см^3). В нижней мантии сложные силикатные молекулы должны распадаться на окислы. В ядре преобладают отдельные атомы.

Для того чтобы дифференциация осуществилась, вещество должно иметь возможность передвигаться: легкие частицы должны всплывать, тяжелые тонуть. Предполагается, что существенную роль в повышении подвижности материала Земли сыграло его разогревание. Хотя первоначально материал был холодным, выделявшаяся при соударении частиц энергия и в особенности распад содержавшихся в частицах радиоактивных элементов вели к нагреванию. Однако полностью земной шар, по-видимому, никогда не был расплавлен. Если бы он в течение некоторого времени был жидким, дифференциация его вещества по плотности полностью завершилась бы в эту жидкую стадию. Между тем магматические явления, продолжавшиеся в течение всей геологической истории и продолжающиеся и сейчас, указывают на то, что дифференциация медленно развивалась в течение всей жизни земного шара и не закончилась и в наше время. Такая растянутость дифференциации во времени и позволила выделяющейся в

процессе ее гравитационной энергии быть основным энергетическим источником для всех эндогенных процессов в течение всей истории Земли.

Механизм дифференциации будет рассмотрен ниже.

ВОЗРАСТ ЗЕМЛИ

Для понимания природы глубинных процессов важно знать не только их последовательность, но и скорость протекания. Это возможно только на основе данных об абсолютном возрасте пород.

Тут приводится шкала абсолютного возраста, полученная радиоактивными методами (табл. 9). До сих пор эта шкала остается чрезвычайно грубой. Для фанерозоя она указывает абсолютную продолжительность частично для целых периодов, частично для отделов. Для докембрия она еще менее детальна, в особенности если пытаться составить ее для всего земного шара, как это сделано в прилагаемой таблице. Несколько бóльшую детальность шкала докембрия приобретает в тех случаях, когда она строится на региональном материале, например для Балтийского, Канадского, Украинского щитов или для Южной Африки в отдельности.

Наиболее древние породы, обнаруженные до сих пор в земной коре, имеют возраст 3 500 ± 150 млн. лет. Но на основании среднего состава изотопов свинца в земной коре возраст последней (т. е. возраст начала кристаллизации ее материала после выделения в расплавленном виде из мантии) устанавливается в 4,5 млрд. лет. А по астрономическим данным, возраст Земли как планеты может достигать 5 млрд. лет.

Глава 23

КОРА И ВЕРХНЯЯ МАНТИЯ (ТЕКТОНОСФЕРА) ЗЕМЛИ

Все, что известно о тектонических, магматических и метаморфических явлениях, показывает, что они непосредственно связаны с процессами, протекающими в пределах коры и верхней мантии Земли. Именно в этих оболочках сосредоточены прямые причины эндогенных явлений. Значение процессов, происходящих на бóльших глубинах, сейчас неясно. Возможно, что оно очень велико: как было видно, есть основания предполагать, что в гравитационной дифференциации, являющейся основным источником энергии для геологических процессов, участвуют все оболочки земного шара. Но эти более глубокие процессы сказываются на поверхности не прямо, а через посредство верхней мантии и коры. Они возбуждают в последних такие движения и преобразования вещества, которые уже непосредственно приводят к тектоническим, магматическим и метаморфическим явлениям на поверхности. В связи с этой ролью коры и верхней мантии было предложено объединить эти две оболочки под общим названием «тектоносфера Земли».

Эта глава посвящена более подробному рассмотрению данных о строении и развитии тектоносферы, как они рисуются по геологическим, геофизическим и геохимическим данным.

Таблица 9

ШКАЛА АБСОЛЮТНОЙ ГЕОХРОНОЛОГИИ

Эра	Период		Отдел	Абсолютный возраст начала подразделения
Кайнозой	четвертичный		плейстоцен	3
	неоген		плиоцен миоцен	10 25
	палеоген		олигоцен эоцен палеоцен	40 55 70
Мезозой	мел		поздний ранний	100 136
	юра		поздний средний ранний	155 175 190
	триас		—	225
Палеозой	пермь		—	280
	карбон		—	345
	девон		поздний средний ранний	360 370 395
	силур		—	430
	ордовик		поздний ранний	450 500
	кембрий		—	570
Протерозой	поздний	рифей	поздний	1000
			средний	1350
			ранний	1600
	средний	—	—	1900
	ранний	—	—	2600
Архей	—			3500

Важнейшим отличием тектоносферы от более глубоких оболочек являются горизонтальные неоднородности ее свойств, связанные, по-видимому, с зонами разных эндогенных режимов. Строение тектоносферы оказывается в той или иной мере различным под разными эндогенными зонами.

СТРОЕНИЕ И СОСТАВ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Геологические, геофизические и геохимические данные указывают на существование на земном шаре двух основных типов коры: материковой и океанической.

Материковая земная кора имеет среднюю толщину около 40 км. Но от места к месту ее толщина меняется от 20 до 70 км. Уже давно получила распространение точка зрения о том, что толщина коры связана с высотой рельефа поверхности, что она больше под возвышенностями и меньше под впадинами. Первоначально эта точка зрения основывалась на гравиметрических данных: на том, что состояние земной коры очень близко к изостатическому. Это значит, что под каждой равной площадью поверхности находится равная масса вещества. Полагая, что в нижележащих оболочках Земли горизонтальные неоднородности несущественны и что средняя плотность коры всюду одинакова, мы должны прийти к заключению, что изостазия может осуществиться только в том случае, если под горными хребтами земная кора толще, чем под впадинами. Утолщение под горами должно быть весьма значительным. Оно определяется различием в плотности между корой и верхней мантией. Поскольку это различие сравнительно невелико (средняя плотность коры 2,8 г/см^3, а средняя плотность верхних слоев мантии 3,3 г/см^3), образуемый земной корой под горным хребтом «корень» должен вдаваться в мантию на глубину, в несколько раз превышающую высоту хребта над уровнем моря (если исходить из приведенных цифр средних плотностей, то в пять с половиной раз). Компенсация поверхностного рельефа соответствующим рельефом подошвы коры представляет собой изостатическую модель, предложенную еще в середине прошлого века английским геодезистом Дж. Эри.

Проверка представлений о «корнях гор» с помощью метода глубинного сейсмического зондирования показала, что действительно под высокими горами раздел Мохоровичича находится на большей глубине, чем под низменностями. Но эта закономерная связь толщины коры с высотой рельефа выдерживается только при сравнении между собой крайних случаев: очень высоких хребтов и низменностей. Например, под Памиром толщина коры достигает 70 км, а под Венгерской низменностью она равна 20 км. Но при средних высотах рельефа наблюдаются очень большие колебания толщины коры, не имеющие связи с рельефом. Например, на Русской равнине при средней толщине коры между 35 и 40 км есть район (на Украинском кристаллическом щите), где мощность коры достигает 55 км. Такую же толщину кора имеет под Главным Кавказским хребтом, хотя он поднят в среднем на 3 км над Русской равниной. Под Ферганской депрессией толщина коры такая же, как под соседними горными хребтами (в том и другом случае 50 км).

Отсюда можно заключить, что изостазия осуществляется более сложным путем, чем это предполагает модель Эри. Частично она может осуществляться путем горизонтальных изменений плотности коры, т. е. в соответствии с изостатической моделью другого английского

геодезиста Дж. Пратта, который предполагал, что кора имеет плоскую подошву, а компенсация рельефа происходит за счет уменьшения средней плотности коры под возвышенностями и увеличения ее под депрессиями. Сейсмическое зондирование показывает, что в чистом виде модель Пратта не существует, но то или иное ее сочетание с моделью Эри вполне возможно. Однако еще больше оснований предполагать, что изостазия осуществляется не в пределах одной коры, а во всей тектоносфере в целом, т. е. в коре и верхней мантии совместно. Другими словами, различное соотношение между рельефом и толщиной коры указывает на наличие горизонтальных плотностных неоднородностей не только в коре, но и в верхней мантии.

Следует, однако, отметить, что состояние верхних оболочек Земли можно считать изостатическим лишь в первом приближении. Области, где современные тектонические движения отличаются малой интенсивностью (древние платформы, океанические котловины), действительно находятся в состоянии, очень близком к изостазии. Но в областях современной тектонической активности положение иное: там наблюдаются заметные нарушения изостазии. При этом интересно, что современные вертикальные движения коры, как правило, направлены не в сторону ослабления аномалии, а в сторону ее усиления. Интенсивные поднятия и опускания в большинстве случаев оказываются антиизостатическими. Например, антиизостатическим является современное поднятие Главного Кавказского хребта. Если бы он следовал силам, направленным к восстановлению равновесия, он должен был бы не подниматься, а опускаться, так как он перегружен. А находящийся к северу от него передовой прогиб должен был бы не опускаться, а подниматься, поскольку он недогружен.

В соответствии с изостатическими аномалиями движутся области, недавно освободившиеся от ледового покрова: на Балтийском и Канадском щитах аномалии отрицательные, и эти щиты поднимаются. В направлении восстановления равновесия происходит также опускание некоторых морей: положительные изостатические аномалии наблюдаются, например, в Эгейском и Тирренском морях, в западной части Средиземного моря, где в недавнее геологическое время произошло опускание, которое, вероятно, продолжается до сих пор.

Эти соотношения между вертикальными движениями коры и изостатическими аномалиями должны быть приняты во внимание при попытке выяснить причины колебательных движений. Антиизостатичность движений, вероятно, говорит в пользу горизонтального перетекания материала где-то в глубине тектоносферы от прогибов к поднятиям. Что касается поднятия областей недавнего оледенения в соответствии с отрицательной аномалией, то оно объясняется разгрузкой их ото льда, после чего равновесие еще не установилось в силу высокой вязкости глубинного вещества. Опускание же морей, характеризующихся положительными аномалиями, наводит на мысль о процессе уплотнения вещества на глубине.

В строении материковой коры обычно выделяют три слоя: осадочный, «гранитный» и «базальтовый». За исключением осадочного слоя, эти названия условны и основаны на сопоставлении упругих свойств материала, слагающего соответствующие слои, со свойствами широко распространенных горных пород. В настоящее время тем же слоям могут быть даны названия, ближе отвечающие их действительному составу.

Осадочный слой, как известно, имеет прерывистое распространение. Его мощность меняется от 0 до 20 км. В среднем она равна 3 км.

О составе этого слоя и о зависимости его от тектонических условий говорилось в предыдущих главах.

«Гранитный» слой, по сейсмическим данным, характеризуется скоростями продольных сейсмических волн в пределах от 5,0 до 6,5 км/сек. Состав верхней части этого слоя известен по выходам его на поверхность главным образом на древних кристаллических щитах. Приблизительно на 50% щиты сложены гранитами, на 40% — гнейсами и другими метаморфическими породами амфиболитовой фации метаморфизма, на 10% — породами гранулитовой и эклогитовой фаций метаморфизма, а также слабо метаморфизованными кварцитами, филлитами, доломитами и основными изверженными породами. Предполагается, что тот же состав слой сохраняет вплоть до своей подошвы.

Исходя из этих данных, по-видимому, правильно называть этот слой не гранитным, а гранитогнейсовым.

Мощность гранитогнейсового слоя в большинстве случаев колеблется между 8 и 25 км в зависимости прежде всего от общей мощности коры. На плитах платформ он занимает приблизительно половину общей мощности коры; на древних кристаллических щитах его роль меньше: 20—30% мощности всей коры; а в коре молодых хребтов (Памир, Кавказ) его роль возрастает до 40%.

На материках есть места, где можно предполагать полное отсутствие этого слоя. Его, по-видимому, нет в некоторых районах Балтийского и Анабарского щитов, где он смыт и на поверхности обнажен «базальтовый» слой. Кроме того, сейсмические данные указывают на отсутствие гранитогнейсового слоя в некоторых глубоких тектонических депрессиях. Например, его нет в центральной части Прикаспийской синеклизы, где осадочная толща, имеющая в этом районе мощность около 18 км, залегает непосредственно на «базальтовом» слое.

Между гранитогнейсовым и «базальтовым» слоями находится сейсмический раздел, называемый разделом Конрада. Сразу ниже этого раздела скорость продольных сейсмических волн обычно возрастает до 6,6 км/сек или больше. Она может увеличиться к подошве коры до 7,3 км/сек.

В настоящее время установлено, что «базальтовый» слой, называемый также «нижней корой», сложен преимущественно метаморфическими породами гранулитовой фации метаморфизма, среди которых основную роль играют плагиогнейсы с гранатом и пироксеном при почти полном отсутствии слюд. Здесь же присутствуют анортозиты, чарнокиты, а также другие основные интрузивные породы. Именно такой комплекс пород обнажается на кристаллических щитах там, где предполагается отсутствие гранитогнейсового слоя. Поэтому правильнее называть этот слой не «базальтовым», а гранулито-базитовым.

Выше, в главе 13, указывалось, что наиболее благоприятные условия для гранитизации устанавливаются обычно на глубине 10—15 км. Эта глубина приблизительно отвечает границе между гранитогнейсовым и гранулито-базитовым слоями. Гранитные батолиты можно представить в виде пластовых линзообразных тел, залегающих близ раздела Конрада и имеющих как выступы вверх в форме гранитных и гранитогнейсовых глубинных диапиров, так и «корни», уходящие вглубь узкими полосами вдоль разломов.

В самой нижней части коры, судя по ксенолитам кимберлитовых трубок, в ряде мест, но не везде, залегает слой эклогитов небольшой мощности. Коровый эклогит, состоящий из граната и пироксена, представляет собой результат застывания базальтовой магмы под давле-

нием и обладает чрезвычайно высокой плотностью (3,6 г/см³). Образование этого слоя надо ставить в связь с выделением базальта из верхней мантии. Об этом процессе речь будет идти ниже. Следовательно, местами материковая кора состоит не из трех, а из четырех слоев.

Океаническая кора отличается от материковой значительно меньшей толщиной. Твердая океаническая кора имеет толщину обычно

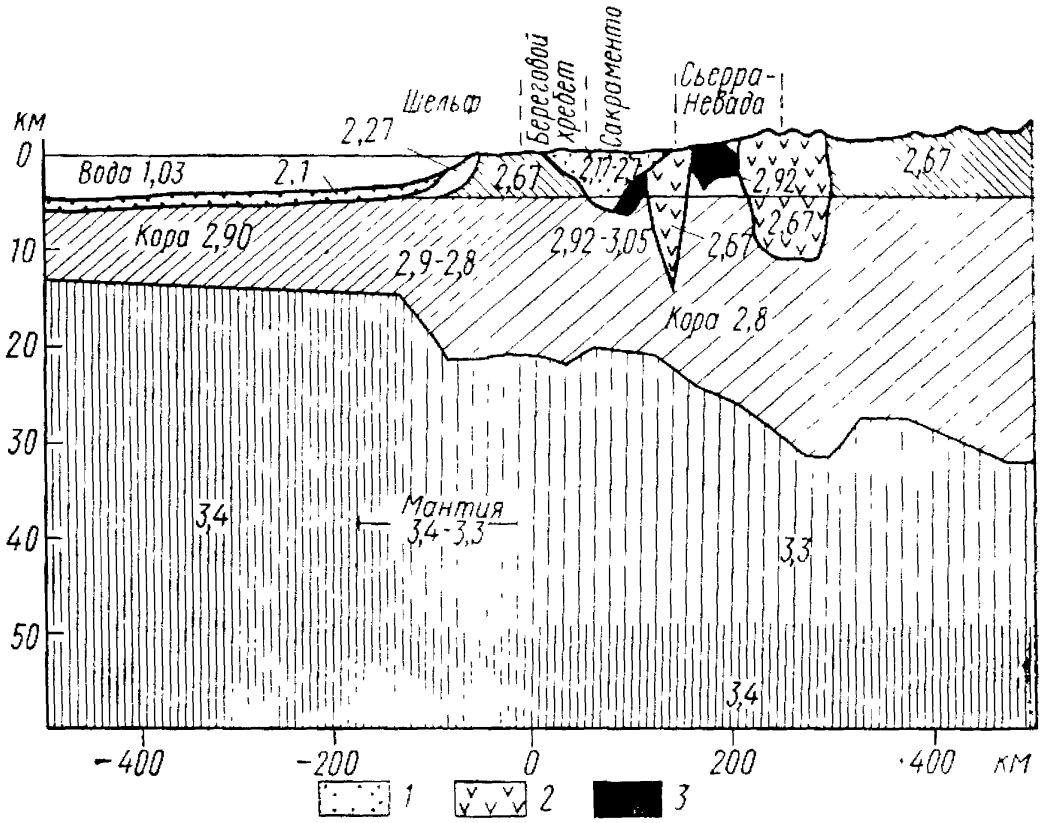


Рис. 120. Геофизический разрез переходной зоны к океану в Калифорнии (по Уорзэлу):
1 — осадочные породы; *2* — гранитные интрузии; *3* — основные интрузии. Штриховка — вещество разной плотности (в г/см³) по гравиметрическим данным

около 6—7 км. Если принять среднюю толщину водного покрова в 5 км, то подошва океанической коры (раздел Мохо) окажется на глубине 11—12 км.

Океаническая кора отличается от материковой и своим составом. Она лишена гранитогнейсового слоя. Тонкий, не более нескольких сотен метров толщиной, осадочный слой залегает на втором — «базальтовом» слое. Мощность второго слоя обычно 1,0—1,5 км. Скорость продольных сейсмических волн в нем 5,0—5,5 км/сек. Ниже находится третий слой, называемый также «океаническим», состав которого, как уже указывалось, неизвестен, но по различным признакам можно предполагать, что он довольно сложен и что в нем встречаются различные основные и ультраосновные магматические породы — габбро, перидотиты, пироксениты. Многие из этих пород находятся в серпентинизированном состоянии. Некоторые исследователи предполагают значительную роль амфиболитов. Сейсмические скорости в третьем слое 6,5—7 км/сек.

Изменения в строении коры наблюдаются в зоне средних хребтов, где по направлению к оси хребта происходит выклинивание третьего слоя и значительное увеличение мощности второго слоя

(до 5 км). Кроме того, наблюдается значительное увеличение общей мощности океанической коры (до 15—20 км) под «асейсмичными» хребтами. Напротив, под океаническими глубоководными желобами твердая кора оказывается очень тонкой — 3—4 км.

Кроме материкового и океанического типов коры существуют еще ее **промежуточные типы.** Таких типов два: субокеанический и субконтинентальный.

Субокеаническая кора развита во внутренних и краевых морях там, где глубины их превышают 2000 м. Ее фундамент сходен с фундаментом океанической коры, но отличается лишь большей мощностью рыхлых осадков. Во многих морях мощность последних колеблется между 3 и 6 км, но, как уже сообщалось, в некоторых морях она вырастает до 8 и даже 20 км.

Субконтинентальная кора характерна для окраин материков и островных дуг. Она имеет в общем материковое строение, но отличается меньшей мощностью, чем типичная материковая кора. Наблюдается общее уменьшение мощности коры к периферии материка. Например, в центральных областях Северной Америки мощность коры около 40 км, близ берега Атлантического океана она уменьшается до 30 км, а в прибрежной зоне Калифорнии — до 18 км (рис. 120). В Евразии от центральных областей материка к его периферии происходит уменьшение средней мощности коры от 50 до 35 км. На островных дугах кора имеет толщину 30—35 км. Соответственно «корни гор» на окраинах материков и островных дугах оказываются менее глубокими, чем в центре материка.

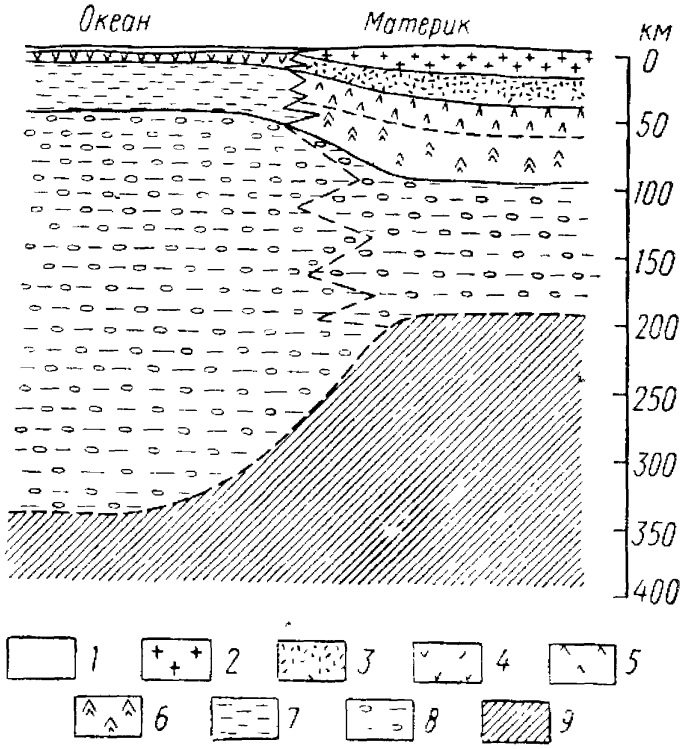


Рис. 121. Схема перехода от материковой тектоносферы к океанической:
1 — вода; *2* — гранитогнейсовый слой; *3* — гранулито-базитовый слой; *4* — базальтовая океаническая кора; *5* — преимущественно альпинотипные гипербазиты; *6* — преимущественно шпинелевые гипербазиты; *7* — преимущественно гранатовые гипербазиты; *8* — астеносфера (гранатовые гипербазиты с включением жидкого базальта); *9* — слой Голицына

Другим отличием субконтинентальной коры является отсутствие четко выраженного раздела Конрада: переход от гранитогнейсового слоя к гранулито-базитовому в ней постепенен. Это последнее свойство субконтинентальной коры особенно ясно проявляется на островных дугах.

Указанное выше обычное разделение коры на 2—3 слоя является лишь очень приближенной схемой. Сплошь и рядом количество слоев, различающихся скоростями сейсмических волн или разделяемых поверхностями, от которых сейсмические волны отражаются, оказывается значительно бо́льшим. При этом бывает трудно определить, какую именно поверхность раздела следует считать разделом Конрада.

Сопоставление данных, полученных сейсмическими методами в разных районах, приводит к выводу, что количество слоев в коре, их толщина и свойственные им сейсмические скорости меняются на близких расстояниях. Земная кора оказывается разделенной на блоки небольшого размера (в десятки и немногие сотни километров в поперечнике), имеющие разное внутреннее строение. Те же данные показывают, что границы между такими блоками часто бывают выражены в форме вертикальных разломов, проходящих через всю кору.

Переход от материковой коры к океанической происходит в пределах континентального склона там, где глубина моря или океана достигает приблизительно 2000 м. На этой глубине выклинивается гранитогнейсовый слой. Что касается гранулито-базитового слоя, то скорости сейсмических волн в нем такие же, как в третьем слое океанической коры. Поэтому на старых схемах эти слои объединяли в один слой, предполагая, что «базальтовый» слой материковой коры непосредственно продолжается в базальтовую кору океанов. Сейчас мы знаем, что состав океанической коры и нижней материковой коры различен и, следовательно, ни один слой коры не протягивается насквозь с материка в океан: материковая кора полностью обрывается на континентальном склоне, замещаясь иной по строению океанической корой. Впрочем, детали перехода одного типа коры в другой еще недостаточно изучены (рис. 121).

СТРОЕНИЕ И СОСТАВ ВЕРХНЕЙ МАНТИИ

Сразу под разделом Мохоровичича как на материках, так и в океанах сейсмические скорости возрастают до 8,0—8,2 км/сек. Эти скорости являются типичными для кровли мантии. Однако сущест-

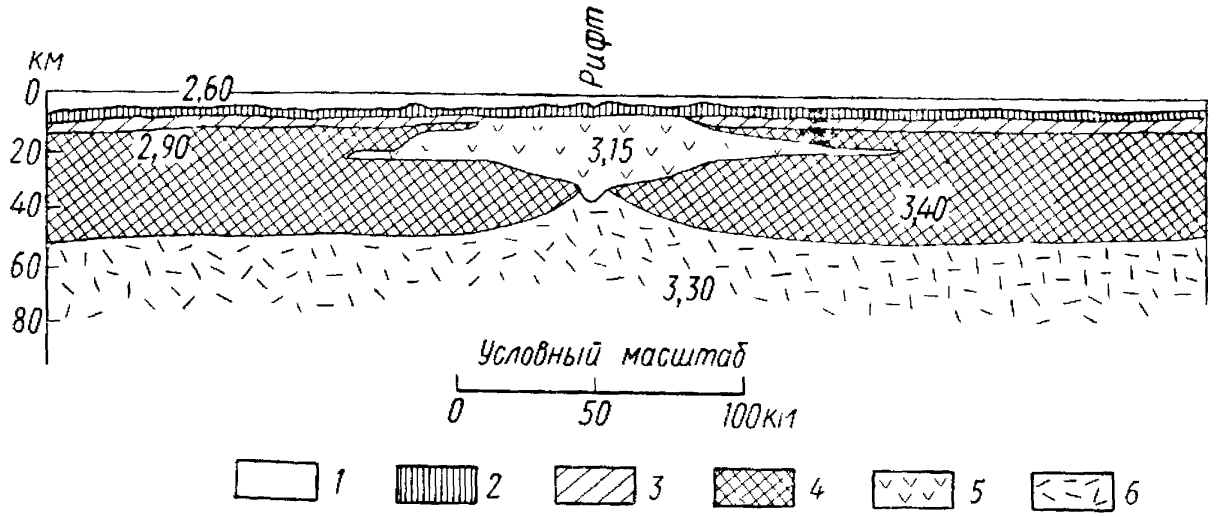


Рис. 122. Схема строения тектоносферы под срединно-океаническим хребтом: *1* — вода; *2* — второй слой океанической коры; *3* — третий слой океанической коры; *4* — субстрат (скорость продольных волн 8.1 км/сек); *5* — линза вещества с промежуточными сейсмическими скоростями (7,4—7,8 км/сек); *6* — астеносфера Цифры — предполагаемая плотность вещества (г/см³)

вуют зоны, где кровля мантии устроена иначе. Такими зонами являются рифты как океанические, приуроченные к срединно-океаническим хребтам, так и материковые. В этих случаях между подошвой коры, мощность которой уменьшена до 20—30 км, и кровлей типичной мантии обнаруживается линза мощностью до 20 км, сложенная материа-

лом с сейсмическими скоростями, промежуточными между коровыми и мантийными (7,4—7,8 км/сек). Она толкуется как смесь корового и мантийного материала (рис. 122).

С глубиной сейсмические скорости возрастают, и в нескольких десятках километров ниже поверхности Мохо можно встретить скорости до 9,0 км/сек.

По наблюдениям над поверхностными сейсмическими волнами установлено, что на глубине, которая в океанах близка к 50 км, а на материках колеблется между 80 и 120 км, начинается слой пониженных сейсмических скоростей, где скорость распространения сейсмических волн приблизительно на 0,3 км/сек ниже их скорости в вышележащем слое мантии. Снизу слой пониженных скоростей также ограничен средой с большими сейсмическими скоростями. Попавшая в слой пониженных сейсмических скоростей упругая волна, в соответствии с законами распространения волн, отражается как от вышележащих, так и от подстилающих слоев и распространяется преимущественно внутри этого слоя, как в канале. Такой канал называется волноводом. Поэтому и слой пониженных сейсмических скоростей называется сейсмическим волноводом.

Волновод, как мы увидим, играет исключительно большую роль в развитии тектоносферы и во всех эндогенных геологических процессах.

Под океанами волновод распространяется вглубь до 300—400 км, а под материками его толщина бывает в пределах 100—150 км.

Ниже, в слое Голицына, сейсмические скорости значительно возрастают.

В волноводе установлены горизонтальные неоднородности. Они явно связаны с характером эндогенных режимов. Волновод чрезвычайно слабо выражен, а местами, по-видимому, и совсем отсутствует под наиболее стабильными областями коры — древними кристаллическими щитами. Там, где волновод под щитами присутствует, он начинается на глубине свыше 100 км (на Канадском щите 115—150 км) и заканчивается на глубине 200 км. При этом он сказывается на скорости распространения только поперечных волн и не влияет на продольные. Под плитами платформ этот слой проявляется в своем «нормальном» виде: его кровля находится на глубине около 100 км, а мощность достигает 150 км. Но под областями современного орогенеза, такими, например, как Альпы, Кавказ или Тянь-Шань, тот же слой выражен сильнее: его кровля поднимается до глубины 80 км, он становится соответственно толще и влияние его на скорости распространения как поперечных, так и продольных волн более ощутимо. Еще сильнее проявлен слой пониженных скоростей под рифтами, где его кровля находится на глубине 50—60 км под поверхностью и где, возможно, он смыкается вверху с линзой промежуточных скоростей, лежащей между корой и мантией. Наконец, в современных вулканических областях (например, на Курильских островах) есть признаки того, что выступы материала с пониженными сейсмическими скоростями поднимаются вплоть до подошвы земной коры, а толщина этого слоя превышает 200 км. На Курильских островах в кровле мантии были установлены скорости продольных сейсмических волн 7,3—7,8 км/сек, которые сохраняются до глубины 80 км. И только на глубине 125 км отмечается скорость 8,1 км/сек. Но в соседних районах Тихого океана и Охотского моря уже непосредственно под корой скорости превышают 8 км/сек. Уже указывалось, что волновод в океанах отличается от волновода под материками как малой глубиной залегания, так и очень большой толщиной, превышающей 300 км.

Интересные данные о волноводе были получены для западной части Средиземного моря. Под морем слой низких сейсмических скоростей залегает на глубине 50 км. К окружающим берегам он погружается до 100 км. Следовательно, под Средиземным морем верхняя мантия построена по океаническому типу.

Судить о составе верхней мантии можно по ряду как прямых, так и косвенных признаков.

На поверхности земли огромный объем среди пород занимают базальты. Они покрывают толстым слоем все дно океана и широко распространены в земной коре на материках. Не подлежит сомнению, что базальтовая магма образуется глубже коры — в мантии. Однако представить, что верхняя мантия состоит из базальта или из его интрузивного аналога — габбро, невозможно, так как этому противоречат скорости сейсмических волн (которые в мантии слишком велики для габбро), плотность (которая тоже слишком велика) и тепловой поток (который в случае габбрового состава мантии должен был бы быть значительно выше, чем наблюдаемый).

Часть этих противоречий может быть снята, если предположить, что верхняя мантия состоит из эклогита, имеющего химический состав базальта, но обладающего значительно большей, чем базальт, плотностью и большей скоростью распространения сейсмических волн. Однако затруднения с размером теплового потока остаются. Кроме того, это предположение опровергается прямым изучением состава пород, имеющих мантийное происхождение. Такие породы образуют ультраосновные интрузии как на материках, так и в океанах, а также широко представлены в виде ксенолитов в кимберлитовых трубках и в базальтовых излияниях. Особенно интересны, с этой точки зрения, кимберлитовые трубки: судя по содержащимся в них алмазам и другим минералам, требующим для своего образования высокого давления, они поднимаются с глубины от 70 до 280 км и, следовательно, могут выносить с собой обломки глубоких слоев верхней мантии.

Кимберлитовые трубки и базальтовые экструзии на материках содержат включения разного состава. Но этот разнообразный состав оказывается одинаковым для Сибири, Африки, Австралии и Америки, что говорит о том, что эти включения не случайны и что по ним можно судить о типичном составе пород в глубоких недрах. Естественно, что среди включений кроме пород мантийного происхождения присутствуют и породы, захваченные из разных слоев земной коры. Так, среди них можно встретить ксенолиты осадочных пород, метаморфические породы гранулитовой фации и эклогитоподобные породы, происходящие из низов коры. Мантия здесь представлена ультраосновными и основными породами.

Изучение этих последних показывает, что под материками мантия чрезвычайно неоднородна. Среди мантийных ксенолитов выделяются гранатовые лерцолиты, гранатовые гарцбургиты, верлиты, дуниты, пироксениты, а также эклогиты (пироп-диопсидовые и пироп-диопсид-энстатитовые). Если говорить об основных типах пород, то все это разнообразие может быть сведено прежде всего к двум породам: гранатовым перидотитам и эклогитам. Кроме этих типичных глубинных пород встречаются менее глубинные шпинелевые перидотиты и еще менее глубинные, так называемые альпинотипные ультраосновные породы того же состава, что породы офиолитовой формации в эвгеосинклиналях.

Сравнение химического состава этих пород между собой и с составом хондритов, который, как указывалось, можно рассматривать в

качестве исходного материала Земли, дает важные указания на характер процессов, происходящих в мантии (см. табл. 8). Хондриты относительно богаты щелочными, щелочноземельными, радиоактивными и редкоземельными элементами. Ближе всего к ним по составу оказываются наиболее глубинные гранатовые перидотиты. Менее глубинные шпинелевые перидотиты и особенно альпинотипные гипербазиты содержат значительно меньше этих элементов. Но земная кора материков, напротив, чрезвычайно обогащена не только кремнием, но и щелочными, щелочноземельными, радиоактивными и редкоземельными элементами. Однако по сравнению с мантийными породами в ней меньше магния, хрома, никеля и некоторых других элементов. Это позволяет видеть в материковой земной коре продукт дифференциации мантийного вещества, а в гипербазитах мантии, залегающих относительно неглубоко (т. е. в шпинелевых и альпинотипных перидотитах), — остаток от этой дифференциации.

Интересно определить, какая толща пород верхней мантии должна быть вовлечена в дифференциацию, чтобы кора могла получить требуемое для нее количество элементов. Для литофильных элементов получаются следующие глубины: для кремния 60 км, для алюминия 140 км, для кальция 50 км, для натрия 180 км, для калия 1300 км. Последняя цифра особенно выразительно указывает на связь состава материковой земной коры с очень глубокими недрами Земли.

Породы, представляющие верхнюю мантию под океанами, найдены в обрывах рифтовых долин срединно-океанических хребтов. Это также перидотиты, но гораздо более однообразного состава, чем ультраосновные породы материковой мантии. Они близки по составу к наиболее глубинным гранатовым перидотитам материковой мантии, как и последние, богаты щелочными, щелочноземельными, радиоактивными и редкоземельными элементами (см. табл 8). В то же время они образуют наиболее верхние слои мантии под океанами. Отсюда следует, что океаническая мантия значительно менее дифференцирована, чем материковая мантия. Это подтверждается и подсчетами глубины дифференциации для отдельных элементов: максимально она равна 40 км для всех литофильных элементов.

Следует еще раз подчеркнуть наличие существенных различий между океаническими и альпинотипными гипербазитами. Первые по своему составу являются представителями слабо дифференцированного, почти первичного хондритового материала, тогда как вторые должны рассматриваться как остаток от далеко зашедшей дифференциации того же материала, дополнительные составные части которого выделились в кору (графы 6 и 11 табл. 8). Поэтому нельзя ставить знак равенства между этими двумя группами ультрабазитов, что заставляет сомневаться в обоснованности распространенных ныне представлений об офиолитах эвгеосинклиналей как об «океаническом дне».

Перидотит как главная порода верхней мантии соответствует всем геофизическим параметрам: плотности, сейсмическим скоростям, размеру теплового потока. Но необходимо убедиться в том, что перидотитовая верхняя мантия может быть источником базальтовой лавы, выливающейся на поверхность в столь больших объемах, и что из перидотитовой мантии путем дифференциации может выделиться земная кора. Присутствующие в верхней мантии эклогиты не могут быть непосредственным источником базальтов, так как, во-первых, эклогиты играют в мантии, несомненно, подчиненную роль, образуя, по-видимому, лишь местные скопления среди перидотитов, и, во-вторых, мантийные эклоги-

ты по составу отличаются от тех, которые встречаются в коре, и стоят ближе к ультраосновным породам, чем к базальту.

Оказалось, однако, что нет затруднений в том, чтобы рассматривать гранатовые перидотиты в качестве источника образования базальтов. Многочисленные эксперименты показали, что при нагревании перидотитов в условиях различных всесторонних давлений и температур, обычных для верхней мантии (от 1225 до 1500° С), происходит частичное плавление с выделением жидкого базальта. Следует подчеркнуть, что это частичное плавление: полное плавление перидотита при давлениях, существующих в мантии, может наступить только при температуре около 2000° С, которая в верхней мантии маловероятна. При частичном плавлении плавятся главным образом зерна граната и пироксена, а в остатке оказываются преимущественно оливины.

Эксперименты показали, что при различном всестороннем давлении выплавляются базальты разного состава; выплавленные при больших давлениях базальты содержат больше щелочей, чем базальты, выплавленные при меньших давлениях. Были сделаны попытки определить абсолютную глубину образования базальтовых лав разного состава. Так, австралийские геохимики Д. Грин и А. Рингвуд на основании проведенных ими опытов указывают, что высокоглиноземистые оливиновые толеиты должны выплавляться на глубине около 30 км под поверхностью, щелочные оливиновые базальты — на глубинах между 35 и 60 км, а пикриты — на глубине около 90 км. Но эти глубины могут значительно отличаться от тех, на которых соответствующие разновидности базальтов выплавляются в природе. Глубина выплавления сильно зависит от содержания в перидотитах воды и от того, как далеко зашел процесс выплавления. Большое значение имеет и начальный состав перидотитов, подвергающихся частичному плавлению. Поскольку верхняя мантия под материками отличается от мантии под океанами степенью своей дифференциации, состав океанических базальтов может отличаться от состава материковых базальтов, выплавляемых на той же глубине.

Исходя из наблюдаемого поверхностного геотермического градиента и из экспериментально наблюденной или вычисленной теплопроводности пород коры и верхней мантии, можно составить представление о распределении температур в тектоносфере. На рис. 123 изображены две кривые (кривые *1* и 2) распределения температур по глубине от поверхности до 115 км, полученные Е. А. Любимовой. Различие между ними определяется различием данных, положенных в их основу. Реальные температуры должны находиться между двумя кривыми.

Сопоставление этих кривых с температурами, необходимыми в условиях давления, существующего в верхней мантии, для частичного плавления перидотита, показывает, что такие температуры могут быть достигнуты на глубине около 100 км под поверхностью. Это видно по пересечению соответствующих кривых на том же рисунке. Если бы диаграмма была продолжена вниз, мы обнаружили бы, что обратное пересечение тех же кривых происходит на глубине около 400 км. Другими словами, при наиболее вероятном распределении температур в верхней мантии частичное плавление слагающего его перидотита возможно в интервале глубин от 100 до 400 км.

Эти глубины близки к тем, в пределах которых находится слой пониженных сейсмических скоростей. Отсюда можно высказать вероятные предположения о природе этого слоя. Следует думать, что он является слоем частичного плавления перидотитов и состоит из смеси двух фаз: твердой, образованной главным образом оливинами, и жид-

кой — базальтового состава. Наличие жидкости в этом слое и приводит к снижению скоростей.

Этот взгляд на структуру волновода подтверждается результатами измерения электропроводности вещества мантии на разных глубинах. Электропроводность расплава значительно выше электропроводности твердой породы. Различие достигает многих десятков раз. Для измерения электропроводности земных недр используются земные токи, индуцированные вариациями внешнего магнитного поля Земли. Такие токи проникают на сотни километров в глубь земного шара.

Там, где по наблюдениям над поверхностными сейсмическими волнами устанавливается подъем астеносферы, оказываются приближенными к поверхности и слои большей электропроводности. А по электропроводности можно приблизительно судить и о температуре. Так, под Срединно-Атлантическим хребтом, где астеносфера поднята, уже на глубине 15—20 км устанавливается температура 800—

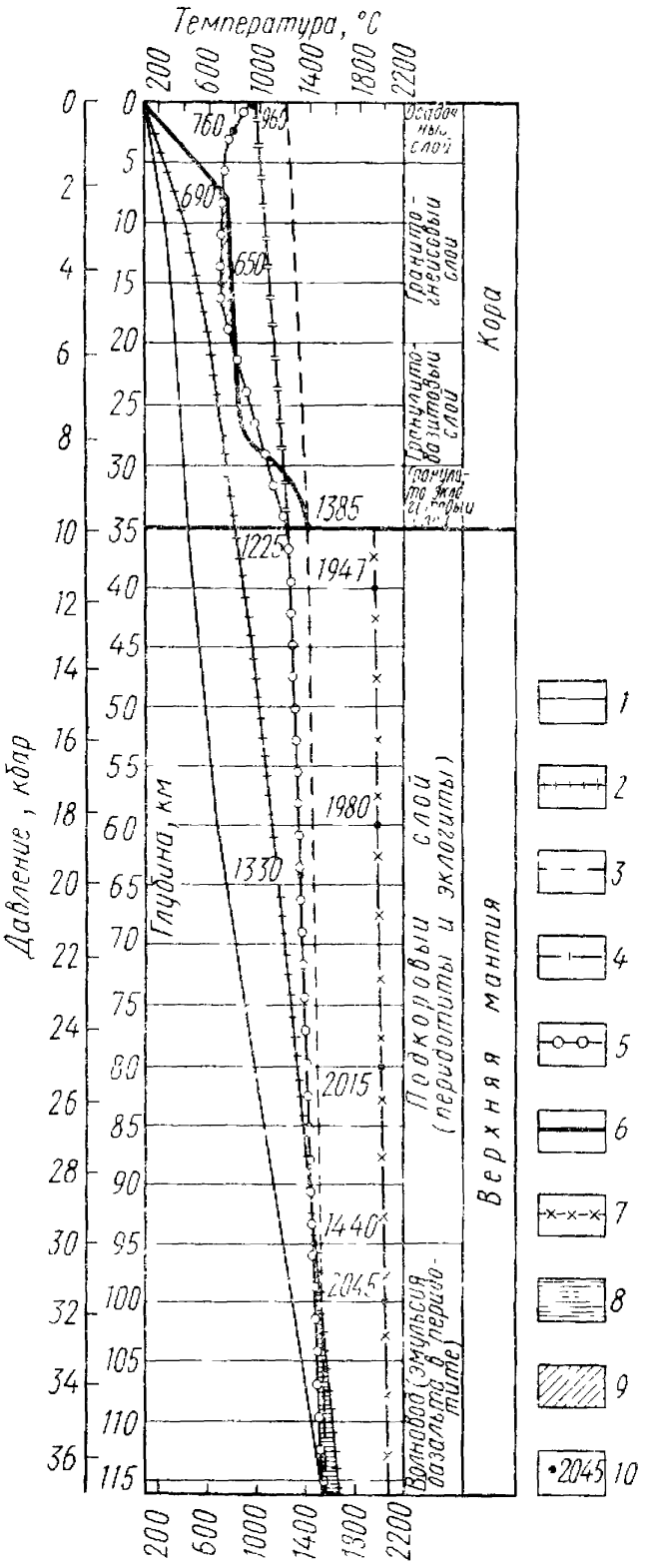


Рис. 123. Диаграмма тепловых состояний тектоносферы материков (составил В. В. Белоусов по данным Е. А. Любимовой, О. Таттла, Н Боуэна, Г. Иодера и К. Тилли):
1 — минимальная, «нормальная» (платформенная) температура; *2* — максимальная температура; *3* — температура поднимающихся астенолитов (адиабатическая); *4* — температура сухого плавления в коре; *5* — температура гранитизации (в коре) и выплавления базальта (в верхней мантии); *6* — температура в коре в эпоху регионального метаморфизма и гранитизации («геосинклинальная» температура); *7* — температура полного плавления ультраосновных пород верхней мантии; *8* — область выплавления базальта из перидотитов (волновод); *9* — область гранитизации; *10* — температура, °С

1000°С. Под рифтом Большого Бассейна (США), где астеносфера тоже приближена к поверхности, температура 1200°С существует на глубине 50 км, тогда как в районах, находящихся за пределами рифта, она встречается только на глубине 150 км. Под Байкальским рифтом температура 1000—1100° С достигается на глубине 30—40 км, а в области Иркутского амфитеатра та же температура обнаруживается на глубине 120 км.

Наблюдаемые в разных зонах разная глубина и толщина волновода в свете этих данных определяются разным тепловым режимом: там, где кровля волновода ближе к поверхности и где его мощность больше, температура в верхней мантии, очевидно, выше по сравнению с теми зонами, где волновод погружен глубже и имеет меньшую мощность.

Количество жидкости в волноводе по отношению к твердым кристаллам, судя по снижению сейсмических скоростей, может колебаться в широких пределах: от 5 до 25%. В качестве средней цифры можно принять 15%. Жидкость, по-видимому, образует пленки, окутывающие твердые кристаллы.

Такое представление о строении слоя пониженных сейсмических скоростей приводит к выводу, что тот же слой должен отличаться пониженными плотностью и вязкостью. Действительно, присутствие жидкости в количестве 15% должно вести к снижению плотности вещества волновода приблизительно на 0,1 г/см^3. При этом плотность волновода, в особенности его верхних слоев, где скапливается выплавленный базальт, становится ниже плотности покрывающих волновод самых верхних слоев мантии. В верхней мантии создается обстановка инверсии плотностей, подобная той, которая возникает в коре в связи с процессами регионального метаморфизма или в связи с присутствием толщ соли среди более плотных осадочных пород.

Вязкость при наличии жидкости также должна значительно снизиться. Это позволяет рассматривать слой частичного плавления как зону, в которой должны происходить основные перемещения материала при изменении нагрузки на поверхность земли. Исходя из этого представления делались попытки вычислить вязкость слоя частичного плавления, изучая историю реакции тектоносферы на снятие ледовой нагрузки после таяния льда на Балтийском и Канадском щитах. Е. В. Артюшков получил для слоя частичного плавления вязкость, равную 10^{20} пуаз, тогда как вышележащая твердая часть тектоносферы (самые верхние слои мантии и кора) имеют среднюю вязкость на три порядка выше.

Низкая вязкость слоя частичного плавления, подвижность его материала позволили назвать этот слой астеносферой, т. е. геосферой «без прочности». Астеносфера своей подвижностью противопоставлена твердой части тектоносферы, залегающей выше и охватывающей кору и надастеносферные слои верхней мантии. Эта твердая часть тектоносферы называется литосферой. Термин «субстрат» был предложен Е. Н. Люстихом для обозначения твердых самых верхних слоев верхней мантии, лежащих сразу под разделом Мохоровичича.

Вернемся к вопросу о дифференциации в тектоносфере Земли.

Базальтовая кора океанов могла быть образована непосредственно путем выплавления базальта в астеносфере и подъема его к поверхности как относительно легкого материала. Образование материковой коры так просто объяснено быть не может. В ней присутствуют очень большие объемы кислых пород, богатых кремнеземом, щелочами, а также редкоземельными и радиоактивными элементами. Происхождение этих объемов гранитной магмы представляет трудную проблему. Часть гранитов образовалась путем переплавления уже находившихся в коре более древних гранитов или путем гранитизации осадочных и метаморфических пород с помощью тех химических подвижных реагентов, которые изгонялись нагреванием из нижних слоев коры. Но этот механизм является, конечно, вторичным и не может объяснить появления первых гранитов в коре. Он не объясняет и явления гранитизации, на-

блюдаемые среди пород гранулитовой фации метаморфизма, ниже которых уже нет гранитов, способных к «мобилизации». Очевидность убеждает в том, что гранитный материал, играющий столь большую роль в строении материковой коры, выделился из перидотитовой мантии. Но он не мог быть прямым результатом гравитационной или ликвационной дифференциации выплавленных из мантии базальтов, так как, во-первых, объем гранитов для этого слишком велик и, во-вторых, соотношение различных элементов показывает, что здесь действовал специальный избирательный механизм, который привел к особому обогащению коры некоторыми элементами. Среди последних — редкие земли и радиоактивные элементы, помимо таких литофильных элементов, как кремний и щелочи. При образовании коры должны были действовать процессы специального извлечения этих элементов из мантии.

Этот вопрос был разработан Б. Г. Лутцем. Предполагаемый им механизм основан на представлении о кислотном магматическом выщелачивании. В мантии содержится некоторое, хотя и очень малое, количество воды. Но вместе с тем, в связи с сильно восстановительной обстановкой там содержится и свободный водород, причем относительное количество его возрастает с глубиной. Наличие водорода ведет к кислотному режиму водных растворов, в результате чего они поглощают щелочи из окружающей среды и ими обогащаются. Но по мере подъема растворов водород окисляется и частично улетучивается. В результате кислотность растворов снижается, и, проходя через верхние слои мантии, они начинают растворять кислотные компоненты, в первую очередь кремнезем, но также редкие земли и радиоактивные элементы. Теперь глубинные растворы приобретают тот состав, который необходим для процессов гранитизации и регионального метаморфизма.

Результатом окисления является также нагревание растворов, что позволяет видеть в них не только необходимый для формирования гранитогнейсового слоя материковой коры химический реагент, но и источник энергии для метаморфизма и гранитизации.

Тот же механизм позволяет понять, почему базальтовый вулканизм в эвгеосинклиналях происходит не одновременно с гранитизацией и региональным метаморфизмом, а раньше последнего. Возможно, что базальтовые магмы при своем выплавлении поглощают всю флюидную фазу и поэтому ювенильные растворы, которые могли бы производить региональный метаморфизм и гранитизацию, не отделяются. Если предположить, что в следующий этап — в геосинклинально-инверсионную стадию — эмульсия базальтовых пленок в астеносфере застывает, то может происходить отделение ювенильных растворов, которые и поднимаются в кору. В этом объяснении намечается интересная связь между геохимическими и тектоническими процессами: мы видели, что геосинклинально-инверсионная стадия, когда происходят гранитизация и региональный метаморфизм, отличается от эвгеосинклинальной сглаживанием контрастов глыбово-волновых колебательных движений, снижением тектонической активности, выраженной в форме колебательных движений. Не может ли это снижение активности быть поставлено в связь с понижением температуры в астеносфере, приводящим к застыванию капель базальта?

Океаническая мантия не выделяет растворов, обогащенных кремнием и щелочами. Причину этого, может быть, следует видеть в том, что температура в ней выше, чем температура в материковой мантии, и в океанической астеносфере не происходит того застывания базальтовых пленок, которое необходимо для отделения глубинных растворов.

Особой проблемой является происхождение огромных объемов андезитов, выделяемых вулканами островных дуг второго типа. Эксперименты показали, что андезит может быть выплавлен из эклогита базальтового состава. Оказывается, что при плавлении корового эклогита первое вещество, которое выплавляется из него при подъеме температуры, имеет андезитовый состав.

Но может быть предложен и другой путь образования андезитов. Средний состав материковой коры очень близок к составу андезитов. Следовательно, последние могут образовываться путем плавления материала коры, при котором вещество разных ее слоев смешивается.

Все перечисленные в этом разделе вопросы по существу только поставлены, и для их решения требуются дальнейшие исследования.

ТЕПЛОВОЙ РЕЖИМ ТЕКТОНОСФЕРЫ

При указанных выше средней величине теплового потока, равной $1{,}5 \cdot 10^{-6}$ кал/см^2·сек, и наиболее распространенной величине потока $1{,}1 \cdot 10^{-6}$ кал/см^2·сек наблюдаются значительные локальные колебания этих величин. Колебания коррелируются с современными эндогенными зонами, а также со степенью выраженности астеносферы: в тех зонах, где астеносфера выражена сильнее, тепловой поток более интенсивен, а где астеносфера слабо выражена, тепловой поток слабее.

Говоря о материках, следует прежде всего отметить, что на древних кристаллических щитах, где астеносфера, как указывалось, либо вовсе отсутствует, либо выражена очень слабо, средний тепловой поток равен $0{,}9 \cdot 10^{-6}$ кал/см^2·сек. На плитах древних платформ он равен в среднем $1{,}1 \cdot 10^{-6}$ кал/см^2·сек. В зонах слабого орогенеза на месте палеозойских геосинклиналей (таких, как Урал или Аппалачи) интенсивность потока поднимается до 1,5. Но в Тянь-Шане, где наблюдается сильная новейшая тектоническая активизация и где астеносфера выражена хорошо, он возрастает в среднем до 1,8. Еще выше средние значения потока в рифтовых зонах (около 2,0), под которыми астеносфера сильно поднята и где существует линза вещества с промежуточными сейсмическими скоростями. Наконец, самые высокие тепловые потоки на материках наблюдаются в областях современного вулканизма, где астеносфера местами поднимается вплоть до подошвы коры. В таких областях тепловой поток достигает 3,6.

В океанах обнаруживается очень тесная связь высоких тепловых потоков со срединными хребтами. На них были отмечены самые высокие тепловые потоки, достигающие в нескольких точках 8,0 единиц, хотя средняя величина потока для рифтовых долин срединно-океанических хребтов не превышает 2,0. С удалением от гребня срединного хребта тепловой поток быстро ослабевает и становится равным 1,1—1,2.

Относительно высоким тепловым потоком характеризуются краевые моря (Японское, Охотское и др.). Там средняя его величина достигает 2,1. Для средиземных морей было определено среднее значение тепловых потоков 1,3.

Б. Г. Поляк и Ю. Б. Смирнов указывали на связь интенсивности теплового потока с возрастом складчатости, регионального метаморфизма и гранитизации в той или иной зоне. По их данным, области докембрийской складчатости имеют средний тепловой поток 0,93; ка-

ледонские складчатые зоны характеризуются средним потоком 1,11; герцинские — 1,24; мезозойские — 1,42; кайнозойские — 1,75.

Эти цифры, однако, могут быть интерпретированы несколько иначе. Исходя из величины теплопроводности литосферы можно рассчитать, что для того, чтобы тепловой поток прошел путь от кровли астеносферы до поверхности земли, достаточно от 10 до 20 млн. лет. Это означает, что мы наблюдаем сейчас на поверхности тепло, зародившееся в верхней мантии не раньше начала неогена, т. е. в неотектоническую эпоху. Следовательно, это тепло может, например, отражать глубинные процессы, приведшие к развитию кайнозойских зон складчатости, метаморфизма и гранитизации, образовавшихся в неогене и позже, но оно не может иметь отношения к процессам, завершившимся в мезозое, палеозое или докембрии. Тепло, связанное с процессами, протекавшими в то отдаленное время, давно уже потеряно в пространстве. Поэтому вероятнее всего, что обнаруженная Поляком и Смирновым корреляция указывает на современный или во всяком случае новейший режим выделенных ими зон. Действительно, области с докембрийским возрастом интенсивных тектонических, метаморфических и магматических процессов сейчас образуют наиболее спокойные участки земной коры (кристаллические щиты); зоны палеозойской эндогенной активности, как правило, в неотектоническую эпоху подверглись тектонической активизации, но относительно слабой; сильный же новейший орогенез в сочетании с интенсивным вулканизмом приурочен к зонам наиболее молодой эндогенной активности — мезозойской и кайнозойской.

Интересно подсчитать, какую долю теплового потока следует полагать выделившейся из коры и какая должна иметь свой источник в более глубоких сферах земного шара. Простейший подсчет для материковой коры имеет следующий вид. Гранитогнейсовый слой, которому приписывается мощность 8 км, выделяет, в соответствии со средним содержанием в нем радиоактивных элементов, $0{,}25 \cdot 10^{-6}$ кал/см^2·сек. Гранулито-базитовый слой, мощность которого принимается в 32 км, прибавляет к тепловому потоку 0,2 единицы. Следовательно, кора образует часть потока, равную 0,45 единицы. Верхние слои мантии, лежащие над астеносферой (субстрат), состоящие из перидотита и имеющие мощность около 100 км, выделяют всего 0,05 единиц. Отсюда вытекает вывод, что на платформах приблизительно половина теплового потока должна поступать из-под литосферы.

Если считать, что твердая консолидированная океаническая кора состоит из базальта и имеет мощность 5 км, то ей можно приписать выделение тепла только в размере 0,1 единицы. Субстрат выделяет тепла во всяком случае не больше этой величины и, следовательно, для того чтобы обеспечить в океанах поток той же интенсивности, что и на материках, из областей, лежащих глубже литосферы, должно поступать тепла не менее 1,0 единиц или вдвое больше, чем на материках.

Этот больший поток тепла в океанах из-под литосферы можно связать с меньшей глубиной залегания кровли астеносферы под океанами по сравнению с материками. Если предположить, что температура в кровле астеносферы одинакова под океанами и материками (около 1500°С), то, поскольку под океанами астеносфера много ближе к поверхности, доля ее в образовании общего теплового потока в океанах больше, чем на материках. В свою очередь, меньшая глубина залегания и значительно большая мощность астеносферы под океанами находится в связи с меньшей степенью дифференцированности океанической верхней мантии по сравнению с материковой. Благодаря меньшей

дифференциации радиоактивные генераторы тепла не сосредоточены в самых верхних слоях мантии и в коре, а распределены в пределах значительно большей толщины вещества мантии. В этих условиях прогревание мантии должно быть под океанами сильнее, чем под материками. Расчеты показывают, что до глубины 400 км температуры в верхней мантии под океанами должны быть на 100—200° выше температур на тех же уровнях в мантии под материками.

В распоряжении исследователей сейчас имеются методы определения размера теплового потока не только современного, но и того, который существовал в том или ином районе в прошлые геологические периоды. Для этого используются «минералы-палеотермометры», температура образования или структурного и химического изменения которых известна. Например, в условиях того давления, которое существует в гранитогнейсовом слое коры, α-кварц переходит в β-кварц при температуре около 600°. Следовательно, по типу структуры кварца можно установить, образовался он при температуре ниже или выше 600°. В качестве весьма совершенного геологического термометра используются полевые шпаты. Как известно, они состоят из молекул альбита, ортоклаза и анортита. Распределение этих молекул зависит от температуры, и, пользуясь этим, можно целые серии пород надежно распределить в порядке повышающейся или понижающейся температуры.

Изучая с этой точки зрения минералы, содержащиеся в метаморфических и магматических породах, можно установить, при какой температуре эти породы кристаллизовались, т. е. температуру метаморфического или магматического процесса. Если эти данные дополнить палеогеографической реконструкцией глубины, на которой находились породы во время своей кристаллизации, мы сможем измерить геотермические градиенты, существовавшие в то время, а отсюда, зная среднюю теплопроводность пород,— и размер теплового потока.

Такие определения были выполнены для метаморфических толщ и гранитов разного возраста. Из полученных данных следует, что метаморфические процессы и гранитизация в земной коре проявлялись всегда в условиях повышенных геотермических градиентов, превышающих современный нормальный градиент по крайней мере в три, а часто и в пять раз. Считая, что средняя теплопроводность пород с тех пор не изменилась, мы должны сделать вывод, что в это же количество раз тепловой поток был тогда интенсивнее современного нормального потока. Он был, следовательно, приблизительно того размера, который характеризует современные вулканические области, или даже интенсивней.

Но региональный метаморфизм и гранитизация происходят не всюду и не всегда. Они приурочены к геосинклиналям и только к определенной стадии их эволюций, к геосинклинально-инверсионному режиму. Это время частной инверсии и сильного складкообразования Такая стадия занимает лишь некоторый отрезок в истории геосинклинали. Этот отрезок и характеризуется повышенным тепловым потоком и повышенной температурой в земной коре. Породы, образующиеся в течение других стадий развития геосинклинали, не содержат в своей структуре признаков воздействия на них столь же высоких температур Поскольку процессы регионального метаморфизма и гранитизации повторяются во всех эндогенных циклах, можно заключить, что периодически повторяется и сильное прогревание земной коры. Каждый раз такое усиление теплового потока приурочено к действующим в данном цикле геосинклиналям.

НЕКОТОРЫЕ ВЫВОДЫ О СТРОЕНИИ И РАЗВИТИИ ТЕКТОНОСФЕРЫ

Основные выводы из того, что сказано в этой главе, существенные для понимания глубинных причин эндогенных процессов, могут быть сформулированы следующим образом.

Существуют две разные по строению и составу тектоносферы: материковая и океаническая. Первая в значительной степени дифференцирована, и крайним продуктом ее дифференциации является материковая земная кора. При образовании последней происходило усиленное извлечение из мантии кремния, щелочей, редкоземельных и радиоактивных элементов. Океаническая тектоносфера дифференцирована в меньшей степени. Различия в строении двух тектоносфер распространяются вглубь на несколько сотен километров.

Важной составляющей обеих тектоносфер является слой частичного плавления слагающего верхнюю мантию перидотита. Это астеносфера, отличающаяся от вышележащей твердой литосферы меньшими плотностью и вязкостью.

Наблюдается связь между эндогенными режимами, интенсивностью теплового потока и степенью выраженности астеносферы. Наиболее активные эндогенные процессы сопровождаются наиболее интенсивным тепловым потоком, наиболее мощной и наименее глубоко залегающей астеносферой, которая в наибольшей степени влияет на скорости распространения сейсмических волн. Такая активная астеносфера сейчас наблюдается в вулканических и рифтовых зонах на материках и в срединно-океанических хребтах в океанах. В прошлые периоды она была характерна также для геосинклиналей.

Наиболее спокойные режимы, в особенности режим кристаллических щитов древних платформ, сопровождаются значительно меньшим тепловым потоком и слабо выраженной астеносферой или ее полным отсутствием. Отсюда — прямая связь между активностью эндогенных процессов и тепловым режимом недр. Особенно повышенным тепловым потоком через кору характеризуются стадии регионального метаморфизма и гранитизации в геосинклиналях. Это последнее обстоятельство позволяет считать, что импульсивность эндогенного режима, периодическая смена стадий возбуждения и ослабления эндогенной активности обусловлены соответствующими периодическими изменениями интенсивности теплового потока. Если принять концепцию Б. Г. Лутца, то повышенный принос тепла в кору осуществляется ювенильными растворами, поднимающимися в кору из астеносферы. Поток таких растворов возникает каждый раз, когда в астеносфере капли и пленки базальта застывают. Это означает, что периодическое прогревание коры происходит с опозданием в фазе по отношению к тепловым процессам в астеносфере: когда последняя нагревается, происходит выплавление базальта, который вырывается на поверхность, но, по-видимому, мало влияет на температуру коры; когда же астеносфера охлаждается, из нее поднимаются растворы, которые, окисляясь, сильно нагреваются и прогревают кору в достаточной для регионального метаморфизма и гранитизации степени. С теми же растворами в кору поступают и химические реагенты, необходимые для этих процессов. Более высокая температура океанической тектоносферы, возможно, является причиной того, что гранитизирующие растворы из нее не выделяются.

Одновременное проявление на поверхности материков различных эндогенных режимов указывает на гетерогенность теплового поля Земли: в одно и то же время тепловые потоки в разных местах разнятся

по своей интенсивности. Следовательно, тепловые потоки меняют свою интенсивность как в пространстве, так и во времени. Отсюда одна из главных задач состоит в том, чтобы понять причины этих пространственных и временны́х вариаций земного теплового поля. Следующая задача состоит в открытии механизма, связывающего тепловой поток с тем или иным эндогенным режимом.

Глава 24

ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ РАЗВИТИЯ ГЕОТЕКТОНИКИ

ГЕОТЕКТОНИКА ДО XVIII в.

Развитие геотектоники было всегда тесно связано с прогрессом всех наук о Земле: сначала геологии, а в последнее время геологии, геофизики и геохимии. Возникновение научной геологии следует отнести к XVIII в., когда стала развиваться горнодобывающая промышленность и появилась практическая необходимость понимать строение земной коры для поисковых и разведочных работ.

Однако некоторые первоначальные наблюдения над явлениями, которые мы сейчас относим к геотектоническим, были выполнены и описаны много раньше. Еще древнегреческие мыслители учили, что земная поверхность не остается незыблемой. В своей «Метеорологии» Аристотель писал: «Одни и те же места на Земле не остаются всегда влажными или сухими: их состояние меняется в зависимости от образования и исчезновения воды. Поэтому соотношение между континентом и морем меняется, и одни и те же места не остаются всегда землей или морем: море приходит туда, где раньше была суша, суша вернется туда, где мы сегодня видим море».

Средние века были временем длительного застоя в геологии, как и в других естественноисторических науках.

Освобождение геологической науки от гнета церковной догмы началось в XVI в., когда развитие торговых связей привело к потребности в металле для чеканки монет, изготовления оружия и других нужд. В это время начал приобретаться некоторый опыт в исследовании структурных форм, особенно жил. Этот опыт в начале XVI в. был сведен в работах немецкого минералога и горного инженера Агриколы (1494—1555).

Приблизительно тогда же великий ученый и художник Леонардо да Винчи (1452—1529) руководил сооружением каналов в Северной Италии и, наблюдая вскрытые толщи земли, высказал ряд идей, новых для того времени. Он установил, например, что горные породы залегают в земле слоями. Хотя тогда большинство сомневалось в органическом происхождении окаменелости и рассматривало их как случайные сгустки минерального вещества, как своеобразную «игру природы», Леонардо да Винчи правильно истолковал их значение и, находя в земле остатки древних морских организмов, утверждал, что берега морей не остаются на месте и что суша и море могут меняться местами.

В XVII в. крупнейшей фигурой в геологии был Николай Стенон (Стенсен), датчанин по рождению, но живший преимущественно в Италии (1638—1687). В 1669 г. он издал небольшой труд под названием «О твердом, естественно содержащемся в твердом». Геологиче-

ские идеи, содержавшиеся в этом труде, были основаны на наблюдениях в окрестностях Флоренции.

Стенон установил, что слои горных пород могут быть прослежены через долины и горные массивы. Этим самым был сформулирован принцип протяженности слоя: слой не кончается там, где он скрывается под другими слоями, продолжение его может быть найдено по другую сторону долины или горы. Второй принцип утверждал, что слои образуются всегда в горизонтальном положении, и если сейчас они наклонены, то это результат последующих нарушений. Причину нарушений Стенон видел в образовании в земле пустот под действием подземного огня или воды, после чего слои, покрывающие пустоту, обрушиваются и их обломки приобретают наклонное положение. На основании этих идей Стенон описал геологическую историю Тосканы, разделив ее на шесть этапов, каждый из которых начинался с горизонтального отложения слоев, а заканчивался частичным обрушением их в очередные подземные пустоты.

На рубеже XVII и XVIII вв. философ Лейбниц (1646—1716) впервые высказал предположение, что Земля вначале была расплавленной, а затем постепенно застывала. Процесс застывания шел неравномерно, с образованием неровностей и пузырей. Так на поверхности нашей планеты возникли горы и равнины.

Хотя сочинение английского ученого Роберта Гука (1645—1703), посвященное Земле, вышло уже в начале XVIII в., оно принадлежит еще предыдущему веку и как бы его завершает. Сочинение Гука формально было посвящено землетрясениям, но по своему содержанию являлось гораздо более широким. Впервые в научной литературе была высказана идея, что поверхность земли испытала многократные изменения. Хотя Библия утверждает, что в истории Земли было лишь одно крупное событие — «всемирный потоп», этого совершенно недостаточно, чтобы объяснить все следы крупных перемен, запечатленных в слоях горных пород. Многократные взаимные перемещения суши и моря происходят «в результате некоторого рода извержения подземного огня или землетрясения, в связи с которыми большие массы были подняты выше нормального уровня. Кажется невероятным, что вершины наиболее высоких и значительных гор были под водой и что эти горы являются результатом каких-то очень сильных землетрясений». Землетрясения могут вызывать поднятия и опускания поверхности земли. Опускание происходит при обрушении кровли подземных пустот, когда подземный огонь выходит наружу. Землетрясения могут перетряхнуть всю поверхность: они «опрокидывают горы, перевертывают их вверх дном, перебрасывают участки земли с одного места на другое, погребают поверхностные части и поднимают на поверхность подземные».

Мы видим, что до начала XVIII в. наша наука набрала достаточно данных, чтобы утверждать, что история земной поверхности сложна, что Земля испытала много внешних и внутренних перемен.

ГЕОТЕКТОНИКА В XVIII в.

XVIII в был временем первых обширных региональных геологических исследований. Еще в начале века англичанин Стречи подробно описал геологическое строение некоторых угольных месторождений Англии. Тогда же появились первые зарисовки с натуры сложного зале-

гания слоев в Альпах. Особенно расширились региональные исследования в середине и второй половине века. Петербургская академия наук организовала ряд крупнейших экспедиций, в результате которых появились первые общие естественноисторические, в том числе и геологические, описания как европейской, так и азиатской частей нашего государства. Среди участников этих экспедиций следует назвать В. Ф. Зуева, Н. П. Рычкова, И. И. Лепехина, Э. Лаксмана и в особенности П. С. Палласа, которому принадлежат и некоторые обобщения о законах строения горных хребтов.

В это же время Г. Б. Соссюр изучал строение Альп, И. Г. Леман и Г. Х. Фюксель описывали геологическое строение Саксонии и Тюрингии, Дж. Геттон производил наблюдения в Шотландии, И. Ф. Геттар и Н. Демаре были первыми региональными геологами во Франции.

Региональные геологические данные легли в основу начальных научных обобщений в том разделе геологии, который мы сейчас относим к геотектонике.

Здесь прежде всего надо указать труды гениального русского ученого М. В. Ломоносова (1711—1765). Его по праву следует считать автором первой научной геотектонической концепции и основоположником геотектоники вообще.

Учение Ломоносова изложено в его сочинении «О слоях земных». Ломоносов пришел к заключению, что силы, изменяющие лик Земли, бывают внешние и внутренние. Внутреннее «действие» — это землетрясения. Последние приводят к поднятию и опусканию земной поверхности, к смещению берегов, к появлению и исчезновению гор.

Что касается причин землетрясений, то «сила, поднявшая такую тягость, ни чему... приписана быть не может, как господствующему жару в земной утробе».

А так Ломоносов рисует картину изменения залегания слоев под влиянием внутреннего огня: «и... избыточествующая горячая материя, произведши сильный обширный пламень, под самым тем местом терзает на себе лежащую плоскость и расселинами ищет пути на воздух. Потом, вышед на волю, отдаст разорванные заклены собственной их тягости, которая раздробленных частей не может привести в прямое положение и порядок. Падают, как обрушенные кирпичные своды разными звенами одно на другое, краями, поперек, тычмя, ребром; и таковою обрушиною много больше места занимают, оставив частьми пустые промежки: от того подымаются горы выше протчей земной поверхности».

Но помимо таких быстрых, катастрофических движений Ломоносов говорил и о медленных, незаметных движениях поверхности, называя их «нечувствительным и долговременным земной поверхности понижением и повышением».

Упоминание о «нечувствительных» движениях означает, что Ломоносов впервые, хотя и в не очень явной форме, выдвинул эволюционное представление о развитии Земли. Этим самым он начал порывать с широко распространенными в то время идеями сторонников «всемирных катастроф». Эти идеи являлись попыткой примирить, с одной стороны, наличие следов многократных перемен на поверхности земли, а с другой — ту краткость жизни земного шара, которая утверждалась библейским учением. Церковная легенда отводила на все время существования Земли 6 тыс. лет. Знаменитый французский естествоиспытатель Бюффон в середине XVIII в., вызвав бурные нападки на себя церковников, «осмелился» расширить продолжительность существова-

ния Земли до 75 тыс. лет. Дальше в то время идти не решались. В пределах столь малого отрезка времени надо было разместить всю последовательность геологических событий, запечатлевшихся в строении горных пород. Тут нельзя было обойтись без грандиозных катастроф, вызывавшихся действием необычных, сверхъестественных сил, которые время от времени проявляли себя на поверхности планеты. Ломоносов первый говорил о медленности хотя бы некоторых геологических процессов.

Дальнейшее развитие общих идей в геотектонике связано с именем шотландца Дж. Геттона (1726—1797). В своей «Теории Земли» Геттон уже со всей определенностью указывал, что геологические явления следует объяснять только действием тех природных агентов, работа которых наблюдается и сейчас. Земля развивается по общим законам физики и механики. Все геологические процессы связаны между собой и происходят в определенной последовательности. Среди движений земной коры главную роль играют вертикальные, а именно только поднятия, вызываемые подъемной силой внутреннего жара планеты. Происходит поднятие некоторого участка поверхности и образуется континент. Он разрушается внешними силами и продукты его разрушения накапливаются на дне окружающих морей. После разрушения первого континента из моря поднимается новый континент, сложенный обломками предыдущего. В процессе поднятия земной коры происходит также и нарушение первичного залегания слоев.

Выступая активным проповедником эволюционных идей, Геттон ратовал за расширение рамок геологического времени, которое считал бесконечным: «В экономике природы я не могу найти ни следов начала, ни признаков конца».

Как известно, эволюционные идеи окончательно восторжествовали значительно позже Ломоносова и Геттона — уже в XIX в. Их утверждение было связано с трудами Ч. Ляйеля и Ч. Дарвина.

В 1777 г. П. С. Паллас выступил с речью на собрании Петербургской академии наук, где он изложил свои выводы о строении горных хребтов. Он ссылался главным образом на Уральский хребет. По мнению Палласа, стержневая полоса хребтов сложена гранитами. Граниты покрываются сланцами, круто наклоненными к горизонту. Это наиболее древние горные породы, принадлежащие к «первичной формации». Они не содержат ископаемых органических остатков. Далее следуют симметричные полосы известняков «вторичной формации», которые залегают положе и содержат органические остатки. Еще дальше от оси хребта располагаются «третичные» рыхлые породы — пески, глины, мергели — с ископаемыми остатками. Следовательно, строение горного хребта подобно перевернутому вееру. Причину поднятия хребтов Паллас видел в вулканических явлениях.

На рубеже XVIII и XIX вв. англичанином В. Смитом была выявлена стратиграфическая роль органических остатков. Это открытие, предопределившее дальнейший прогресс геологии, позволило перейти от «геогностических» исследований, при которых отмечался только состав пород, к геологическим, с разделением горных пород по их возрасту и давало возможность правильно представить последовательность геологических процессов, а также расшифровать и геологические структуры, т. е. послужило толчком к развитию исторической геологии как науки. Именно это открытие привело к тому, что уже в первые десятилетия XIX в. геологи стали понимать геометрию складчатых структур. Вместо «беспорядка в залегании слоев» появились представления о правильных перегибах слоев, т. е. о складках.

Взгляды Ломоносова и Геттона на характер процессов в земной коре составили основу геотектонической концепции, которую можно назвать «гипотезой поднятия». В XIX в. эта гипотеза получила развитие и более конкретное оформление в работах главным образом Л. Бу-ха (1774—1852).

Исследуя строение вулканических конусов, Бух обнаружил, что они образованы слоями, наклоненными от кратера к периферии. Не поняв, что этот наклон первичный, Бух решил, что куполообразное строение вулканических конусов вызвано подъемной силой магмы. Понимаемое таким образом строение вулканов было перенесено Бухом на любые горные цепи, в которых, как правило, также наблюдается общее падение слоев от центра горного массива к периферии. То, что было ошибочным для вулканических конусов, оказалось близким к действительности для горных хребтов.

Непосредственную причину поднятия горных хребтов Бух видел во внедрении различных кристаллических пород глубинного происхождения, преимущественно гранитов.

Ряд швейцарских геологов, разрабатывая идеи Буха, пытались объяснить ими не только подъем горного хребта в целом, но и смятие слоев в складки. Предполагалось, что магма, внедряясь и приподымая вышележащие породы, одновременно раздвигает их в стороны, что и приводит к образованию складок.

Гипотеза поднятия занимала ведущее положение в геотектонике до середины XIX в. Однако накопление фактических данных о строении горных хребтов привело в конце концов к тому, что от этой гипотезы в той форме, в какой она тогда существовала, пришлось отказаться. Изучение горных хребтов показало, что они являются складчатыми зонами, образованными длинными полосами параллельных друг другу линейных складок. Гипотеза «кратеров поднятия» такие протяженные складчатые зоны объяснить не могла. Приписывая центральным гранитным массивам Альп активную роль в образовании поднятия и складчатости, та же гипотеза исходила из предположения, что граниты моложе окружающих пород. Эта предпосылка была опровергнута наблюдениями. Граниты оказались древнее окружающих смятых в складки пород и, больше того, они сами были деформированы вместе с покрывающими породами.

На смену гипотезе поднятия в середине XIX в. возникла геотектоническая гипотеза, которой было суждено почти безраздельно господствовать в нашей науке вплоть до 20-х годов XX столетия включительно. Мы имеем в виду гипотезу контракции, т. е. сжатия земного шара.

Содержание этой гипотезы было предопределено по крайней мере двумя обстоятельствами: успехами в изучении геометрии складчатых структур и получившей всеобщее признание гипотезой происхождения солнечной системы П. С. Лапласа. Изучение складчатых областей привело к выводу о геометрической правильности складок. Эту правильность естественнее всего было объяснить продольным сжатием слоев, первоначальное залегание которых было горизонтальным. Поскольку складчатость рисовалась геологам того времени основной формой нарушенного залегания слоев, новая гипотеза должна была прежде всего объяснить именно процесс смятия слоев в складки. Гипотеза Лапласа постулировала происхождение солнечной системы, в том числе и нашей планеты, из горячей туманности. Вся дальнейшая эволюция пла-

нет представлялась как процесс их охлаждения, затвердевания и сокращения объема.

Контракционная гипотеза впервые была предложена французским геологом Эли де Бомоном (1798—1874) в 1830 г. и в более полном виде опубликована им в 1852 г. Согласно этой гипотезе, Земля находится в состоянии охлаждения и сжатия. Ее верхняя оболочка уже охладилась до возможного предела, и объем ее больше не уменьшается Однако внутренние части Земли, еще недостаточно остывшие, продолжают охлаждаться и сжиматься. В результате земная кора становится слишком просторной для сокращающегося ядра и, будучи вынуждена «садиться» и сокращать свою поверхность, сминается в складки.

Следовательно, если предыдущая гипотеза поднятия первичными считала вертикальные силы в земной коре, то новая гипотеза на первое место ставила горизонтальные силы сжатия. Если для предыдущей гипотезы основную роль в жизни земной коры играли поднятия и опускания, то для гипотезы контракции главным был процесс складкообразования

По гипотезе контракции вся земная кора равномерно охватывается силами сжатия. Но наблюдения показывают, что одни области сминаются, а другие при этом остаются недеформированными. Причины такой неравномерности проявления складчатых деформаций на поверхности земли знаменитый австрийский геолог Э. Зюсс (1831—1914) объяснил тем, что земная кора разделена на жесткие и пластичные участки. Первые сами не деформируются или деформируются очень слабо, но при сжатии земного шара смещаются и действуют как тиски, раздавливая между собой пластичные зоны, где и образуются складки. На основе этой концепции Э. Зюсс в конце XIX — начале XX в. опубликовал в нескольких томах сводку по тектонике земного шара под названием «Лик Земли».

Авторитет гипотезы контракции сильно возрос в конце XIX в., когда в складчатых зонах были обнаружены большие тектонические перекрытия — шарьяжи. Последние в то время толковались как результат развития огромных лежачих складок и считались поэтому признаком большого сокращения первоначальной ширины складчатой зоны (на сотни километров).

Время успеха гипотезы контракции ознаменовалось крупными достижениями в разных областях геотектоники.

В 70-х годах XIX в. появилась работа швейцарского геолога А. Гейма о механизме горообразования, в которой исходя из идей горизонтального сжатия земной коры рассматривались механические основы складкообразования. Немного позднее французский геолог М. Бертран путем анализа угловых несогласий установил периодический характер крупных эпох складкообразования и выделил складчатые зоны различного возраста. Он ввел деление складчатых зон на докембрийские (гуронские), каледонские, герцинские и альпийские.

На основе гипотезы контракции развилось учение о геосинклиналях, имеющее до сих пор столь важное значение. Американский геолог Дж. Холл в середине XIX в. впервые обратил внимание на то, что в складчатых областях мощность отложений больше, чем там, где слои лежат спокойно, т. е. на платформе. Несколько позже, в 70-х годах, другой американский геолог — Дж. Дэна — сформулировал начала учения о геосинклиналях. Он рассматривал последние как крупные прогибы земной коры, образованные действием горизонтальных сил сжатия. Прогибы заполняются осадками и оказываются наиболее пластичными зонами земной коры. При дальнейшем сжатии накопившиеся

в них осадки сминаются в складки. Дэна полагал, что геосинклинали всегда образуются по краям материков вследствие того, что дно океана, опускаясь в процессе общего сжатия Земли, оказывает давление на соседние материки.

Теория геосинклиналей получила дальнейшее развитие в работах Э. Ога, Э. Аргана и др.

Последний последовательный геотектонический синтез на основе контракционной концепции мы находим в работах Г. Штилле, относящихся уже к 20-м годам XX в. В «Основах сравнительной тектоники» (1924) Штилле рассматривает вертикальные колебательные движения земной коры как грубое коробление последней под действием горизонтальных сил сжатия, проявляющееся на жестких участках коры. Горизонтальным силам сжатия подчинены также сбросовые дислокации и подъем магмы.

На фоне победного шествия контракционной гипотезы представления о важном значении в истории земной коры медленных вертикальных движений развивались более скромно. В конце 60-х годов русский гидрогеолог Н. А. Головкинский опубликовал работу, в которой рассматривал процесс образования слоистых толщ осадочных горных пород на фоне опусканий и поднятий земной поверхности и перемещений береговых линий морей.

Исключительный интерес представляют работы А. П. Карпинского, посвященные строению и истории развития европейской части России, т. е. Русской, или Восточно-Европейской, платформы, увидевшие свет в самом конце XIX в. Изучив фации отложений разного возраста и составив для Восточно-Европейской платформы палеогеографические карты, Карпинский рассмотрел историю колебательных движений этой платформы. Он отметил, что «направление колебаний почти всегда оказывалось параллельным кряжам Кавказскому и Уральскому».

Значение палеогеографических обобщений Карпинского было тем больше, что они были опубликованы во время всеобщего увлечения складчатой структурой и игнорирования любых тектонических явлений, кроме складчатых, когда внегеосинклинальные — платформенные — области казались мертвыми глыбами, лишенными собственного развития, способными лишь сдавливать геосинклинали и грубо коробиться под влиянием общего сжатия земной коры. Помимо вертикальных движений платформы, подчиняющихся собственным закономерностям, Карпинский установил также наличие местных дислокаций в теле платформы. Дальнейшее развитие представлений о тектонике Восточно-Европейской платформы содержалось в работах А. П. Павлова, посвященных главным образом структуре Жигулей.

XIX в. в целом закончился триумфом контракционной гипотезы. Последняя во многом содействовала тщательному изучению всех особенностей складчатых структур. Она приучила также геологов думать о закономерностях развития земной коры в целом, поскольку как будто давала для этого основу, связывая тектогенез с общим охлаждением планеты.

ГЕОТЕКТОНИКА В ПЕРВОЙ ПОЛОВИНЕ XX в.

В этом разделе речь будет идти об основных этапах развития геотектоники от начала века до 60-х годов.

Первые три десятилетия нашего века отмечены постепенной потерей контракционной гипотезой ведущего положения. К концу 20-х годов она почти полностью утратила свое научное значение.

Первый удар контракционной гипотезе был нанесен открытием на рубеже XIX и XX вв. радиоактивности, которая оказалась мощным источником тепла в земном шаре. Это открытие вначале поставило под сомнение, а затем и полностью опровергло возможность требуемого гипотезой значительного охлаждения земного шара.

Была подорвана вера и в космогоническую гипотезу Лапласа. Начали развиваться представления, согласно которым Земля собралась из множества мелких холодных частиц и никогда не была расплавленной. Ее развитие шло в сторону не охлаждения, а разогревания.

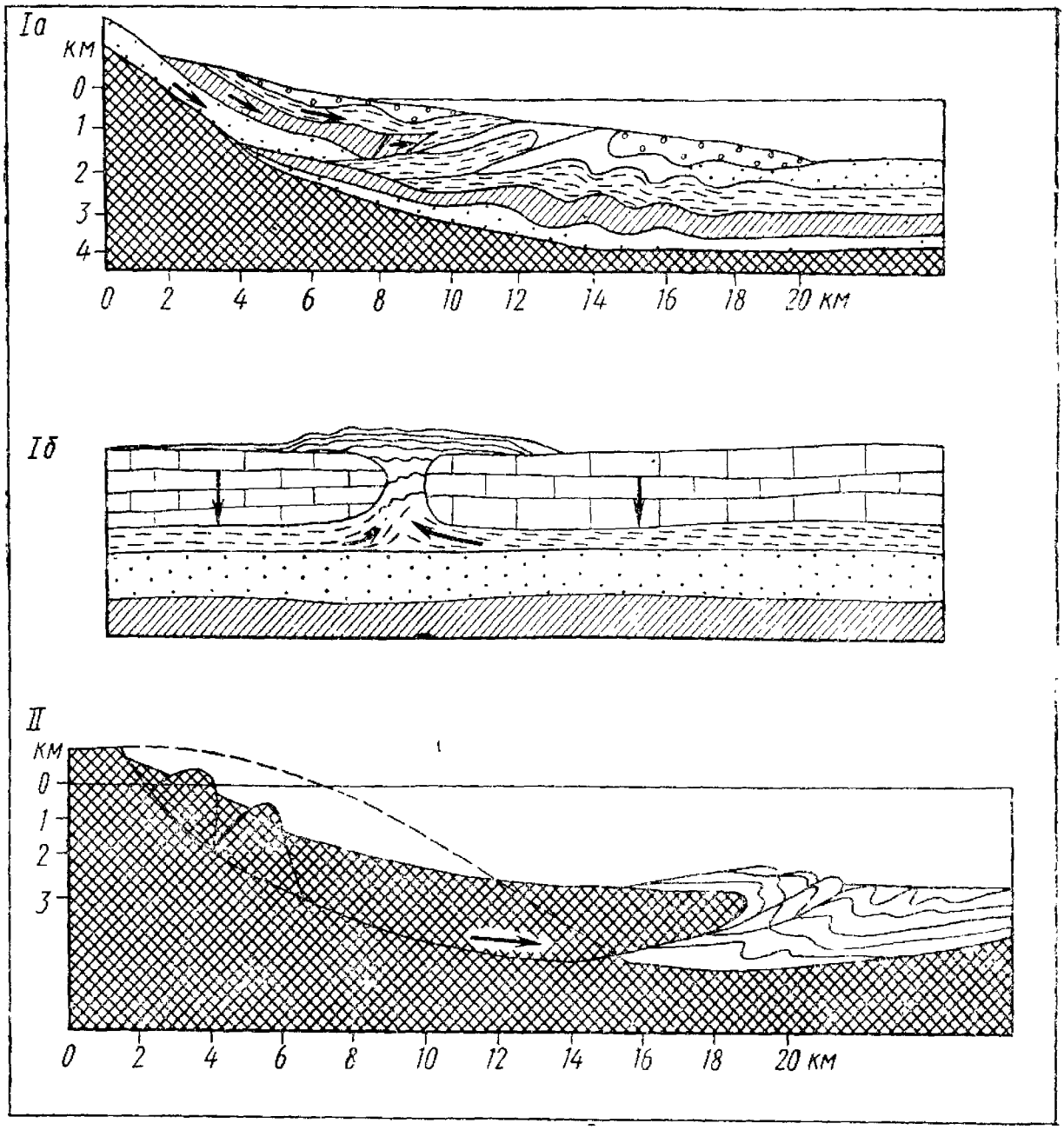
Геологи разочаровывались в той же гипотезе и исходя из чисто геологических соображений, по мере того как знания о строении земной коры уточнялись и расширялись. Наблюдаемые в земной коре структуры оказывались гораздо более разнообразными, чем это предполагалось раньше. И становилось ясным, что все это разнообразие невозможно объяснить одним только общим сжатием земной коры. Наряду со сжатием в образовании структур должны были принимать участие силы горизонтального растяжения, а также силы, направленные вертикально. История и размещение всех этих разнообразных по условиям своего образования структур оказывались настолько сложными, что земную кору приходилось представлять как мозаику мелких участков, каждый из которых находился под влиянием своих особых сил и развивался по-своему. Удар был нанесен даже со стороны той проблемы, для решения которой гипотеза контракции была создана: проблемы происхождения складчатости. Последняя оказалась генетически разнородным явлением, во многих своих формах заведомо не связанным с горизонтальным сжатием. Закономерное развитие колебательных движений земной коры никак не вкладывалось в узкую схему общего горизонтального сжатия.

В связи с неспособностью контракционной гипотезы объяснить все тектонические явления одним общим сжатием земной коры начались поиски новых гипотез, которые, в частности, предполагали чередование в земной коре сжатия и растяжения. В начале 30-х годов американский геолог В. Бухер предложил гипотезу пульсаций Земли. Согласно этой гипотезе история нашей планеты представлялась в виде последовательности фаз сжатия и растяжения. В фазу расширения земная кора растягивалась, причем более пластичные участки растягивались сильнее и на их месте образовывались «шейки», выраженные на поверхности прогибами. Это были геосинклинали. Они заполнялись осадками. В фазу сжатия те же пластичные зоны коры сминались в складки.

Свои варианты пульсационной гипотезы, по существу весьма сходные с гипотезой В. Бухера, в 1940 г. предложили советские ученые В. А. Обручев и М. А. Усов.

Однако оказалось, что и чередование сжатия и растяжения вместо одного сжатия является слишком грубой схемой, в которую невозможно вместить все разнообразие тектонических процессов, как следующих друг за другом, так и развивающихся одновременно в разных частях земного шара.

Другое направление, возникшее на «обломках» контракционной гипотезы, основывалось на идеях старой гипотезы поднятия, но было наполнено новым содержанием в соответствии с возросшим уровнем знаний. Это направление возникло из убеждения, что объяснить наблюдаемую пространственную неоднородность тектонических процессов горизонтальные силы ни сжатия, ни растяжения, охватывающие всю кору в целом, не могут. Индивидуальность развития отдельных участков земной коры может быть объяснена только, если предположить, что



тектонические силы, вызывающие это развитие, приложены непосредственно к отдельным участкам, минуя при этом другие, даже соседние, участки. А это возможно только в том случае, если силы подходят к каждому участку вертикально.

Что же касается проявлений в земной коре признаков горизонтального сжатия, выраженных в складчатости, или горизонтального растяжения, запечатлевшегося в нормальных сбросах, то горизонтальные силы, вызывающие эти процессы, следует считать местными и, главное, вторичными, подчиненными вертикальным движениям земной коры.

В 1930 г. немецкий геолог Э. Хаарман выступил со своей «Теорией колебаний». Он назвал вертикальные (колебательные) движения земной коры первичным тектогенезом, а складчатость, вызванную горизонтальным сжатием слоев,— вторичным тектогенезом. Колебательные движения возникают под влиянием каких-то процессов в подкоровом субстрате, природа которых еще пока неясна. В результате кора в одних местах поднимается, в других — опускается Наклон крыльев поднятий и прогибов достаточен, чтобы мягкие, насыщенные водой породы начали сползать с поднятий («геотуморов») в прогибы («геодепрессии»). При оползании слои вверху склона разрываются, а внизу нагромождаясь, сминаются в складки.

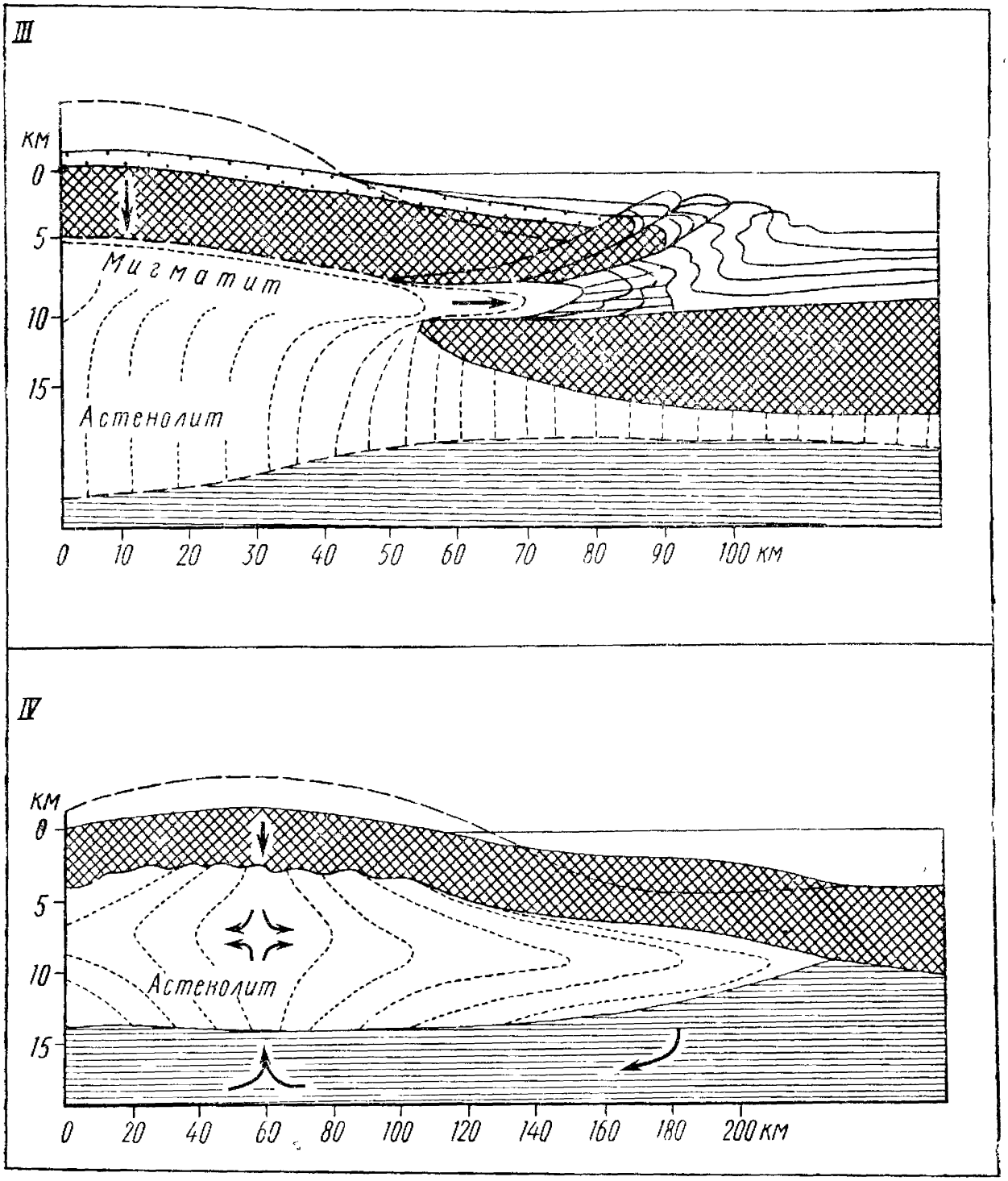


Рис. 124. Вторичный (гравитационный) тектогенез (по Ван-Беммелену): I — эпидермальный (*а* — свободное скольжение, *б* — выжимание); II — дермальный; III — батидермальный; IV — субкрустальный

Тем самым была поддержана идея «гравитационной складчатости», которая впервые была высказана А. Рейером еще в 1888 г.

Весьма существенное развитие эта идея первичности вертикальных сил и вторичности явлений горизонтальных сжатий и растяжений получила в 30-х годах в работах голландского тектониста Р. Ван-Беммелена. Он выдвинул гипотезу «ундаций» (волн) в земной коре. Волны возникают в результате неравномерной гравитационной дифференциации в подкоровом веществе, которая ведет к горизонтальным неоднородностям: в некоторых местах более легкое вещество всплывает и там образуется выпуклость на поверхности, в других — более тяжелое вещество тонет и над этим местом на поверхности возникает прогиб. Прогибы становятся геосинклиналями. В осевой части геосинклинали

базальтовый слой коры дифференцируется на кислый (гранитный) материал, поднимающийся к поверхности, и на ультраосновной (перидотитовый), который опускается. Над местом поднятия гранита образуется выпуклость — срединная геоантиклиналь. По обе стороны от него сохраняются прогибы. Дальнейшая эволюция геосинклинали состоит в расширении срединной геоантиклинали и миграции наружу окаймляющих ее прогибов. Это первичный тектогенез. Он нарушает гравитационное равновесие в земной коре, которое восстанавливается путем движения материала от поднятий к прогибам. Движение может происходить на разных уровнях: в осадочных толщах, которые, сползая со склонов поднятий, сминаются в складки; в твердом кристаллическом основании, выражаясь в его раскалывании на чешуи, надвигающиеся друг на друга; в пластичной зоне гранитизации и мигматизации, откуда материал выдавливается к поверхности на краю поднятия; под корой, где происходит растекание глубинного вещества в стороны из-под поднятия (рис. 124).

В свете своей «ундационной» гипотезы Ван-Беммелен объяснял тектоническое строение и развитие Индонезии, Альп и ряда других складчатых областей.

Все перечисленные до сих пор геотектонические гипотезы основывались полностью на геологических наблюдениях на материках и, в сущности, совершенно игнорировали наличие на Земле океанов, хотя некоторые упоминания о последних иногда и делались. Такое отношение к океанам, занимающим на поверхности земли большую площадь, чем материки, диктовалось почти полным в то время отсутствием каких бы то ни было определенных данных о строении океанического дна.

В течение первых трех десятилетий нашего века это положение менялось очень медленно, так как методы изучения дна океана еще не были разработаны. Однако все же появились первые сведения о том, что земная кора океанов отличается от коры материков отсутствием гранитного слоя. Материки стали вырисовываться в качестве гранитных глыб, лежащих на базальтовой подстилке, продолжающейся и на дне океанов.

Стремление учесть разнородность коры под материками и океанами и вместе с тем выйти за пределы материков и в какой-то мере ввести в геотектоническую концепцию и океаны воплотилось прежде всего в гипотезе горизонтальных перемещений (дрейфа) материков. Эта гипотеза в общем виде была высказана Ф. Тейлором в 1910 г. и гораздо более полно изложена немецким геофизиком А. Вегенером в 1915 г.

В том виде, как она была представлена Вегенером, эта гипотеза предполагала, что гранитные материки не просто лежат на базальтовом субстрате, а изостатически плавают в нем, как льдины в воде. Первоначально гранитный материал был распространен по всей поверхности земли тонким слоем. Приливные и центробежные силы разорвали этот слой и заставили его собраться в один более толстый блок — единый материк Пангея. Это произошло в палеозое. В мезозое те же силы раскололи единый материк на части. Америка откололась от Евразии и Африки и, опережая остальную материковую массу в ее движении к западу под влиянием приливных сил, отошла вперед, что привело к образованию Атлантического океана. Встречая при своем движении сопротивление базальтового субстрата, американский материк впереди сминался в складки, в результате чего образовались Кордильеры и Анды.

Африка наполовину откололась от Азии и несколько повернулась по часовой стрелке и между ней и Индостаном образовался океан. Антарктида и Австралия также откололись от Пангеи и отодвинулись друг от друга. Островные дуги, опоясывающие Евразию с востока, представляют собой обломки материка, отколовшиеся и отставшие при движении к западу. Средиземноморско-Гималайская зона горных хребтов образовалась в результате давления, возникавшего между материками под влиянием центробежной силы, вызванной вращением Земли.

Гипотеза дрейфа материков обосновывалась различными аргументами.

Во-первых, она опиралась на данные геофизики о разнородности коры материков и океанов. Во-вторых, важным аргументом была параллельность очертаний многих материков. Эта параллельность делала возможным мысленно сдвинуть материки так, чтобы они образовали единый блок почти без зазоров. Особенно выразителен параллелизм противоположных берегов Атлантического океана, что позволяет при желании плотно придвинуть окаймляющие его материки друг к другу. Но и другие материки можно сдвинуть почти без промежутков, если предположить, что они могут не только перемещаться, но и поворачиваться. В-третьих, указывалось на черты сходства геологического строения материков, сейчас разделенных океаном. Например, такое сходство усматривается между Южной Америкой и Африкой, хотя между ними лежит Атлантический океан. В-четвертых, в поддержку гипотезы были привлечены палеоклиматические реконструкции.

Появление этой гипотезы было большой сенсацией. Но в 20-х и 30-х годах многочисленные дискуссии вокруг вопроса о возможности дрейфа материков шли с большим перевесом противников дрейфа. Многие считали, что эта гипотеза полностью опровергнута. Однако такая точка зрения была слишком крайней. В действительности, среди крупных исследователей все время оставались сторонники этой гипотезы, которые старались ее усовершенствовать, привести в согласие с новыми фактическими данными и более обоснованно связать с глубинными процессами.

Усовершенствования касались главным образом проблемы причин горизонтальных перемещений материков. Те приливные и центробежные силы, на которые ссылался Вегенер, были явно недостаточны, чтобы вызвать движение гранитных материков по базальтовому субстрату. Возникла идея, что эти движения могут иметь свою причину в конвективных течениях подкорового вещества, вызываемых радиоактивным разогревом в глубине и охлаждением с поверхности; возникли различные варианты «конвекционных» геотектонических гипотез.

Например, гипотеза Ф. Венинг-Мейнеца, высказанная в начале 50-х годов, предполагала, что первоначально, когда земной шар еще не имел ни ядра, ни коры, конвекция выражалась в сквозном движении вещества в одном направлении через центр земного шара и обратном течении вдоль его поверхности. При этом в процессе дифференциации кислый (гранитный) материал выносился восходящим потоком в одну область, где в конце концов образовался единый гранитный материк. После возникновения земного ядра конвекция распалась на несколько петель, что привело к раскалыванию материка и растаскиванию его обломков туда, где материки находятся сейчас. Там, где встречаются нисходящие ветви двух соседних петель, кора засасывается и образуется геосинклиналь, которая теми же нисходящми потоками сжимается и накопившиеся в ней слои сминаются в складки. После затухания конвекционного потока этот утолщенный засасыванием и раздавливанием

участок коры изостатически всплывает, что ведет к образованию горного хребта.

Сходные идеи о засасывании земной коры нисходящими конвекционными потоками тогда же высказывал Э. Краус.

Д. Григгс указал, что если допустить существование порога пластичности в подкоровом материале, то конвекция может развиваться неравномерно, с чередованием эпох движения и покоя. Так Григгс считал возможным объяснить периодический характер тектогенеза.

В гипотезе А. Холмса предполагалось, что конвекционные токи растягивают материки, вызывая в них образование геосинклинальных прогибов, а потом, когда материк в своем движении достигает места нисходящего потока, геосинклиналь раздавливается с образованием в ней складчатости.

Концепция дрейфа материков удивительным образом не только возродилась, но и приобрела огромную популярность в 60-х годах нашего столетия, когда в обновленной форме она вошла в состав новейших представлений, известных под названием «растекания океанического дна», или «тектоники пластин», или «глобальной тектоники». В связи с таким поворотом в судьбе этой гипотезы критическое ее рассмотрение целесообразно отложить до ознакомления с этими новейшими взглядами в целом.

Параллельность очертаний материков помимо предположений о дрейфе вызвала также возникновение гипотез о чрезвычайно большом увеличении объема Земли. Известна гипотеза, предложенная венгерским геофизиком Л. Эдьедом в 50-х годах. Эдьед предполагал, что первоначально земной шар был настолько мал, что его поверхность равнялась суммарной поверхности материков, которые составляли единое целое, покрывая всю Землю. Радиус Земли в то время не превышал 4000 км. В ядре Земли вещество было чрезвычайно уплотнено, его плотность достигала 17 г/см^3. Эта плотная фаза образовалась в каких-то особых космических условиях и в земном шаре оказалась неустойчивой, в связи с чем она постепенно переходила в менее плотную фазу с увеличением объема. Единый континентальный покров трескался и разделялся на отдельные материки, которые раздвигались все дальше. А между материками на поверхность выходила мантия, образуя дно океанов.

Эта гипотеза вызвала много возражений. Положенное в ее основу предположение о первоначальном чрезвычайно плотном ядре Земли физически неприемлемо. Непонятно, каким образом вещество, уплотненное где-то в ином месте, в условиях гораздо большего всестороннего давления, могло потом, не изменив своего состояния, оказаться в ядре Земли. Кроме того, равномерным увеличением поверхности земного шара нельзя объяснить то размещение материков, которое сейчас наблюдается. Равномерное увеличение поверхности раскололо бы единый материк на множество мелких островов, которые равномерно рассеялись бы по поверхности. А предположить неравномерное расширение нельзя, так как это противоречило бы шарообразности Земли. Следовательно, расширение, если оно существовало, должно было сопровождаться горизонтальными смещениями материков, т. е. гипотезу расширения Земли следовало бы объединить с гипотезой материкового дрейфа.

В заключение этой главы изложим кратко основные достижения отечественной геотектонической школы за первую половину XX в.

Быстрое развитие геотектоники в нашей стране началось после Великой Октябрьской социалистической революции. Советские исследова-

тели внимательно изучили иностранный опыт. Это выразилось в ряде опубликованных в 20-е — начале 30-х годов критических обзоров зарубежной литературы. Такие обзоры принадлежали А. А. Борисяку, Е. В. Милановскому, В. А. Обручеву, Н. М. Страхову.

В годы первых пятилеток, когда геологические работы в СССР резко расширились, советские тектонисты главные усилия направили на изучение строения и истории тектонического развития отдельных областей нашей обширной страны. В результате региональных исследований накапливался фактический материал, который позволял выяснять закономерности тектонического процесса, сначала частные, а затем все более общие.

Первоклассным образцом региональных тектонических исследований и сводок явились работы А. Д. Архангельского о строении СССР, публиковавшиеся в 20, 30 и 40-х годах. В последних своих сводках Архангельский рассмотрел уже тектонику всего земного шара и подошел к формулированию общих закономерностей тектонического развития Земли. Тектонику Восточно-Европейской платформы широко освещал в своих работах Н. С. Шатский.

Большое число тектонистов изучало строение и закономерности развития складчатых зон Советского Союза.

Все это дало советским тектонистам огромный фактический материал и на его основе позволило ставить и решать самые разнообразные вопросы: о типах тектонических движений, об их взаимоотношениях и закономерностях развития, об этапах тектонической истории, о тектонических режимах, о связи тектоники с магматизмом, о механизме деформаций горных пород и т. п. Накопленный опыт региональных тектонических исследований дал возможность советским исследователям (Н. С. Шатскому и А. А. Богданову) выступить в 50-е годы с инициативой составления международных тектонических карт с привлечением к этой работе тектонистов многих стран. Сначала была составлена тектоническая карта Европы, а затем составлялись и составляются карты других материков.

Как яркое событие особо надо отметить появление в 1934 г. «Основ геотектоники» М. М. Тетяева (второе издание вышло в 1941 г.). Тетяев в этом труде стремился разработать общую логическую схему геотектоники как науки.

Центральная идея Тетяева состояла в том, что различные типы тектонических движений являются разными формами единого процесса геотектогенеза, в котором в свою очередь воплощается еще более общий процесс развития Земли как космического тела. Такой подход позволил по-новому сформулировать задачи геотектоники как науки. Помимо изучения отдельных форм тектонических движений, чем преимущественно до тех пор занимались, внимание было привлечено к выяснению закономерностей, объединяющих эти движения, установлению связей и зависимостей между разными тектоническими явлениями. Тетяев выделил в качестве форм геотектогенеза — колебательную, складчатую, магматическую и форму макроколебаний, понимая под последней те движения, которые мы в настоящее время включаем в понятие орогенеза, а именно крупные вертикальные движения глыб коры по разломам. Между этими формами геотектогенеза и надлежало искать связи и зависимости. Постановка проблемы единства тектонических процессов позволила полнее и точнее сформулировать предмет и задачи геотектоники и ее положение среди других отраслей геологии.

Противоречие между вертикальными колебательными движениями, вызываемыми вертикальными силами, и складчатыми движениями, тре-

бующими для своего образования горизонтальных сил, Тетяев считал возможным разрешить предположением, что складчатость возникает в результате послойного горизонтального течения материала под влиянием сжатия в вертикальном направлении. Слои сминаются в складки не потому, что площадь, занимаемая ими, сокращается, а потому, что сами слои становятся длиннее, будучи раздавлены в вертикальном направлении. Однако физический механизм такого вертикального расплющивания не был в достаточной мере рассмотрен. Говорилось лишь о борьбе двух тенденций в веществе Земли: расширения и сжатия, или притяжения и отталкивания, которые, встречаясь, и приводили к расплющиванию слоев. Вообще борьба двух этих противоположных устремлений, конкретизирующаяся в поведении, с одной стороны, внутреннего вещества Земли, стремящегося к расширению, и, с другой — земной коры, которая этому расширению противодействует, составляла, по мнению Тетяева, лейтмотив в развитии Земли. Тетяев предполагал, что это противоречие должно с течением времени обостряться, поскольку земная кора от одного тектонического этапа к другому становится все толще и прочнее. Если в настоящее время для растрескивания коры и выброса наружу части вещества недр Земли достаточно мобилизации и расплавления небольшой поверхностной части этого вещества, то позже для такого же воздействия на земную кору необходимо будет более длительное накопление энергии расширения и мобилизации вещества на большую глубину.

Значение работы Тетяева заключается, однако, не в изложении каких-либо конкретных механизмов тектонических процессов, а в разработке философской системы геотектоники, в утверждении геотектоники в качестве самостоятельной отрасли знания. Тетяев впервые ввел геотектонику в программу геологического преподавания как отдельный предмет.

В целом можно сказать, что в общих вопросах геотектоники в конце 40-х — 50-х годах большинство советских тектонистов придерживалось идеи первичности вертикальных сил и движений и вторичности деформаций, требующих горизонтально направленных сил сжатия или растяжения. Общими тенденциями также были: строгость к фактическому обоснованию теоретических обобщений, недоверие к чисто умозрительным построениям; исторический подход к изучению тектонических явлений; стремление к выявлению закономерностей, связывающих различные тектонические процессы между собой.

Глава 25

НОВЕЙШИЕ ВЗГЛЯДЫ В ГЕОТЕКТОНИКЕ

Следующие обстоятельства определили особый характер развития геотектоники в 50-х и начале 60-х годов нашего столетия:

1) успехи, достигнутые геофизикой и геохимией в изучении строения и состава глубоких недр Земли, ранее совершенно недоступных;

2) успехи в изучении строения дна океанов и морей;

3) обращение к геотектоническим вопросам совершенно новой группы специалистов, имеющих не геологическую, а физико-математическую подготовку, пользующихся новыми методами и обладающих новым для геологии характером научного мышления.

Медленно продвигавшееся в течение ряда предыдущих десятилетий геофизическое и геохимическое проникновение в глубины Земли завершилось в 50-х и 60-х годах тем, что можно назвать взрывом в развитии знаний об устройстве подкоровых глубин и о происходящих там процессах. Вдруг были взломаны преграды на пути к познанию земных недр и вместо загадочного глубинного вещества, слагающего далекую и недоступную «симу», мы познакомились с вполне конкретной мантией Земли, сложенной вполне конкретными горными породами, подчиняющейся вполне нормальным физико-химическим законам. Усовершенствованные методы позволили обнаружить горизонтальные неоднородности в составе и свойствах вещества по крайней мере до верхних слоев верхней мантии. Тем самым впервые оказалось возможным попытаться осуществить давнишнее стремление увязать наблюдаемые на поверхности тектонические процессы со свойствами верхней мантии и тем самым понять геотектогенез как неотъемлемую часть развития, если не земного шара в целом, то во всяком случае внешних его оболочек.

В результате геотектоника перестала быть только геологической дисциплиной. Она стала разделом более широкой науки о глубоких земных недрах и об эндогенных процессах, науки, объединяющей методы и данные и геологии, и геофизики, и геохимии. Этой объединенной науке о Земле было присвоено название «геономия». Такая наука находится в стадии становления, но можно не сомневаться в том, что она будет развиваться и ее синтезирующее значение будет расти.

Краткий обзор новейших геофизических и геохимических сведений о строении и веществе глубин Земли был приведен в предыдущих главах. Это те сведения, которые должны быть использованы в попытках раскрыть глубинные причины тектонических процессов.

До начала 50-х годов нашего века об океанах и морях в литературе по тектонике земного шара почти ничего не говорилось. И это несмотря на то, что океаны покрывают $^2/_3$ поверхности земли.

Отсутствие сведений о строении океанического дна приводило к тому, что геология, а вместе с ней и геотектоника, были чисто «континентальными» науками. В этих условиях едва ли можно было рассчитывать на создание какой-либо обобщающей геотектонической теории, устанавливающей закономерности развития земного шара в целом

К середине 50-х годов были разработаны новые мощные геофизические методы изучения строения дна океанов и морей. В 60-х годах оказалось возможным организовать бурение в глубоком океане, по крайней мере сквозь толщу рыхлых осадков. Значительно увеличилось количество исследовательских океанографических судов, и океаны стали изучаться не от случая к случаю, как это было раньше, а систематически и напряженно. В результате в течение последних 15—20 лет впервые были получены надежные сведения о важнейших особенностях строения океанического дна.

Обстоятельство, связанное с приходом в нашу науку людей, имеющих иную подготовку, на первый взгляд кажется не столь существенным. Между тем оно чрезвычайно важно.

Физики и математики, решавшие ранее для геофизики отдельные, главным образом методические задачи, занялись исследованием конкретных проблем строения земного шара и его развития. Будучи свободной от какого-либо груза предыдущих представлений континентальной геологии, эта новая группа исследователей подошла к решению вопросов строения и развития Земли, в том числе и вопросов, по существу геологических, так, как будто ранее в этой области ничего не было сделано. Вопросы, которые геологи издавна считали своими, ставились

совершенно заново. При этом изучались они так, как это было более привычно для новых исследователей, а именно методами обобщенных физических моделей, в которых действительность схематизировалась до степени, необходимой для математического выражения. Там, где геологи оперировали оттенками, полутонами и не очень ясными различиями в структуре и процессах, выражая все это в развернутой словесной форме, новые исследователи искали возможность заставить природу говорить языком, привычным для счетно-решающих устройств, т. е. языком, где всяческие словесные полутени заменяются контрастным противопоставлением утверждения и отрицания.

Хорошо ли это или плохо для нашей науки? Всякий свежий подход к научной проблеме, взгляд на нее с новой стороны, и при этом взгляд, свободный от накопившихся за большой срок предрассудков и предубеждений, следует, конечно, приветствовать. Стремление внести в представления об эндогенных процессах, в том числе и тектонических, количественный элемент также надо считать вполне положительной тенденцией. Дело, однако, в том, насколько необходимая для количественного подхода схематизация природных процессов в том или ином конкретном случае оправдана: насколько она отбирает из этих процессов действительно важнейшие их черты, а насколько она эти черты искажает. Автор постарается ответить на этот вопрос в конце главы.

«НОВАЯ ГЛОБАЛЬНАЯ ТЕКТОНИКА»

Система взглядов на развитие тектоносферы, получившая в последние годы очень большое распространение, объединяется под общим названием «новая глобальная тектоника». В нее в качестве составных частей входят «теория растекания океанического дна» («теория спрединга») и «тектоника пластин» (плейт-тектоникс). Эта система взглядов возникла как результат стремления понять и увязать друг с другом новые сведения, полученные при изучении дна океанов.

В основу системы были положены следующие исходные данные.

1. Наиболее древние осадки на дне океанов не древнее юры. Это обстоятельство может быть истолковано как указание на геологическую молодость всего океанического дна.

2. Мощность осадочного покрова в океанах сокращается по направлению к гребню срединно-океанических хребтов. Сокращение мощности связано с последовательным выклиниванием отложений снизу вверх по мере продвижения к гребню хребта, так что только наиболее молодые осадки приближаются к осевой части хребта. Осевая полоса последнего шириной 30—50 км, как правило, совершенно лишена осадков. Некоторые определения абсолютного возраста подстилающих осадки базальтов позволяют думать, что в большинстве случаев возраст базальтов совпадает с возрастом непосредственно залегающих на них осадков. Следовательно, базальты становятся все более молодыми по направлению к оси срединно-океанического хребта.

3. Изучение магнитного поля океанов показало, что на склонах срединных хребтов оно характеризуется линейностью аномалий, вытянутых полосами параллельно хребту. На некоторых участках последних замечается симметрия в расположении аномалий с осью симметрии, совпадающей с осью хребта. Полосы аномалий отвечают изменениям направления намагниченности пород: породы, намагниченные положительно, т. е. в соответствии с современным расположением магнитных

полюсов, чередуются с породами, намагниченными отрицательно, т. е. с обратным расположением полюсов.

4. С гребнем срединно-океанических хребтов связан повышенный тепловой поток, местами достигающий рекордной интенсивности.

5. На небольшой глубине под гребнем находится линза вещества с промежуточными сейсмическими скоростями.

6. Осевая зона океанических хребтов разрезана поперечными разрывами на сегменты, смещенные относительно друг друга вправо или влево. К поперечным разрывам приурочены очаги землетрясений. Изучение механизма этих очагов показало, что смещения в них направлены против видимого смещения сегментов хребта (при правом смещении сегмента движение в очаге оказывается левосторонним и наоборот).

7. Сейсмические данные показали, что «зоны Беньофа», приуроченные к океаническим окраинам тихоокеанского типа, сопровождаются до глубины более 700 км параллельным каждой зоне слоем мощностью около 100 км, отличающимся от окружающей среды значительно меньшей величиной поглощения поперечных сейсмических волн.

8. Ряд палеомагнитных и палеогеографических данных, а также параллелизм очертаний материков (в первую очередь ограничивающих Атлантический океан) могут быть истолкованы как признаки былого существования единого материка и дальнейшего его раскалывания и дрейфа его частей.

Конкретное содержание взглядов, объединяемых «новой глобальной тектоникой» и основанных на изложенных исходных данных, следующее.

Существует процесс постоянного обновления океанической литосферы, почему мы и видим ее такой молодой, хотя океаны, как впадины, заполненные водой, очень древни. Новый материал литосферы в расплавленном виде поднимается из астеносферы вдоль оси срединно-океанического хребта по разрыву, которому на поверхности соответствует рифтовая долина. Этот подъем мантийного расплава является причиной высокого теплового потока на поверхности, а также появления зоны промежуточных сейсмических скоростей между корой и мантией, где расплав смешивается с твердыми обломками литосферы.

Заполнив разрыв, мантийный материал застывает, образуя новый блок литосферы. При застывании он намагничивается в соответствии с существовавшим в то время геомагнитным полем — положительным или отрицательным. Далее этот блок включается в движение, охватывающее всю литосферу океанов в целом, а именно в горизонтальное перемещение ее в направлении от срединно-океанического хребта в стороны. Блок раскалывается вдоль хребта на две половины, и последние, имея толщину литосферы, т. е. до 100 км, раздвигаются в стороны. Между ними открывается новый разрыв, который в свою очередь заполняется расплавленным материалом из мантии. Если за это время направление геомагнитного поля изменилось, то соответственно этот новый блок литосферы будет намагничен после своего застывания в другом направлении.

Так постоянно формируется литосфера океана, собираясь из вертикальных блоков, последовательно присоединяющихся один к другому, по мере «растекания» (спрединга) океанического дна. А в картине линейных магнитных аномалий как бы в окаменевшем виде запечатлевается геомагнитная шкала времени; наиболее старые участки дна, несущие магнитные аномалии, отвечающие этим старым эпохам, оказываются в наибольшем удалении от гребня хребта, тогда как близ гребня

находятся пока еще наиболее молодые блоки океанической литосферы с аномалиями, принадлежащими к молодым геомагнитным эпохам.

Литосфера смещается полосами, разделенными разрывами. Поскольку каждая полоса движется от гребня, а положение последнего при переходе по его простиранию через разрыв оказывается смещенным вправо или влево, в этом механизме можно найти объяснение несоот-

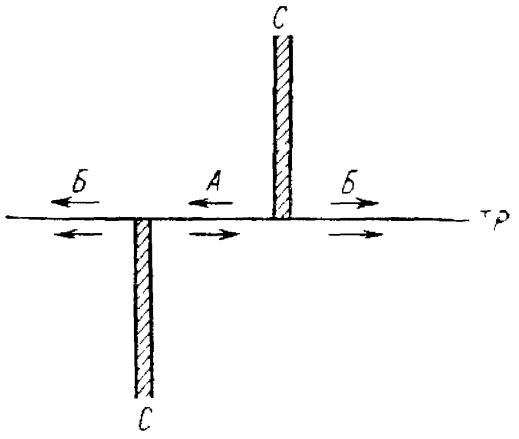


Рис. 125. Схема трансформного разлома: *С* — оси «растекания» литосферы, разделенные трансформным разломом *ТР*; стрелки — направления «растекания»; на участке *А* относительное смещение двух литосферных пластин левое, хотя видимое смещение осей растекания правое; на участках *Б* пластины, разделенные разломом, движутся параллельно; поэтому землетрясения возникают только на участке *А*

ветствию видимого смещения гребня с направлением смещения в очагах землетрясений, расположенных вдоль того же разрыва. Разрывы, обладающие такими свойствами, получили название трансформных разломов (рис. 125). Каждая полоса литосферы движется как жесткая недеформируемая пластина. Скорость движения пластин может быть измерена по расстоянию от оси хребта тех магнитных аномалий, абсолютный возраст которых известен. Выше сообщалось, что обоснованная фактическими данными абсолютная геомагнитная шкала не выходит за пределы четырех с небольшим миллионов лет. Считая, что наиболее близкие к оси хребта магнитные аномалии принадлежат к эпохам Брюнеса, Матуяма, Гаусса и Гильберта, и основываясь на их абсолютной продолжительности, была высчитана скорость движения пластин. Она оказалась разной для разных областей: 1 см/год для Северной Атлантики, 1,5 см/год для Южной Атлантики и Карлсбергского хребта, 4,5 см/год для Тихого океана. Эти цифры указывают скорость движения каждой пластины в отдельности и, следовательно, скорость обновления океанической литосферы вдвое больше. Впрочем, эти цифры сильно меняются вдоль хребта от места к месту. Попытки измерить скорость движения пластин для более ранних эпох основываются на экстраполяции геомагнитной шкалы времени в глубь истории, что сторонники данной концепции считают возможным сделать, опираясь на возраст осадков, залегающих на базальтах, и на изменение мощности осадочной толщи с удалением от оси хребта.

Там, где между океаном и материком нет глубоководного желоба, т. е. где окраина океана принадлежит к атлантическому типу, пластина океанической литосферы и материк со своей литосферой представляют единое целое. В этом случае материк движется вместе с океанической пластиной как единый «плот». Например, Северная и Южная Америка, с одной стороны, и Евразия и Африка — с другой, вместе с литосферными пластинами Атлантического океана двигаются в противоположных направлениях, отодвигаясь в обе стороны от Срединно-Атлантического хребта, вдоль которого все время образуются новые блоки литосферы.

Но поверхность земного шара не увеличивается и, следовательно, появление новой литосферы в одних местах должно компенсироваться

ее уничтожением в других. Такое уничтожение предполагается на океанических окраинах тихоокеанского типа, где океан окаймлен глубоководным желобом. Утверждается, что там океаническая литосфера погружается в мантию, следуя вниз наклонно, вдоль «зон Беньофа» (рис. 126). Именно ее погружением и объясняется малое поглощение поперечных волн в таких зонах: литосфера тверже материала мантии

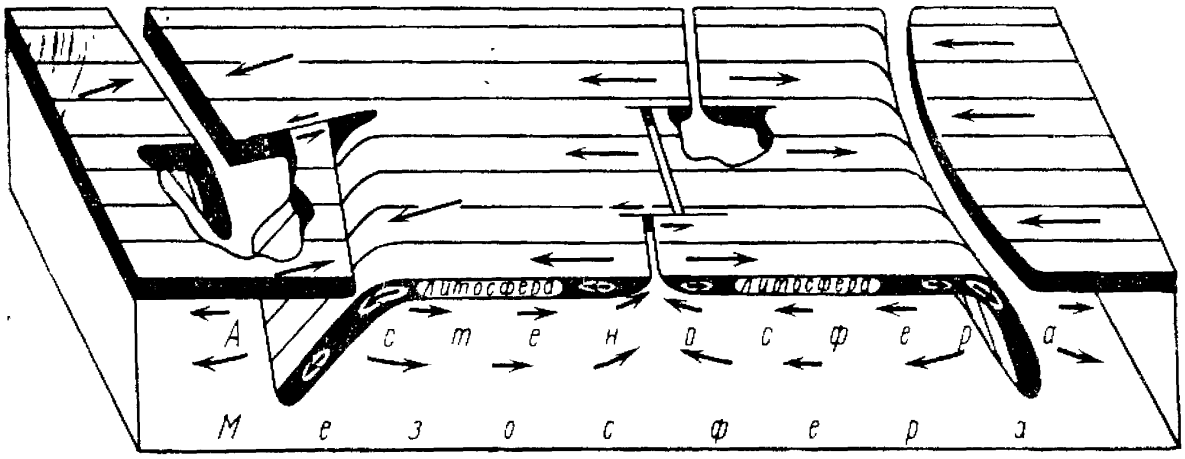


Рис. 126. Общая схема движения литосферы согласно «новой глобальной тектонике» (по Айзексу, Дж. Оливеру и Сайксу)

и поэтому должна слабее поглощать упругие колебания. Погружение литосферы объясняется ее охлаждением по мере удаления от срединного хребта и наступающим в связи с этим повышением ее плотности, что заставляет ее проваливаться в мантию. Опускание холодной литосферы в мантию сопровождается превращением базальта в эклогит, что еще больше повышает плотность. Но постепенно проникая в зону высоких температур, литосферная пластина нагревается и плавится. Максимальный возраст океанического дна (150 млн. лет) приблизительно указывает на длительность полного цикла его обновления.

В иностранной литературе поглощение литосферы именуется субдукцией.

Исходя из расположения срединно-океанических хребтов как центров растекания литосферы и из расположения океанических окраин тихоокеанского типа как зон поглощения литосферы, авторы данной концепции сочли, что вся поверхность земного шара может быть разделена на шесть очень крупных пластин первого порядка, включающих как океаническое дно, так и соответствующие материки, движущиеся вместе с последним. Представление о разделении литосферы на ограниченное число горизонтально движущихся пластин и составляет то, что именуется «тектоникой пластин». Современная тектоническая активность, под которой понимается главным образом сейсмическая деятельность, происходит там, где соприкасаются соседние пластины, трущиеся друг о друга или наталкивающиеся одна на другую. Во внутренних же частях пластин сохраняется тектоническое спокойствие. В последнее время перед лицом выясняющихся все больших сложностей тектонических процессов основные пластины в представлениях сторонников «новой глобальной тектоники» стали делиться на все большее число пластин второго и следующих порядков.

Первоначально вся эта концепция была предназначена для объяснения того, что происходит на дне океанов. Но в дальнейшем она

распространилась и на тектонику материков, и на тектонику внутренних и краевых морей.

Применительно к материкам «новая глобальная тектоника» утверждает следующее.

Эвгеосинклинали возникают на океанической литосфере, выплавленной непосредственно из мантии. Офиолиты — это океаническая кора, а кремнистые породы, обычно их сопровождающие, — глубоководные океанические осадки. Развитие геосинклинали происходит в процессе поглощения (субдукции) океанической литосферы, которая пододвигается под соседний материк. Здесь образуется прогиб (глубоководный желоб), здесь же слои, сгребаемые с поверхности пододвигающейся пластины, сминаются в складки. Однако та же пластина, погрузившись в мантию, как уже указывалось, плавится. Так как в ее составе теперь значительную роль играют эклогиты, их частичное плавление ведет к выделению андезитовой магмы. Последняя идет на формирование на месте геосинклинали кислого верхнего (гранитогнейсового) слоя коры. По мере того как этот легкий кислый слой становится все более толстым, он всплывает, и на месте геосинклинали, имеющей теперь континентальную кору, образуется возвышенность.

Таково развитие прежде всего тех геосинклиналей, которые сопровождают океанические окраины тихоокеанского типа, например Кордильер, Анд или островных дуг на западе Тихого океана. Но по тем же представлениям аналогично развиваются и межконтинентальные геосинклинали, вроде Средиземноморской геосинклинали Южной Европы и Северной Африки. Первая стадия развития эвгеосинклинали и здесь связана с растяжением, когда континентальная кора раздвигается и в разрыве образуется океаническая литосфера, на поверхности которой офиолиты слагают океаническую кору. Во вторую стадию происходит субдукция океанической литосферы со всеми сопровождающими ее событиями. Но в этих условиях может происходить не только пододвигание океанической литосферы под континентальную, но и столкновение двух глыб континентальных литосфер. Классическим примером столкновения двух континентальных пластин считается взаимоотношение Индостана и Центральной Азии. Предполагается, что п-ов Индостан ранее был самостоятельным материком и находился много южнее современного своего расположения. Двигаясь к северу, он в конце концов достиг южного края Азии и своим давлением на последнюю вызвал подъем Гималаев и других Центральноазиатских хребтов.

Если в океанах существуют срединные хребты, которые и рассматриваются как оси, от которых происходит растекание океанической коры, то во внутренних и краевых морях таких хребтов нет. Между тем кора в этих морях в своей консолидированной части не отличается по строению от океанической. Поскольку «океанический механизм» в этих случаях неприменим, высказывается предположение, что существует и другой способ образования океанической литосферы: путем рассеянного по площади выплавления ее из мантии, что сопровождается раздвиганием в стороны окаймляющих море глыб континентальной литосферы. Например, предполагается, что островные дуги на западе Тихого океана раньше примыкали к соседнему материку, затем между ними и материком образовался разрыв, который расширялся по мере того, как в него внедрялись все новые основные и ультраосновные интрузии, сформировавшие здесь в конце концов океаническую литосферу с базальтовой океанической корой. А островные дуги отодвинулись от материков вплоть до теперешней их позиции. С этой точки зрения моря следует

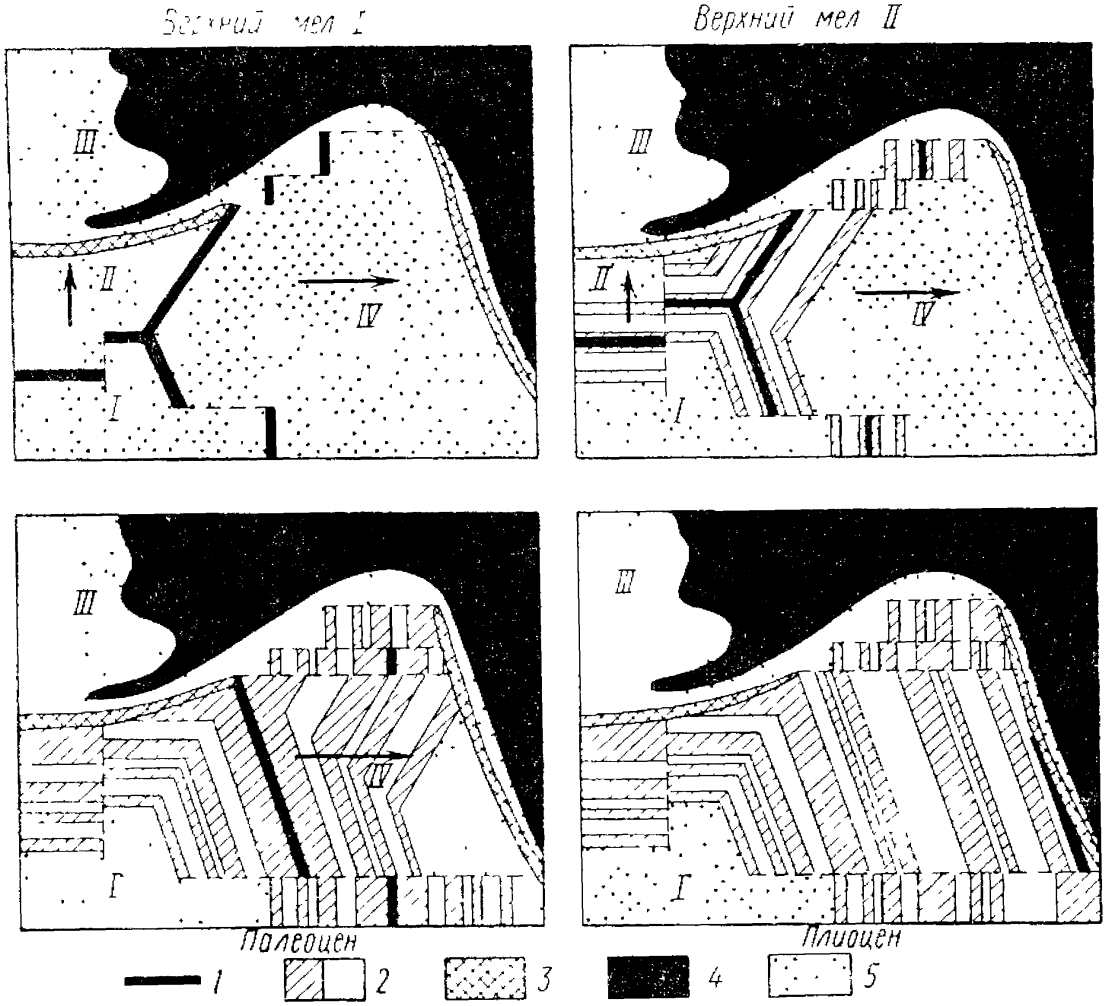


Рис. 127. История «растекания» дна на северо-востоке Тихого океана (по В. Питману и Дж. Хейртцлеру):
I—IV — блоки литосферы, двигающиеся самостоятельно по направлению стрелок; *1* — оси «растекания»; *2* — магнитные аномалии; *3* — глубоководный желоб; *4* — материк Северной Америки; *5* — литосферные плиты. К палеоцену смещение широтной оси к северу привело к тому, что она вместе с соседними аномалиями скрылась под Беринговым морем, к плиоцену субмеридиональные оси, сместившись, оказались под материком

рассматривать как геосинклинали, находящиеся в офиолитовой стадии своего развития.

Предполагается, что оси растекания океанического дна время от времени могут менять свое место. Например, в Северной Атлантике указывается древняя ось растекания, совпадающая с Норвежской котловиной. Эта ось на некоторой стадии отмерла, после чего появилась новая ось на месте современного срединного хребта. Сложные перемещения и перескоки осей растекания предполагаются также для северо-восточной части Тихого океана и ряда других областей (рис. 127).

На вопрос о причинах движений литосферных пластин «новая глобальная тектоника» не дает ответа. Обычно для объяснения привлекаются конвективные потоки вещества в мантии. Однако наличие в мантии слоистости, связанной с изменением состава вещества от слоя к слою, делает такие потоки маловероятными и даже просто невозможными. Высказывалась идея, что литосферные пластины ползут по астеносфере под влиянием своего веса, поскольку гребень срединного хребта поднят над окаймляющими котловинами и пластины могут скатываться с него.

Но нерешенность вопроса о причинах движений не может, конечно, считаться обстоятельством, отрицающим самый факт движений, если только они действительно существуют.

КРИТИКА «НОВОЙ ГЛОБАЛЬНОЙ ТЕКТОНИКИ»

В нашей критике идей «новой глобальной тектоники» мы остановимся прежде всего на общих соображениях, а затем коснемся и некоторых более частных.

Прежде всего зададимся вопросом: законно ли вообще основываться на данных о строении океанического дна, чтобы сделать выводы о закономерностях развития тектоносферы Земли в целом?

На первый взгляд на этот вопрос можно дать положительный ответ, поскольку океаны занимают вдвое больше площади на поверхности земного шара, чем материки. Но, с другой стороны, история океанов доступна в какой-то мере для изучения только для последних 100—150 млн. лет. Никаких природных документов, освещающих более ранние события, в строении океанов до сих пор не найдено. А история материков прослеживается в глубь геологического времени на 3 500 млн. лет! Следовательно, материки являются единственными «окнами» в давнюю историю тектоносферы Земли. И если мы стремимся выявить длительные и устойчивые закономерности развития тектоносферы, мы должны прежде всего изучать материки.

Возможно, то, что наблюдается в океанах, представляет особенность развития, свойственную только самому последнему — мезокайнозойскому — этапу истории тектоносферы, занимающему лишь не более одной двадцатой части всей продолжительности геологической истории. Поэтому логичнее было бы считать, что данные, получаемые об океанах, следует интерпретировать в свете опыта континентальной геологии, а не наоборот. Однако никто не будет отрицать, что конечный синтез тектоники всего земного шара должен учитывать и те данные, которые нам стали известны в последние годы об океанах. Мы хотели здесь только подчеркнуть, что в обстановке всеобщего увлечения дном океана необходимо сохранять должное (и при этом большое!) уважение к выводам материковой геологии.

Выше приводились разнообразные факты, указывающие на наличие крупных горизонтальных неоднородностей не только в коре, но и в верхней мантии Земли. Эти неоднородности выражены в изменениях как состава, так и строения верхней мантии. Они проявляются также и в разном течении некоторых геофизических процессов, главным образом геотермических.

Неоднородность первого порядка выражена в различии состава и строения тектоносферы под материками и океанами. Эти различия столь велики, что мы с полным правом можем говорить о двух типах тектоносферы: материковом и океаническом. Материковая тектоносфера по своему составу более дифференцирована, чем океаническая. Для того чтобы земная кора была снабжена наблюдаемым в ней содержанием некоторых элементов, дифференциация должна охватить мантию на глубину во многие сотни километров. Самые верхние слои мантии (субстрат) имеют состав, остаточный после выделения из них коры. Благодаря далеко зашедшей дифференциации радиоактивные элементы сосредоточены в самых верхних слоях тектоносферы, и в связи с этим кора вносит в общий тепловой поток не менее половины выделяющегося тепла. Астеносфера обычно находится на глубине около 100 км и имеет

толщину 100—150 км. Она выражена в разной степени под разными эндогенными зонами. Разные эндогенные зоны обладают и различным по величине тепловым потоком.

Поскольку эндогенные режимы сменяли друг друга во времени, следует полагать, что вместе с ними менялась и величина теплового потока. Подтверждение этому мы находили в палеотермометрических признаках древних более высоких тепловых потоков по сравнению с современными там, где раньше находились геосинклинали и где сейчас развиты более спокойные режимы. Но та доля теплового потока, которая вырабатывается в коре, очевидно, не может сильно меняться. Изменения величины потока могут происходить только в связи с изменением интенсивности выноса тепла из глубоких областей, находящихся во всяком случае глубже астеносферы, поскольку степень выраженности последней, меняющаяся с изменением эндогенного режима, сама зависит от теплового потока, идущего с глубины.

Таким образом, устанавливается прямая связь эндогенных режимов материков с очень большими глубинами, измеряемыми сотнями километров.

Под океанами тектоносфера дифференцирована в гораздо меньшей степени. Для образования океанической коры достаточно, чтобы в дифференциации участвовала толща пород мантии всего в несколько десятков километров толщиной. Поэтому радиоактивные элементы рассеяны в океанической мантии в пределах гораздо большей глубины, чем под материками, и океаническая кора вносит в общий тепловой поток всего лишь около одной десятой доли; остальные девять десятых поступают из мантии. В связи с этим температура в мантии под океанами выше, чем температура в материковой мантии. С более высокой температурой связана бóльшая мощность астеносферы, кровля которой залегает на глубине всего 50 км, а подошва — на глубине 350—400 км.

Могут ли эти различия в строении и составе материковой и океанической тектоносферы, а также уходящие на сотни километров вглубь «корни» материковых эндогенных режимов быть увязаны с горизонтальными перемещениями литосферных плит и с дрейфом материков? На этот вопрос следует дать отрицательный ответ.

Выше было указано, что средний тепловой поток на материках и в океанах одинаков. Но если в процессе дрейфа материковая литосфера сместится туда, где ранее находился океан, то на таком материке тепловой поток должен будет сильно возрасти, поскольку в океанах гораздо более значительная доля теплового потока имеет глубокое, подлитосферное происхождение. Наоборот, если океаническая литосфера сместится туда, где перед этим находился материк, то по тем же причинам тепловой поток должен будет сильно уменьшиться. Следовательно, равенство среднего теплового потока на материках и океанах говорит против как перемещений литосферных плит, так и дрейфа материков в любой форме вообще.

Поскольку материковые режимы прочно связаны с процессами, происходящими на очень больших глубинах, бóльших, чем глубина астеносферы, и выраженность последней также зависит от этих глубинных процессов, то если материковая литосфера смещается по астеносфере, то на поверхности должно было бы наблюдаться обратное смещение эндогенных зон, так как материк проходил бы при этом над разными зонами мантии с разным температурным режимом и разным характером глубинных процессов. Такого смещения эндогенных зон не наблюдается. Напротив, зоны эндогенных режимов обнаруживают удивительную пространственную устойчивость в течение длительных перио-

дов геологического времени. Например, геосинклинальный пояс, окаймляющий Тихий океан, находится на одном и том же месте (в координатах окружающих океан материков) начиная с протерозоя Средиземноморский геосинклинальный пояс становился с течением времени уже, но в целом никакого направленного смещения его начиная по крайней мере с верхнего протерозоя не было. Столь же устойчивы и области поднятия и опускания на древних платформах. Например, Московская синеклиза в целом не меняла своего положения с палеозоя доныне.

В гипотезе дрейфа материков придается большое значение параллельности берегов Атлантического океана. Эта параллельность позволяет мысленно сдвинуть материки, лежащие по обе стороны океана, так, что они смыкаются довольно точно (хотя и не вполне). При наличии указанных принципиальных возражений против дрейфа этот аргумент не может иметь самостоятельного значения. Параллельность берегов может быть обусловлена тем, что границы между материками и океанами образованы глубинными разломами, а последние, как мы знаем, группируются в параллельные системы

Что касается возможности сомкнуть между собой другие материки, то, как показал Е. Н. Люстих, кривизна контуров материков вообще (и, по-видимому, закономерно) настолько сходна, что всегда имеется возможность сомкнуть любые из них, соответственно их повернув.

«Новая глобальная тектоника» принципиально не способна объяснить самые важные особенности развития тектоносферы, например такую закономерность, как периодический характер эндогенных процессов. Располагая только некоторыми сведениями об истории океанов за последние 100—150 млн. лет, эта концепция, естественно, ничего не может сказать об эндогенных циклах, проявлявшихся, как на то указывают данные материковой геологии, в течение миллиардов лет.

«Новая глобальная тектоника» полностью игнорирует тектонические события, происходящие за пределами геосинклиналей — на древних и молодых платформах. Для нее платформы, как и на заре эпохи контракционной гипотезы, стали снова мертвыми глыбами, которые могут только раздвигаться и сдвигаться, но не имеют никакой собственной эндогенной жизни. Поэтому сторонники «новой глобальной тектоники» с удивлением останавливаются, например, перед колебательными движениями, происходящими на платформах, и сохраняют полное молчание относительно проявлений складчатости на них.

Но и применительно к геосинклиналям данная концепция никак не может рассматриваться в качестве приемлемой. Прежде всего она полностью игнорирует существенное химическое различие между породами океанического дна и геосинклинальными офиолитами. Едва ли можно понять, каким образом очень бедная калием океаническая литосфера при своем плавлении выделяет вещество гранитогнейсового слоя, столь богатого калием.

Отметим также чрезвычайную схематичность новых представлений о тектонических процессах в геосинклиналях, которые рассматриваются так же, как и во времена Дэна: прогиб на краю материка, который заполняется осадками и расплющивается давлением со стороны океана. Как будто за прошедшие сто лет никакого прогресса в нашем понимании геосинклиналей не было; как будто мы ничего не узнали о сложном внутреннем расчленении геосинклиналей, о последовательности развития в них колебательных движений, о типах складчатости...

Перейдем теперь к некоторым более специальным возражениям.

Поскольку срединные хребты имеются во всех океанах, всюду являясь осями растекания литосферы, нам следует посмотреть, каким

образом процессы одновременно идущего в разных океанах растекания могут быть увязаны между собой. Легко понять, что увязать их можно, только допустив, что срединно-океанические хребты сами одновременно с растеканием смещаются. Действительно, если допустить, например, что Африка и Евразия находятся на месте, а Северная и Южная Америка, с одной стороны, и Австралия — другой, отодвигаются от них соответственно на запад и восток, то для сохранения симметрии растекания необходимо, чтобы перемещались одновременно и Срединно-Атлантический и Срединно-Индийский хребты, оставаясь все время на половине расстояния между материками. При этом их скорость перемещения должна быть равна точно половине скоростей, с которыми движутся Америка и Австралия. Если же считать неподвижной ось Срединно-Атлантического хребта, то Срединно-Индийский хребет должен «убегать» вперед от движущейся к востоку Африки с такой скоростью, чтобы всегда находиться посредине между этой последней и еще быстрее «убегающей» в том же восточном направлении Австралией. В этом случае скорость смещения Срединно-Индийского хребта должна равняться полусумме скоростей движений Африки и Австралии. При смещении форма срединных хребтов должна сохраняться.

Одновременно с этими движениями Африкано-Антарктический и Австрало-Антарктический хребты должны смещаться к югу, следуя за уходящей с большей скоростью к югу Антарктидой. Однако положение с Антарктидой весьма загадочно, так как она почти полностью окружена срединным хребтом и куда-либо смещаться ей как будто невозможно.

К этим уже достаточно сложным перемещениям добавляется еще движение Индостана с юга на север, из области современной центральной области Индийского океана к южной окраине Азиатского материка. Африка также должна испытывать дополнительные движения: отодвигаться от Европы, открывая место для Средиземноморской геосинклинали, придвигаться к ней несколько позже, чтобы вызвать в той же геосинклинали складкообразование, и поворачиваться по часовой стрелке, чтобы образовался грабен Красного моря.

Все это очень странно. Основная предпосылка концепции заключается в том, что положение и движение литосферных пластин диктуется положением осей растекания. Оси являются причиной, поведение пластин — следствием. Оси находятся там, где из мантии поднимается расплавленный материал. Конечно, можно допустить, что почему-то место подъема мантийного материала меняется. Но указанное согласие между скоростью этого смещения и скоростью движения литосферных пластин приводит неизбежно к тому, что причина и следствие меняются местами: положение оси растекания становится зависимым от движения пластин. Попав в порочный круг (движение литосферных пластин зависит от положения осей растекания, а положение последних зависит от движения пластин), мы становимся свидетелями краха внутренней логики данной концепции.

И конечно, едва ли есть возможность понять, каким образом движение Индостана в меридиональном направлении с юга на север сочетается с тем течением литосферной пластины от Срединно-Индийского хребта к востоку, которое уносит с собой Австралию.

Суммируя эти последние замечания, можно сказать, что даже с геометрической точки зрения предполагаемые «новой глобальной тектоникой» перемещения, простые, пока они рассматриваются для одного района растекания, становятся не только запутанными, но и противо-

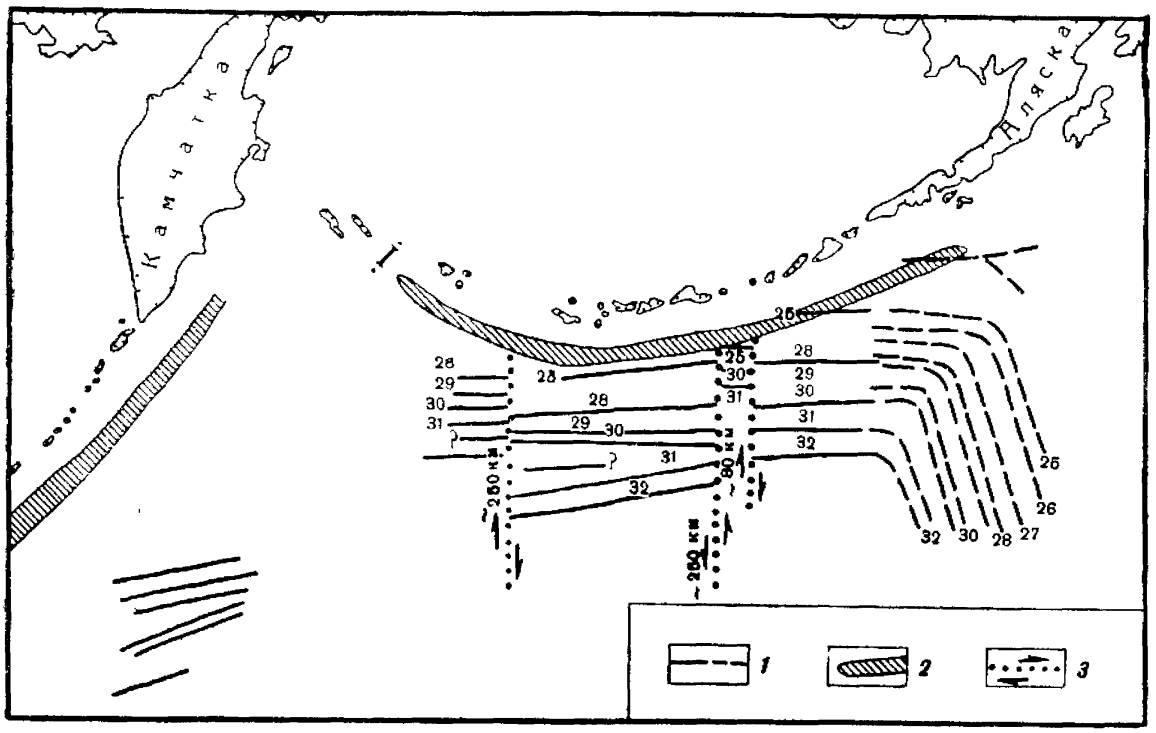


Рис. 128. Простирание магнитных аномалий в северо-восточной части Тихого океана (по Д. Хейсу и Дж. Хейртцлеру):

1 — оси положительных аномалий; *2* — глубоководный желоб; *3* — поперечные смещения аномалий. Цифры — номера аномалий по принятой в подобных построениях шкале

речивыми и просто невероятными при попытке представить их одновременное развитие в двух или более районах растекания.

На рис. 109 было показано распределение осадков разного возраста в основании осадочной толщи для северной половины Тихого океана. Наиболее древние осадочные слои сосредоточены на сравнительно небольшой площади близ Марианских и Маршалловых островов. Эта площадь с севера и востока окаймляется последовательно сменяющими друг друга все более молодыми породами. Если такое размещение осадков соответствует, как это сейчас утверждается, размещению полос океанического дна разного возраста и если это размещение — результат растекания дна, то материал с периметра огромной протяженности должен был каким-то образом без заметных деформаций собраться на малой площади. Это, очевидно, механически невозможно.

Хотя согласно данной концепции все глубоководные желоба должны поглощать океаническую литосферу, Алеутский глубоководный желоб явно этих функций не выполняет. Расположение магнитных аномалий около него — обратное тому, которое требуется «новой глобальной тектонике»: с приближением к желобу аномалии, по утверждению самих авторов концепции, становятся не древнее, а моложе (рис. 128). Этому предлагается объяснение, что в свое время срединный хребет, постепенно смещаясь к северу, проскользнул под Алеутским желобом, который при этом продолжал существовать. Следовательно, или возрастная идентификация магнитных аномалий неверна, или природа глубоководных желобов не та, которая им приписывается.

Существует множество более частных возражений против построений «новой глобальной тектоники». Одно из них, например, указывает, что расстояния между полосами магнитных аномалий в большинстве

случаев не пропорциональны длительности геомагнитных эпох. Если продолжительность эпохи Брюнес мы будем считать за единицу, то длительности трех эпох (Брюнес, Матуяма, Гаусс), абсолютная продолжительность которых известна, относятся друг к другу как 1,0 : 2,4 : 1,6. Но, например, на хр. Рейкьянес (северная часть Срединно-Атлантического хребта) расстояния между наиболее близкими к оси хребта аномалиями относятся друг к другу как 1,0 : 0,5 : 0,4. Не меньшие нарушения пропорциональности наблюдаются на Восточно-Тихоокеанском хребте. Эти нарушения, очевидно, могут быть объяснены с точки зрения данной концепции значительными изменениями скорости растекания на протяжении последних трех миллионов лет. Но если пропорциональность нарушена в большинстве наблюдаемых случаев, то, очевидно, теряются фактические основы для того, чтобы считать линейные аномалии «окаменевшей шкалой времени», а также и для экстраполяции этой шкалы в глубь геологической истории.

Кстати, прослеживание подводных магнитных аномалий Срединно-Атлантического хребта на сушу — в Исландию — сразу обнаруживает ошибочность определения возраста аномалий (рис. 129). Помимо осевой аномалии хр. Рейкьянес на суше прослеживается продолжение и двух других крупных аномалий, находящихся на расстоянии 80 км от оси хребта. Одна из них продолжается в центральном грабене Исландии, другая — на п-ове Снайфедльснес. По «окаменевшей геомагнитной шкале времени» возраст этих двух аномалий 8 млн. лет. В действительности же на суше те же аномалии отвечают проявлениям плейстоценового и голоценового вулканизма, имеющего значительно более молодой возраст.

Магнитные измерения приборами, опущенными близко ко дну, показали, что полосы, видимые с поверхности океана, на самом деле состоят из многих разобщенных овалов, соединять которые между собой можно самым различным образом. Поэтому правильная выдержанность полос аномалий может быть поставлена под сомнение. Далеко не всегда наблюдается и требуемая концепцией симметричность магнитных аномалий по обе стороны от оси хребта.

Едва ли есть необходимость останавливаться на других возражениях. Сказанного, как нам кажется, достаточно, чтобы отнестись отрицательно ко всей системе представлений «новой глобальной тектоники». Эта система представляет собой преждевременное обобщение весьма пока еще недостаточных данных о строении океанического дна, основанное на такой схематизации явлений, которая приводит не к упрощению, а к полному их искажению.

Поэтому вполне понятно, что попытки применения этой концепции к объяснению конкретных структурных ситуаций не в глобальном, а локальном масштабе приводят ко все более сложным схемам. В этих схемах предполагается, что то там, то здесь появляются местные оси растекания; они перемещаются, отмирают и появляются вновь; скорость растекания многократно меняется, и часто оно полностью останавливается; литосферные пластины дробятся на все большее число второстепенных и третьестепенных пластин. Все такие схемы характеризуются полным отсутствием в них логики и каких-либо закономерностей. Создается впечатление, что были придуманы некоторые правила игры, и задача состоит в том, чтобы к этим правилам во что бы то ни стало приспособить действительность.

Но идеи «новой глобальной тектоники» получили в наши годы широкое распространение.

Как же это произошло?

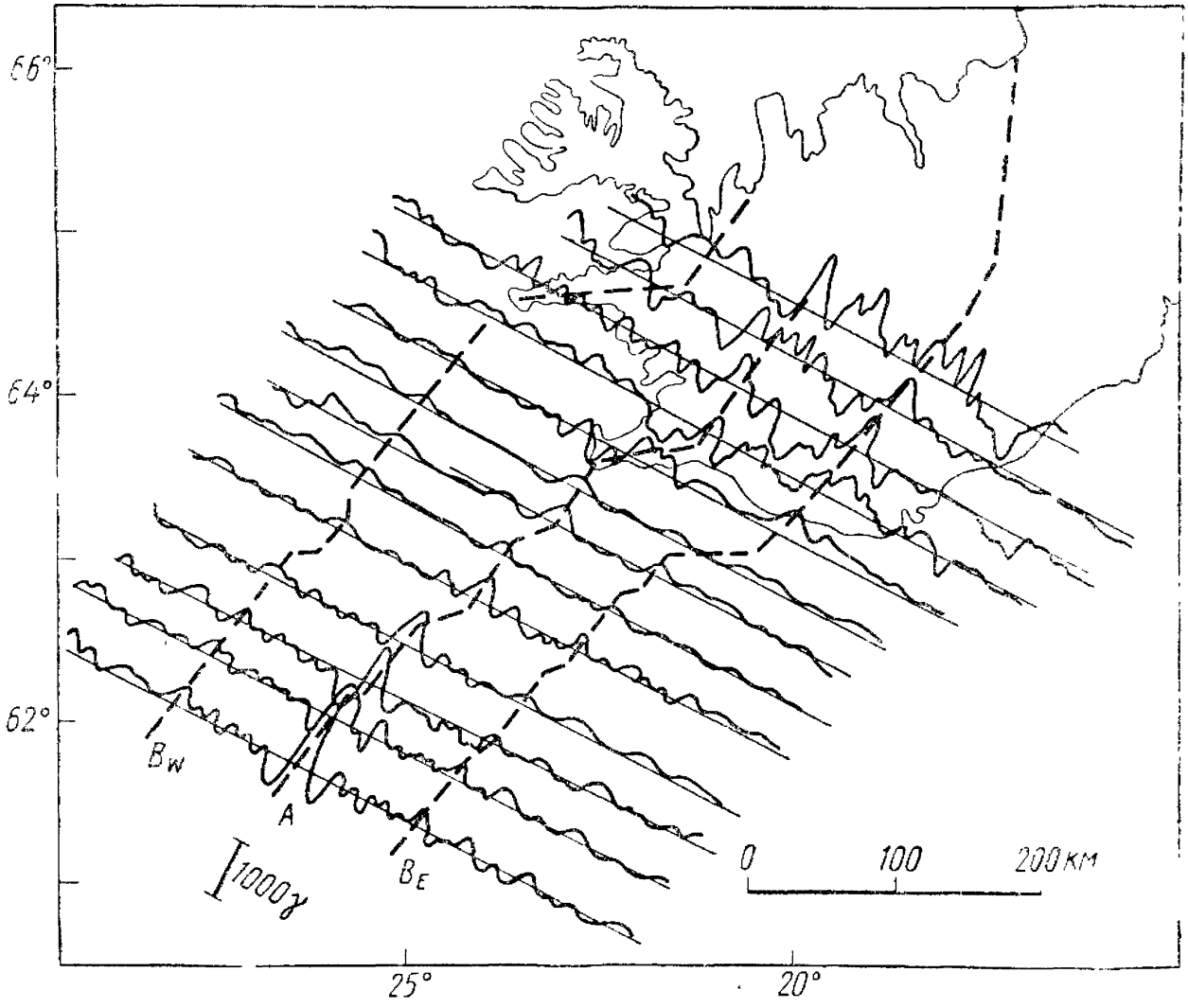


Рис. 129. Продолжение магнитных аномалий Срединно-Атлантического хребта на суше в Исландии (по Трауети Эйнарссону). Пунктир — наиболее интенсивные аномалии. По шкале «растекания океанического дна» аномалии B_W и B_E должны иметь возраст 8 млн. лет, однако на суше они продолжаются вдоль полос наиболее молодых (голоценовых и плейстоценовых) вулканов

Новый, свободный от застарелых предрассудков подход «новой глобальной тектоники» к проблемам строения и развития Земли, очевидно, не должен был означать, что все накопленное предыдущими исследованиями «континентальных» геологов следовало игнорировать. Между тем новые исследователи, пришедшие в науки о Земле из других областей, создав свою геологию океанов и не успев доказать ее правильность, хотели бы видеть соответственно переиначенной и континентальную геологию.

Знаменательно, что в этом процессе переоценки ценностей и опорочивания тех результатов, которые поколения геологов считали крупнейшими своими достижениями, активное участие приняли и сами «континентальные» геологи. Возникает вопрос, чего здесь больше: обоснованной убежденности в том, что такая «чистка» старых понятий и представлений действительно необходима, или гипнотического влияния математических знаков и безжалостной, основанной на простом контрасте между «да» и «нет» машинной логики новых «пришельцев». Автор полагает, что ответ ясен из предыдущего критического обзора. Но с сожалением можно констатировать, что геологи, воспитанные на геологической съемке в материковых условиях, оказались мало подготовленными к наступлению новых сил и были не в состоянии отстаивать с должной

уверенностью те свои представления, которые еще совсем недавно считали бесспорными.

Все это состояние, характерное для переживаемого сейчас времени, часто называют «революцией в науках о Земле». Если революцией считать вовлечение в нашу науку огромного нового материала, освещающего строение глубоких недр Земли и океанического дна, объединение различных наук о Земле в целях решения общих задач, а также использование новых методов решения этих задач, и прежде всего количественных, то с таким определением современного положения в геотектонике можно согласиться. Но едва ли следует называть революцией настойчивое внедрение идей «новой глобальной тектоники» в их конкретном современном выражении.

Конечно, нельзя не согласиться, что в самой прямолинейной логике новой концепции содержится определенная подкупающая с первого взгляда красота. Нельзя не признать также, что «новая глобальная тектоника» привлекла наше внимание к кругу новых вопросов, изучение которых будет продолжаться независимо от того, какие теоретические представления будут господствовать. Импонирует также претензия на общность этой новой системы взглядов, на ту общность, которой уже давно, со времени крушения контракционной гипотезы, были лишены геологические теории.

Но при внимательной проверке красота оказывается ложной красивостью, а претензии — необоснованными...

Глава 26

ПОИСКИ СИНТЕЗА

Какое же обобщение можно было бы предложить взамен не выдерживающей, как нам кажется, критики «новой глобальной тектоники»? Автор должен признаться, что он не имеет в своем распоряжении готовой обобщающей геономической теории и в отличие от последователей «новой глобальной тектоники» не претендует на то, что в состоянии объяснить все происходящее в недрах Земли. Больше того, он убежден в том, что выдвинуть сейчас не только исчерпывающую, но и сколько-нибудь широко охватывающую эндогенные процессы теорию просто невозможно. Причина этого — в огромных провалах в нашем знании о земных недрах. Ряд самых существенных сторон строения глубин Земли и происходящих в них процессах нам пока совершенно неизвестен.

При этом положение в последние годы не улучшилось, а ухудшилось, как это ни странно, именно благодаря огромным успехам в изучении глубоких слоев Земли, а также дна океанов. Узнав много нового, мы уже не можем более удовлетворяться простыми глобальными схемами, будь то схемы общего сжатия Земли или ее пульсаций, или «новой глобальной тектоники». Успехи в изучении недр показали чрезвычайную сложность глубинных процессов и большую неоднородность глубинного строения. Вместе с тем они убедили нас в планетарной общности этих процессов. Отдельные участки тектоносферы развиваются по-разному, но в то же время индивидуальное развитие отдельных зон подчиняется общепланетарному эндогенному ритму. Для того чтобы разрешить это противоречие между индивидуальным и общим, у нас не хватает данных.

Но все же можно попытаться на основе того, что уже известно, выяснить наиболее вероятные связи между различными эндогенными

процессами и таким образом наметить хотя бы контуры гипотетического глубинного механизма, их вызывающего и определяющего основные закономерности их развития. Такая гипотетическая схема если и не объяснит всего, все же сможет помочь в выборе направлений дальнейших исследований.

ОБЩАЯ СХЕМА ГЛУБИННЫХ ПРОЦЕССОВ

Суммируя все, что было изложено в предыдущих главах об основных особенностях строения материков и океанов, можно, как нам кажется, сформулировать следующие предположения о причинах и условиях развития тектоносферы Земли.

В основе развития земного шара лежит дифференциация вещества. Исходное вещество находится в нижней мантии. Отсюда тяжелые составные части опускаются, образуя ядро Земли, а легкие—поднимаются, и ими в конце концов образованы верхняя мантия и кора.

На ранних стадиях развития Земли распределение вещества и термодинамических условий в недрах оказалось благоприятным для образования на некоторой глубине в верхней мантии слоя частичного плавления — астеносферы. Частичное плавление с выделением базальта явилось важным этапом эволюции вещества на пути его к поверхности. Состав океанической коры показывает, что последняя может образоваться как результат прямого выплавления материала из астеносферы. Образование материковой коры связано с более сложным физико-химическим процессом, в котором принимают участие как образование соединений с разной степенью подвижности, так и кислотное выщелачивание.

Поскольку плотность верхних слоев астеносферы ниже средней плотности литосферы, между астеносферой и литосферой возникает инверсия плотностей и соответствующая механическая неустойчивость. Степень последней зависит от температуры в астеносфере и от размера частичного плавления. Вместе с понижением средней плотности частичное плавление ведет к уменьшению вязкости материала астеносферы.

Астеносфера — это тот уровень, на котором останавливается вещество, поднявшееся из нижней мантии. Всплывание этого вещества является основным средством выноса тепла из более нагретых глубоких областей в верхнюю мантию. Там, куда поступает в астеносферу очередная порция глубинного вещества, в астеносфере происходит повышение температуры. Это и является механизмом «возбуждения» астеносферы, в результате которого усиливается плавление в ней, понижается ее вязкость и снижается плотность, что обостряет инверсию плотностей между астеносферой и литосферой, усиливает механическую неустойчивость на их границе и создает обстановку для астеносферного диапиризма.

Импульсивность эндогенных процессов, непосредственно связанных с верхней мантией, имеет свою причину в том, что подъем вещества из нижней мантии происходит не непрерывно, а прерывисто, отдельными порциями. После возбуждения наступает успокоение в результате остывания астеносферы. Каждое очередное возбуждение создает условия для усиления астеносферного диапиризма и, следовательно, для повышения скорости, амплитуды и контрастности глыбово-волновых колебательных движений, а также для усиления выделения мантийных

магм. В периоды охлаждения астеносферы все эти процессы ослабевают.

Но тепловое возбуждение в коре, выраженное в геосинклиналях в форме регионального метаморфизма и гранитизации, происходит с опозданием по отношению к возмущению в астеносфере и совпадает со временем, когда в последней наступает уже успокоение. Поэтому региональный метаморфизм, гранитизация и наиболее сильные пластические деформации в коре происходят на фоне ослабления контрастов глыбово-волновых колебательных движений и затухания мантийного магматизма. Периодические возбуждения и успокоения астеносферы ответственны также за ритм общих колебательных движений как в геосинклиналях и орогенных зонах, так и на платформах.

Конкретные эндогенные режимы, однако, определяются не только состоянием астеносферы, но и ее взаимодействием с литосферой. В зависимости от свойств последней и ее реакции на воздействие со стороны астеносферы устанавливается тот или иной режим. Условия их возникновения рассматриваются ниже.

Переход от пермобильной стадии к неустойчивой протогеосинклинальной и затем к устойчивой геосинклинально-платформенной означает, что возбуждение астеносферы сперва было распределено почти равномерно по всей площади материков, а затем шел процесс все большей его пространственной локализации, сначала неустойчивой, а затем устойчивой. С прогрессирующей локализацией процессов возбуждения астеносферы связано сокращение площадей, занятых активными режимами — геосинклинальными и орогенными, и увеличение площадей спокойных — платформенных — режимов.

На этом фоне усиливающейся локализации зон возбуждения астеносферы как местные и временные отклонения от общей направленности эволюции литосферы происходят явления тектонической и магматической «активизации» платформенных режимов.

С течением геологической истории возрастает роль глубинных разломов (взрезов) в строении коры.

Понять, в свете имеющихся сейчас данных, происхождение и эволюцию литосферы океанов и глубоких морей можно, только допустив существование процесса образования океанической литосферы на месте ранее существовавшей континентальной литосферы и при этом без дрейфа и раздвижения последней. Речь идет о процессе, получившем название «базификации», или «океанизации», континентальной литосферы. Во всяком случае без представления о таком процессе невозможно объяснить образование таких морей, как Средиземное, Мексиканский залив или краевые моря западной части Тихого океана. Во всех этих морях предыдущая континентальная стадия совершенно очевидна. Но, опровергая идеи дрейфа материков, мы неминуемо должны допустить тот же процесс базификации литосферы и в океанах, поскольку есть признаки былого существования на их месте участков суши.

Однако пока не известна раннемезозойская и вся предыдущая история океанов, невозможно сказать, когда и в каком объеме эти процессы базификации происходили на месте современных океанов, были ли они глобальными или же разделение литосферы на материковую и океаническую отражает какие-то «первичные» или очень древние неоднородности в составе и развитии глубоких недр Земли.

Однако и в течение мезокайнозоя происходило углубление океанов. Такое углубление с сохранением изостазии невозможно без утяжеления литосферы путем ее базификации. Можно связать основной акт бази-

фикации и формирования океанических впадин с огромной вспышкой вулканизма в конце палеозоя и начале мезозоя, приведшей к образованию третьего и второго слоев океанической коры. Поскольку вулканизм охватил сначала всю площадь океанов, а затем концентрировался во все более узкой полосе вдоль гребня срединных хребтов, естественно предполагать, что срединные хребты являются зонами наиболее длительного развития процесса базификации, которая в них, возможно, продолжается до сих пор.

УСЛОВИЯ РАЗВИТИЯ ЭНДОГЕННЫХ РЕЖИМОВ МАТЕРИКОВ

Режимы, связанные с возбужденным состоянием астеносферы, — это геосинклинальные, орогенные и рифтовый. В основе всех перечисленных режимов лежит астеносферный диапиризм, вызванный обострением инверсии плотностей на границе астеносферы и литосферы. В верхней части астеносферы скапливается выплавленный из нее базальт с сохранившимися внутри него отдельными массивами исходных ультраосновных пород. Этим материалом — базальтом с включениями перидотитов — слагаются возникающие на поверхности астеносферы выступы — диапиры. Помимо диапиров, сохраняющих свою связь с астеносферой, образуются и полностью отделившиеся от астеносферы и самостоятельно всплывающие бескорневые «астенолиты».

Поскольку диапиры образуются под литосферой, их форма и размещение в значительной степи зависят от механических свойств литосферы, от ее способности двигаться вверх и вниз, подчиняясь движениям кровли астеносферы. Там, где литосфера разделена параллельными глубинными разломами на длинные глыбы, диапиры принимают форму таких же параллельных гребней, разделенных впадинами в кровле астеносферы. Удлиненную форму принимают и астенолиты.

При сильно возбужденном состоянии астеносферы, когда механическая неустойчивость в ее кровле оказывается обостренной, создается обстановка, способствующая значительным амплитудам, скорости и контрастности вертикальных движений в материале астеносферы. Это условия, при которых возникают эвгеосинклинальный и орогенный режимы.

Какой именно из них образуется, зависит от характера проницаемости литосферы. Если литосфера имеет рассеянную проницаемость, всплывающий в диапирах и астенолитах базальт внедряется в литосферу и пронизывает ее по густой сети каналов. Частично он изливается на поверхность. Вместе с базальтом в литосферу внедряется и захваченная его потоком ультраосновная магма, которая, достигнув коры, серпентинизируется и образует пластичные протрузии.

Проникая внутрь литосферы, магма застывает, и по мере того, как объем застывшей основной и ультраосновной магмы возрастает, литосфера все более базифицируется и становится все более тяжелой. Степень базификации в разных местах различна. Она больше над теми местами, откуда всплывают с кровли астеносферы диапиры и астенолиты. Поэтому именно под такими местами полосы литосферы утяжеляются максимально и тут на поверхности образуются зоны опускания, тогда как над пространствами, разделяющими диапиры, возникают зоны относительно приподнятого положения литосферы. Благодаря такому механизму вертикальные движения литосферы зеркально отражают

движения материала в кровле астеносферы. При этом в целом опускания преобладают над поднятиями.

Так возникает на поверхности эвгеосинклинальный режим в его офиолитовой стадии, характеризуемой контрастными глыбово-волновыми колебательными движениями при общем преобладании опусканий, а также сильным рассеянным эффузивным и интрузивным основным и ультраосновным магматизмом, особенно интенсивным в зонах опускания — интрагеосинклиналях.

Базификация, выраженная в образовании в коре многочисленных как пластовых, так и секущих основных и ультраосновных интрузий, ведет к изменению физических свойств коры, приближая их к свойствам океанической коры. Только в этом, чисто физическом, но отнюдь не геохимическом смысле, можно сравнивать эвгеосинклинальную кору с океанической.

Наши представления об офиолитовой стадии эвгеосинклинального режима иллюстрируются рис. 130, I и VI.

Переход от офиолитовой стадии к инверсионной совпадает с эпохой остывания астеносферы и ослабления астеносферного диапиризма. Контрастность вертикальных движений в ее кровле уменьшается. Внутри астеносферы часть ранее расплавленного базальта кристаллизуется, и это, по изложенной выше схеме Б. Г. Лутца, ведет к освобождению и подъему растворов, которые после ряда физико-химических реакций проникают в кору, приносят в нее тепло и оказываются причиной регионального метаморфизма и гранитизации.

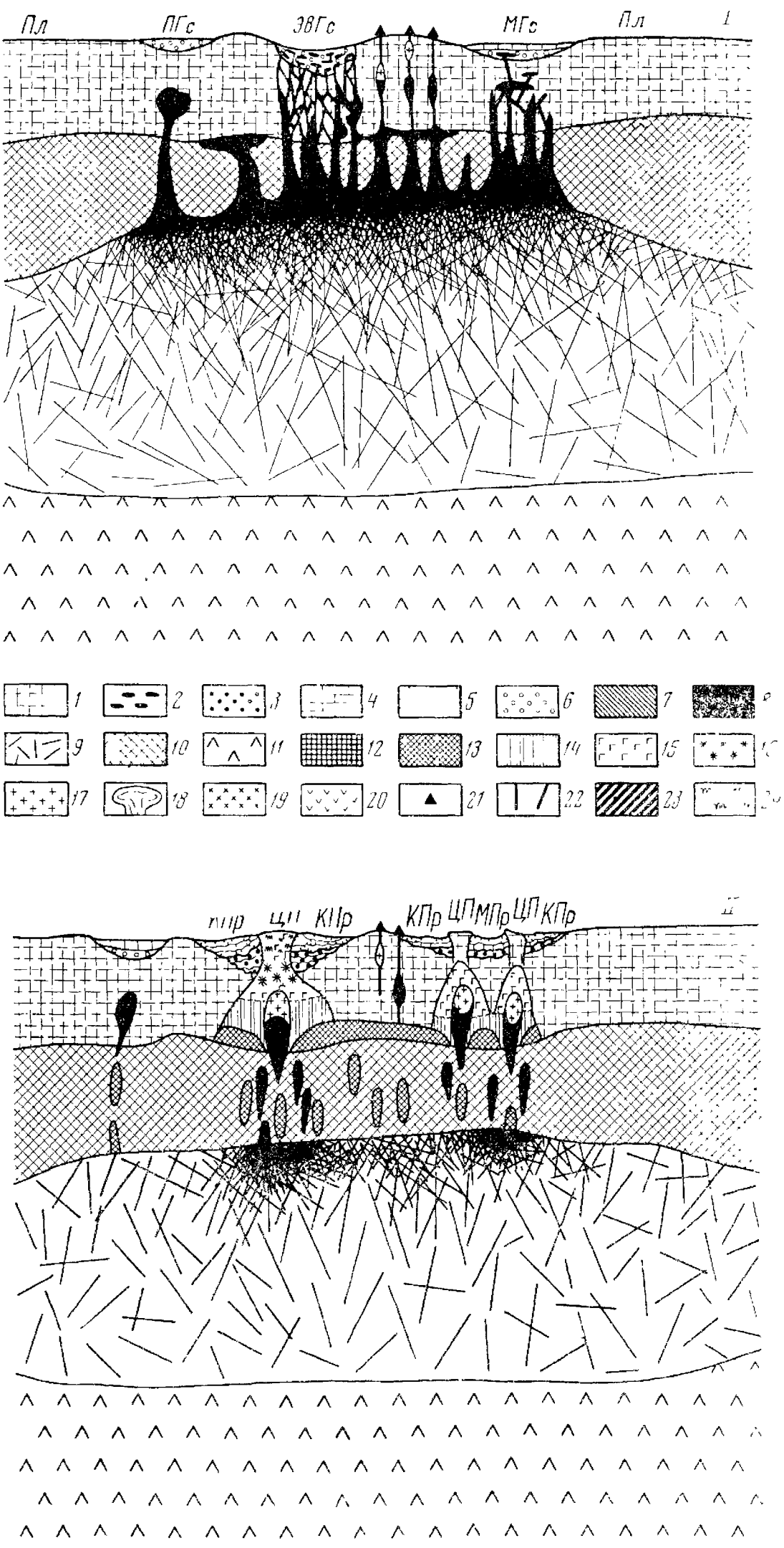
Перекристаллизация материала коры ведет к закрытию существовавших ранее в ней каналов и к образованию кристаллического панциря. Характер проницаемости резко меняется: из рассеянной проницаемость становится сосредоточенной, приуроченной лишь к отдельным разломам, расположенным преимущественно на границах между зонами поднятий и опусканий. Одновременно ликвидируется рассеянная проницаемость и во всей литосфере, так как прекращение сквозной циркуляции магмы через нее ведет к быстрому закрытию существовавших ранее каналов. Этому же способствует уменьшение объема выплавляемого в астеносфере базальта.

Изменение характера проницаемости литосферы меняет взаимоотношение между ее движениями и движениями кровли астеносферы. Поскольку мантийные магмы теперь уже не проникают в литосферу, нет более условий для зеркального соотношения между этими движениями. Соотношения становятся прямыми: над астеносферными диапирами литосфера поднимается, в пространствах между ними она опускается.

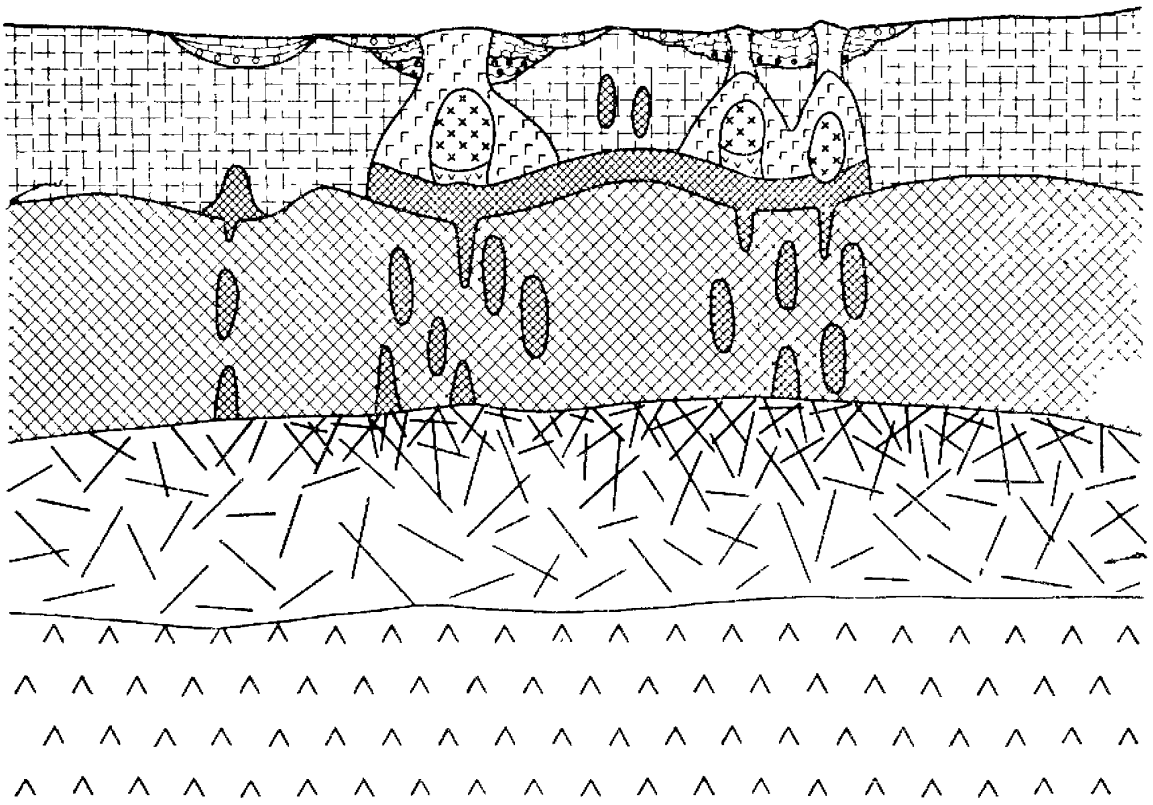
Таков механизм *частной инверсии*. Там, где проникновение в литосферу больших объемов мантийных магм вызывало ее опускание, теперь, с прекращением доступа магмы внутрь литосферы, последняя над астеносферным диапиром поднимается, т. е. в интрагеосинклиналях образуются центральные поднятия. Одновременно исчезают условия для преобладания опусканий над поднятиями и временно те и другие уравниваются.

С региональным метаморфизмом и гранитизацией связано образование в коре «глубинных диапиров». Общее прогревание коры поднявшимися из мантии растворами ведет к понижению вязкости горных пород, что является фактором, облегчающим развитие в земной коре сильных складчатых деформаций.

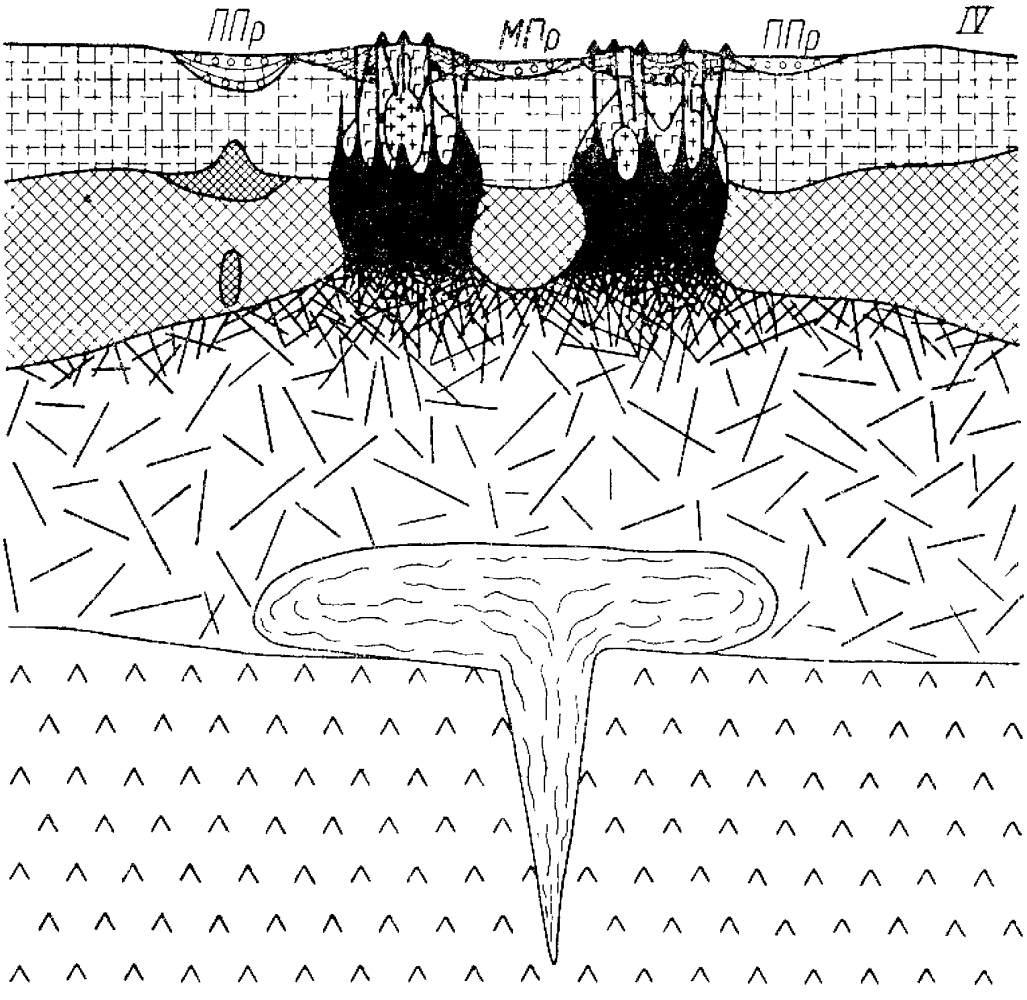
Инверсионная стадия эвгеосинклинального режима изображена на рис. 130, II, III, VII.


Пл
ПГс
ЭВГс
МГс
Пл
I
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
23
24
КПр
ЦП
КПр
КПр
ЦПМПр
ЦП
КПр
II

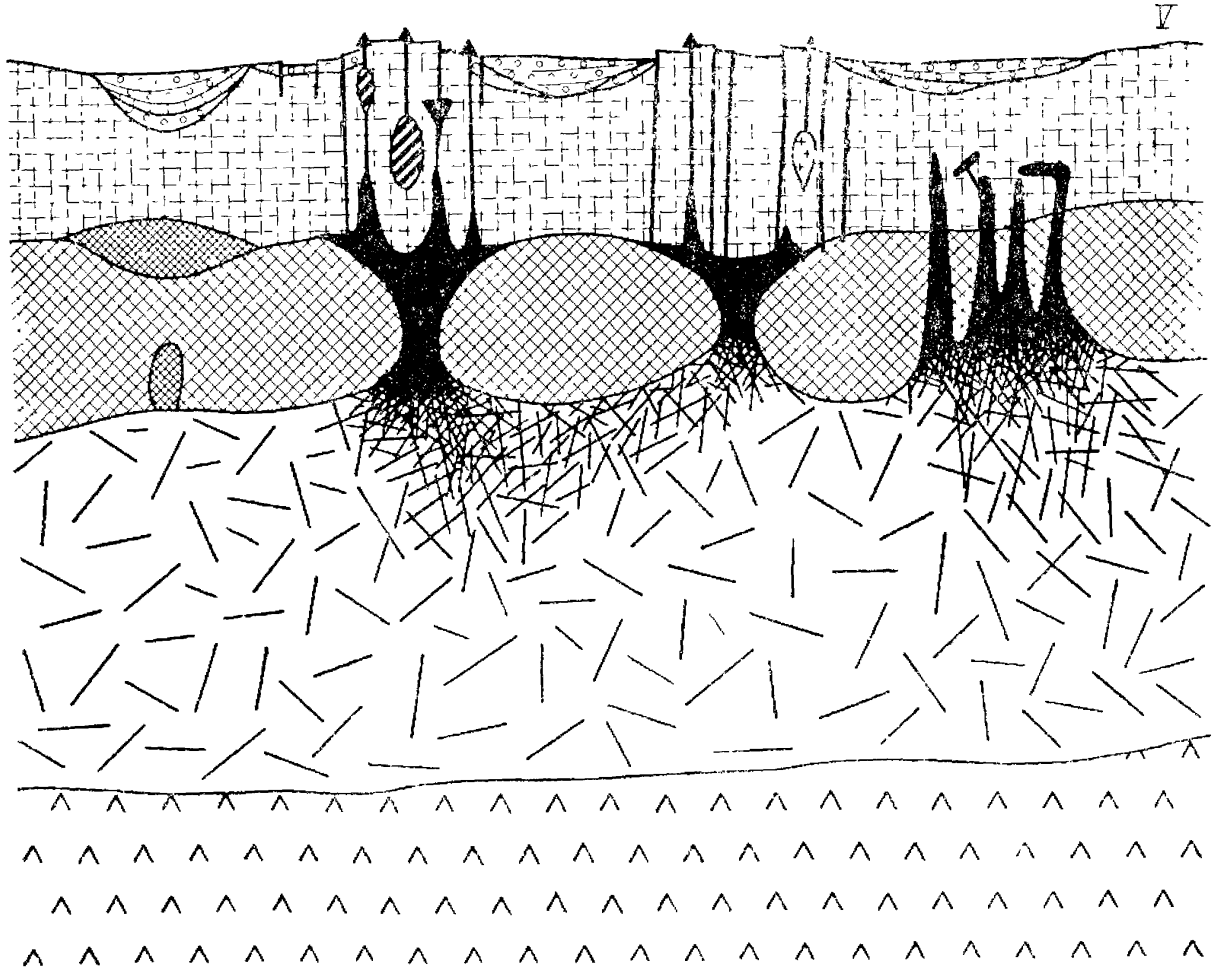
III



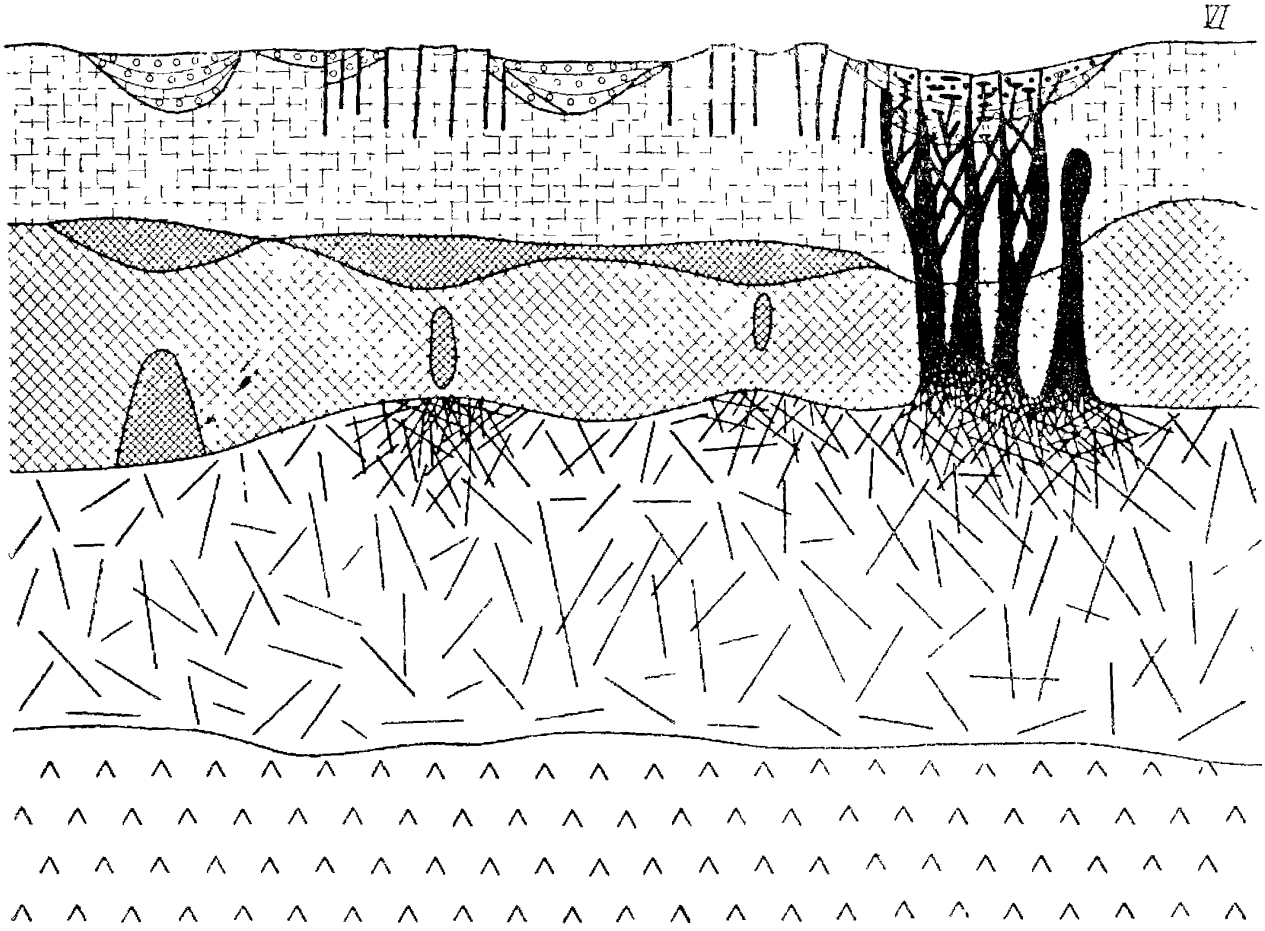
ППр МПр ППр IV



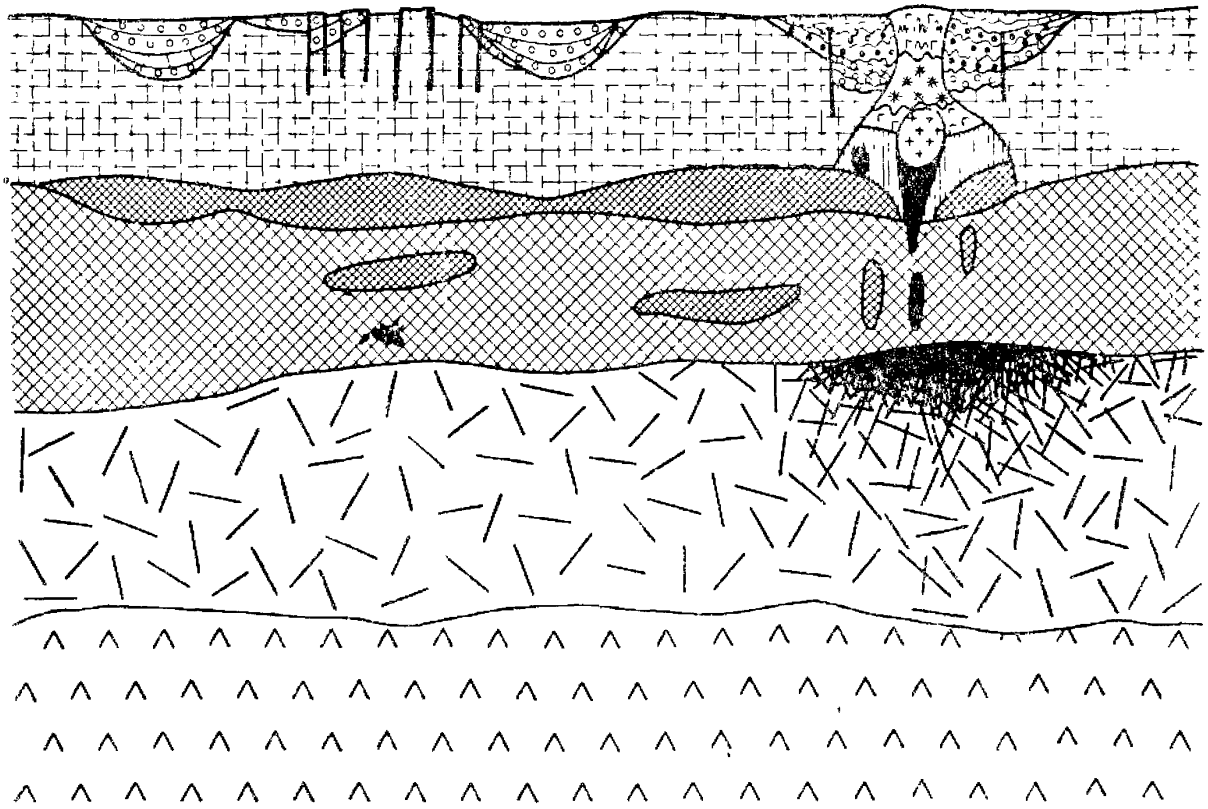
V



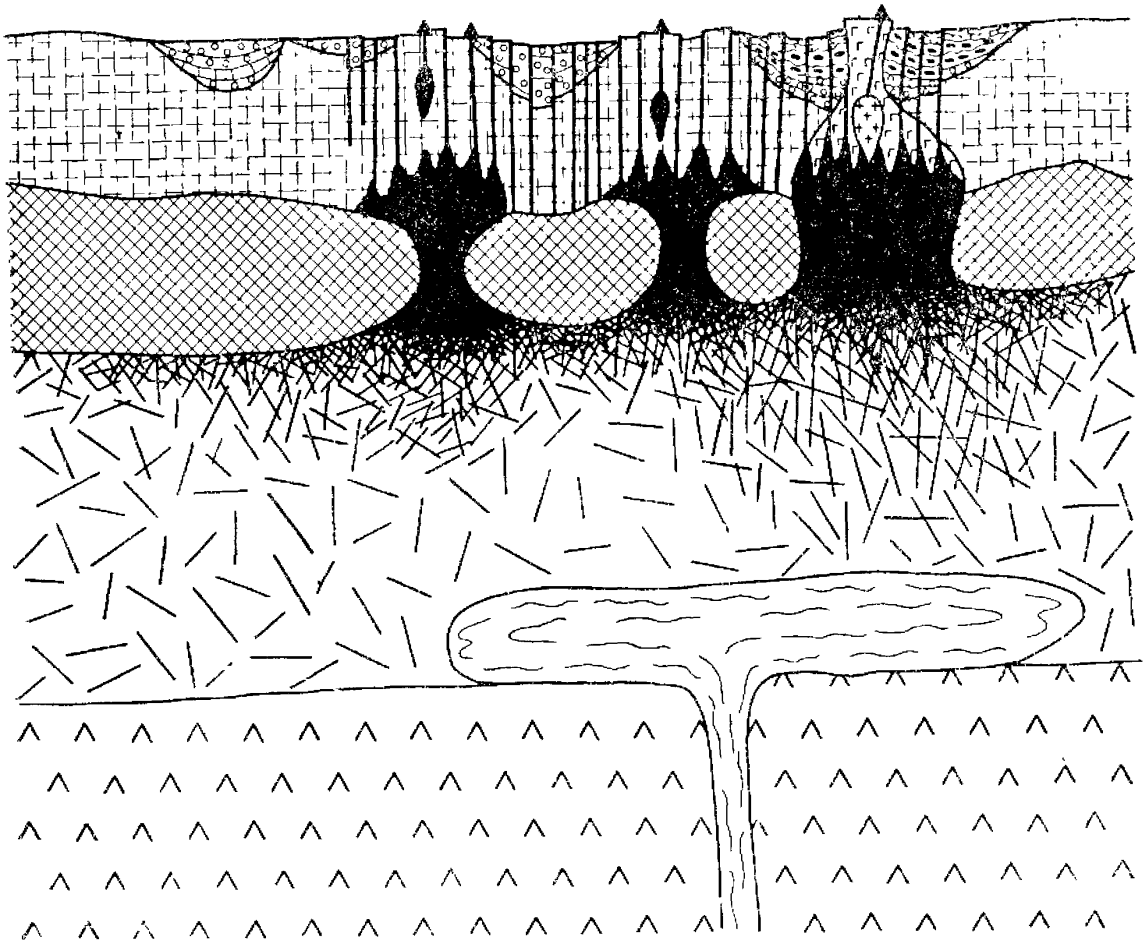
VI



VII



VIII



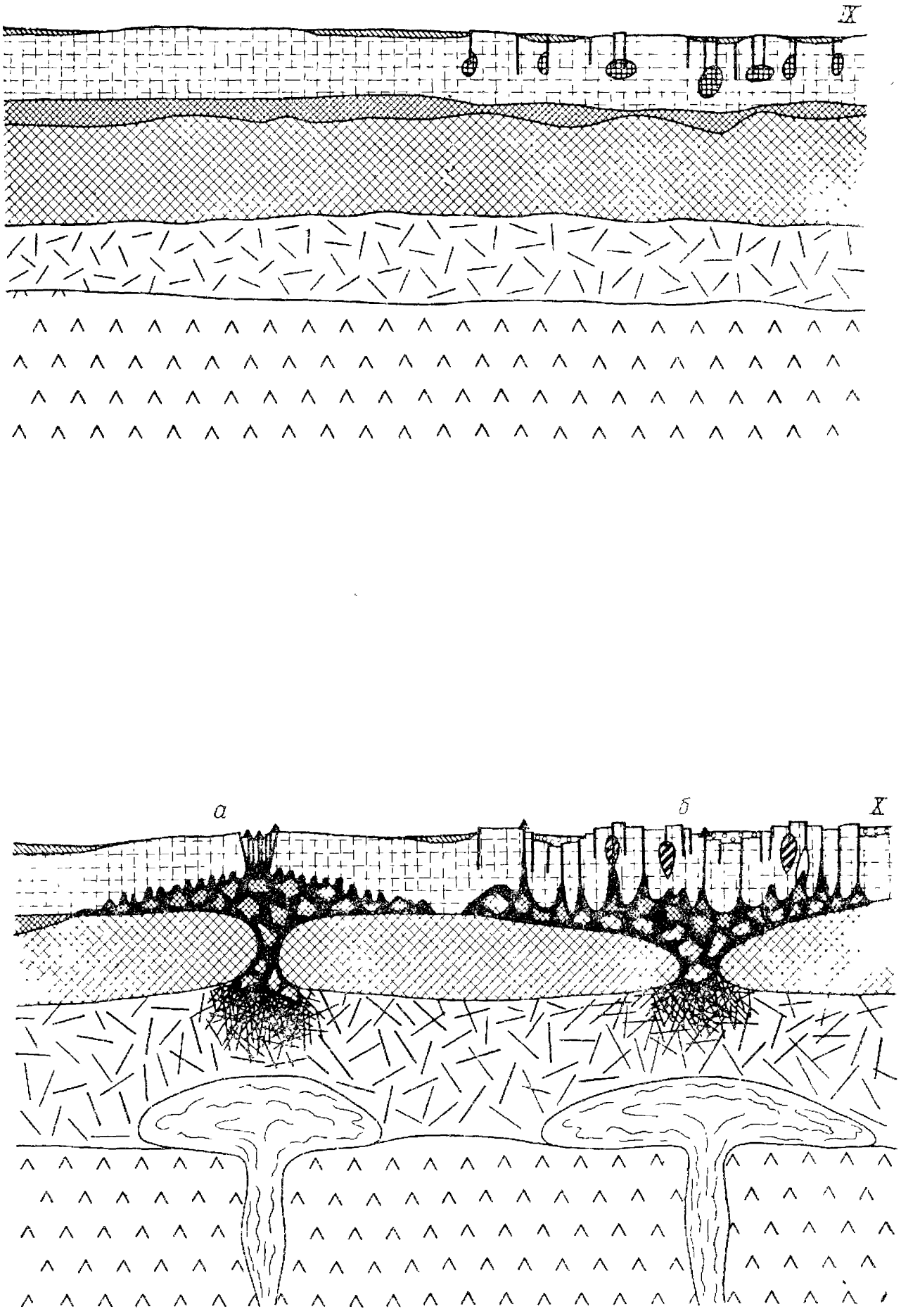


Рис. 130. Гипотетические глубинные профили литосферы для различных эндогенных режимов и стадии их развития.

1 — континентальная кора; *2* — офиолитовая формация; *3* — нижнетерригенная формация; *4* — известняковая формация; *5* — верхнетерригенная формация; *6* — молассовая формация; *7* — платформенный осадочный чехол; *8* — расплавленный базальт; *9* — астеносфера (плотность штрихов соответствует интенсивности выплавления базальта); *10* — субстрат (верхние твердые слои верхней мантии); *11* — слой Голицына; *12* — область увеличения объема в земной коре на платформе;

Рассмотрев условия для развития инверсионной стадии эвгеосинклинального режима, мы тем самым в некоторой мере осветили и обстановку возникновения орогенного режима. Он также возникает в условиях сосредоточенной проницаемости литосферы. Но в отличие от условий инверсионной стадии для орогенного режима необходима, как и для офиолитовой стадии эвгеосинклинального режима, сильно возбужденная астеносфера. Возникающие на поверхности астеносферы высокие диапиры встречают разбитую глубинными разломами на длинные глыбы литосферу, ранее уже перекристаллизованную и поэтому лишенную рассеянной проницаемости, и выталкивают ее вверх, тогда как в пространствах между диапирами глыбы литосферы опускаются. Это снова прямое соотношение между движениями литосферы и астеносферы.

Так как здесь нет условий для утяжеления литосферы, а значительное нагревание астеносферы и усиление процесса частичного плавления в ней ведут к общему увеличению ее объема, то в целом поднятия преобладают над опусканиями (рис. 130, IV, V, VIII, X*б*).

Если возбуждение астеносферы встречает очень прочную и непроницаемую литосферу, какая бывает на платформах, особенно древних, то создаются внешние препятствия для образования над местом усиленного плавления астеносферы многих отдельных диапиров, поскольку земная кора не способна к дробным вертикальным движениям. В этом случае над местом возбуждения астеносферы выплавленный из нее базальт образует широкое пологое скопление, над которым литосфера выгибается в форме пологого свода. На последнем литосфера растягивается вследствие выгибания. Растяжение усиливается под воздействием растекания выступа астеносферы в стороны под литосферой под влиянием силы тяжести. Растяжение приводит к растрескиванию литосферы либо вдоль оси сводового поднятия, либо вдоль ранее ослабленных зон.

Так как для преодоления большого сопротивления прочной коры требуется очень высокое давление, последнее создает в астеносфере особые условия выплавления базальтовых магм: уже на небольшой глубине в обстановке высокого газового давления выплавляются не толеи-

---

13 — эклогиты; *14* — метаморфизм гранулитовой фации, *15* — метаморфизм амфиболитовой фации; *16* — гранитизация; *17* — магма кислого и среднего составов; *18* — глубинный мантийный астенолит; *19* — остаточные очаги магмы кислого и среднего составов; *20* — остаточные очаги магмы основного состава; *21* — вулкан; *22* — тектонический разрыв; *23* — магма щелочного состава; *24* — глубинный диапиризм в коре.

I — платформа (Пл), парагеосинклиналь (ПГс), эвгеосинклиналь в офиолитовой стадии (ЭвГс), миогеосинклиналь (МГс); II — инверсионная стадия (КПр — краевой прогиб, ЦП — центральное поднятие, МПр — межгорный прогиб); III — продолжение развития инверсионной стадии (сглаживание контрастов вертикальных движений); IV — орогенный режим (ППр — передовой прогиб); V — орогенный режим (продолжение) и усиление прогибания на месте передового прогиба (справа); VI — орогенный режим и возникновение эвгеосинклинального режима на месте бывшего передового прогиба (ср. IV и VI); VII — сглаживание контрастов вертикальных движений в зонах орогенного режима и инверсионная стадия в эвгеосинклинали (ср. VI); VIII — орогенный режим во всех зонах; IX — платформенный режим; X — режимы: рифтовый (*а*) и эпиплатформенный орогенный (*б*)

товые, а щелочные базальты. То же высокое давление вызывает весьма агрессивное воздействие магмы на подошву коры, где образуется слой смеси материала мантии с обломками коры.

Все это приводит на поверхности к рифтовому режиму (рис. 130, Xа).

Платформенные режимы отвечают спокойному состоянию астеносферы (рис. 130, IX). Импульсы нагревания астеносферы, сменяемые эпохами остывания, оказываются здесь лишь в форме чередующихся поднятий и опусканий платформы в целом. Непосредственно они вызываются периодическими увеличением и уменьшением объема астеносферы. Увеличение объема и соответствующее поднятие на поверхности происходят в конце эндогенного цикла и удерживаются до начала следующего цикла, после чего до середины цикла развиваются остывание астеносферы, уменьшение ее объема и опускание на поверхности. Инверсия плотностей между астеносферой и литосферой не играет на платформах заметной динамической роли: инверсия минимальна, поскольку астеносфера выражена слабо.

Мы не касаемся здесь проблемы внутреннего расчленения платформ на субгеосинклинали и субгеоантиклинали, так как наша задача сейчас — попытаться наметить условия возникновения основных эндогенных режимов в самой общей форме.

ВЗАИМООТНОШЕНИЕ МЕЖДУ ЭНДОГЕННЫМИ РЕЖИМАМИ МАТЕРИКОВ

Существует привычное представление, что офиолитовая стадия эвгеосинклинального режима приурочена к началу эндогенного цикла, а орогенный режим проявляется в конце цикла. Выше указывалось, что орогенный режим является самостоятельным состоянием недр, не находящимся в обязательной зависимости от предыдущего геосинклинального развития. Больше того, мы уже подчеркивали, что орогенный режим и офиолитовая стадия эвгеосинклинального режима развиваются не в разное время, а одновременно, но только в разных местах.

Действительно, офиолитовая стадия, относящаяся к началу каледонского цикла, обычно развивается в течение кембрия, когда в других местах еще продолжается орогенный режим, завершающий предыдущий байкальский цикл. Поздний силур и ранний девон являются с этой точки зрения временем как окончания каледонского цикла, так и начала герцинского. Наконец, во многих геосинклиналях альпийского цикла эвгеосинклинальный режим начинался в триасе, когда в других областях заканчивался орогенезом герцинский цикл (см. рис. 106).

В действительности такое взаимное внедрение циклов один в другой является кажущимся и представление о нем вызывается простой условностью. На самом деле, обстановки в астеносфере, необходимые для офиолитовой стадии эвгеосинклинального режима и для режима орогенного, одинаковы: для обеих требуется возбужденная, сильно нагретая астеносфера. Такое состояние астеносферы создается с каждым импульсом ее возбуждения и приурочивается каждый раз к границе между двумя циклами. И если в одном месте этот импульс приводит к эвгеосинклинальному режиму, а в другом — к орогенному, то это зависит уже от состояния литосферы — от характера ее проницаемос
В аналогичных глубинных условиях возникает и рифтовый режим, требующий, однако, также особого состояния литосферы

С этой точки зрения смена эвгеосинклинального режима при следующем импульсе возбуждения астеносферы орогенным режимом вполне естественна, поскольку в инверсионную стадию эвгеосинклинального режима в результате регионального метаморфизма и перекристаллизации пород рассеянная проницаемость коры и всей литосферы сменяется проницаемостью сосредоточенной.

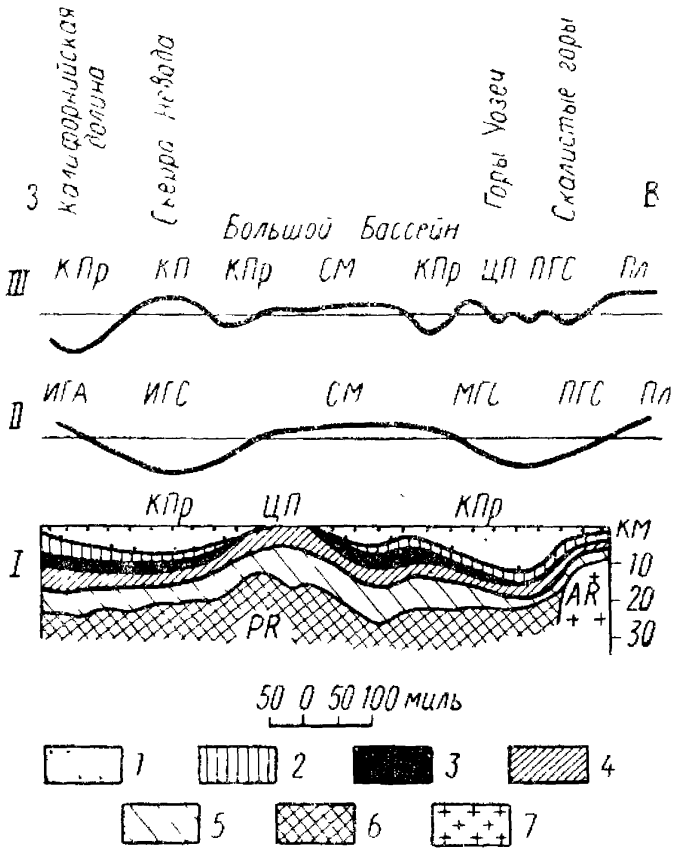


Рис. 131. Схема развития колебательных движений в Кордильерах США в герцинском и мезозойском циклах:
I — палеотектонический схематический профиль через Кордильеры для конца пермского периода (конец герцинского цикла); II — прогибы и поднятия в начале мезозойского цикла; III — прогибы и поднятия в конце мезозойского цикла; *1* — пермь; *2* — карбон; *3* — девон; *4* — силур; *5* — кембрий; *6* — протерозой; *7* — архей
ИГС — интрагеосинклиналь; ИГА — интрагеоантиклиналь; ЦП — центральные поднятия; КПр — краевой прогиб, СМ — срединный массив; МГС — миогеосинклиналь; ПГС — парагеосинклиналь; Пл — платформа

Но кристаллический панцирь образуется в геосинклиналях не повсеместно, а преимущественно в центральных поднятиях, тогда как краевые и межгорные прогибы остаются без перекристаллизации и сохраняют свою рассеянную проницаемость. Поэтому если новая геосинклиналь образуется там, где уже находилась геосинклиналь предыдущего цикла, то новые интрагеосинклинали с эвгеосинклинальным режимом должны располагаться именно на месте этих прогибов. Межгорные и краевые прогибы могут «вырастать» в следующем цикле в интрагеосинклинали. Примеры этого можно найти в Кордильерах Северной Америки, Тянь-Шане и других областях (рис. 131).

Для таких прогибов два цикла как бы сливаются в один. Отсюда становятся понятными условия возникновения двойных и более сложных объединенных циклов геосинклинального развития, например палеозойского, как на Урале, или рифейско-палеозойско-мезозойского, как в Канадских Кордильерах. Это случаи, когда механизм, вызывающий региональный метаморфизм и гранитизацию, почему-то в течение первого или даже первых двух из объединенных циклов не «сработал». Тогда, если следующий эндогенный цикл начинается опять с импульса сильного возбуждения астеносферы, развитие геосинклинали становится «сквозным».

Возобновление геосинклинального режима может произойти и там, где образовался кристаллический панцирь, но только после нового интенсивного раздробления литосферы. При этом простирание более поздней геосинклинали и отдельных ее внутренних зон может не совпасть

с простиранием более ранней геосинклинали. Пример такого несовпадения простираний двух развивавшихся друг за другом геосинклиналей был приведен выше (см. рис. 103).

Что касается возможности возникновения геосинклинального или орогенного режима на тех участках, которые уже в течение некоторого времени находятся в платформенном состоянии, то, естественно, тем меньше вероятности для такой «регенерации» активных режимов, чем дольше существовал перед этим платформенный режим и чем прочнее

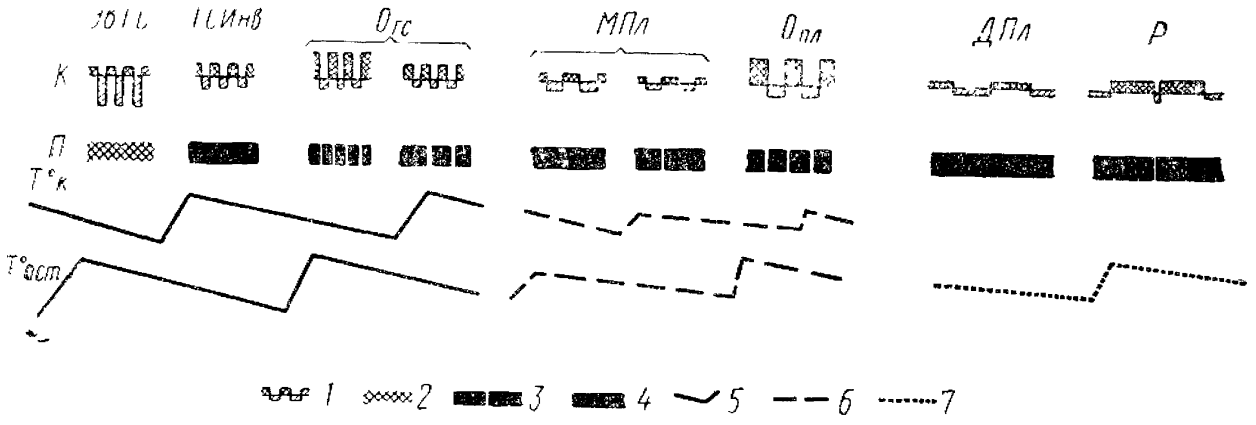


Рис. 132. Принципиальная схема глубинных процессов:
К — контрастность и преобладание восходящих и нисходящих глыбово-волновых колебательных движений; П — проницаемость литосферы; $T^0_к$ — относительные изменения температуры в коре, $T^0_{ост}$ — относительные изменения температуры в астеносфере
1 — соотношение восходящих и нисходящих глыбово-волновых колебательных движений; *2* — рассеянная проницаемость литосферы; *3* — сосредоточенная проницаемость литосферы; *4* — непроницаемая литосфера; *5* — кривые возрастания и падения температуры в астеносфере и коре для офиолитовой и инверсионной стадий эвгеосинклинального режима и эпигеосинклинального орогенного режима; *6* — кривые возрастания и падения температуры в астеносфере и коре для режимов молодой платформы и эпиплатформенного орогенного; *7* — кривая возрастания и падения температуры в астеносфере для режимов древней платформы и рифтового. Режимы: ЭвРс — эвгеосинклинальный (офилитовая стадия); ГсИнв — инверсионная стадия эвгеосинклинального режима; $O_{гс}$ — эпигеосинклинальный орогенный, МПл — молодой платформы; $O_{пл}$ — эпиплатформенный орогенный, ДПл — древней платформы, Р — рифтовый

«залечены» в связи с долгой неподвижностью глубинные разломы. Поэтому «регенерация» более вероятна на молодых платформах, чем на древних. И при этом орогенный режим с его сосредоточенной проницаемостью более вероятен, чем геосинклинальный, для которого необходимо гораздо более интенсивное раздробление литосферы.

Действительно, именно орогенный режим является наиболее распространенной формой эпиплатформенной тектонической активизации, которая к тому же проявляется преимущественно на молодых платформах. На древних же платформах и на тех участках молодых платформ, которые оказались наиболее прочными, возбуждение астеносферы ведет обычно к рифтовому режиму.

На рис. 132 изображена принципиальная схема глубинных процессов, приводящих в сочетании с реакцией литосферы к тем или иным эндогенным режимам на поверхности.

УСЛОВИЯ РАЗДЕЛЕНИЯ ТЕКТОНОСФЕРЫ НА МАТЕРИКОВУЮ И ОКЕАНИЧЕСКУЮ

Более высокая температура океанической тектоносферы в сравнении с материковой может быть следствием меньшей дифференцированности материала, поскольку степень последней определяет большее или меньшее рассеяние радиоактивных элементов по глубине. Но та же более высокая температура может рассматриваться не как следствие, а как причина малой дифференцированности вещества. Следуя взглядам Б. Г. Лутца, мы можем считать, что для выделения из астеносферы гранитизирующих и метаморфизующих растворов необходимо, чтобы на некоторой стадии произошло частичное застывание базальта в астеносфере, т. е. чтобы ее сильно возбужденное состояние сменилось более спокойным. Высокая температура может сделать такое застывание невозможным, и поэтому кора материкового типа выделиться из верхней мантии не может

Рассматривая этот вопрос в общем аспекте, можно заметить, что способность вещества в той или иной степени дифференцироваться зависит от температуры. При данном составе и данном давлении всегда должна существовать температура, наиболее благоприятная для наиболее дробного разделения составных частей вещества по плотности в поле силы тяжести. Это будут преимущественно те температуры, при которых создаются многофазные системы, состоящие из твердых, жидких и газообразных составных частей. В поле силы тяжести такая система легко разделяется на фазы разной плотности. Более низкая температура затрудняет разделение по причине затвердевания вещества и возрастания его вязкости, что делает относительные перемещения частиц либо слишком медленными, либо вовсе невозможными. Но и слишком высокая температура, при которой все составные части оказываются в равной мере расплавленными и смесимыми, также неблагоприятна для разделения. В этом интервале располагаются промежуточные случаи, для которых при каждой температуре равновесной оказывается вполне определенная степень дифференциации вещества.

Из этих рассуждений возникает вопрос: не может ли материковая тектоносфера преобразоваться в океаническую в результате повышения в ней температуры? И не может ли при этом континентальная кора преобразоваться в океаническую как частное проявление того же изменения всей тектоносферы?

Представим себе следующую цепь событий.

В результате особенно высокого подъема температуры в частичное плавление вовлекается значительно больший объем вещества верхней мантии, чем обычно. При этом образуется особенно большой объем жидкого базальта, который, просачиваясь вверх, скапливается в верхних слоях астеносферы, образуя эмульсию с содержанием жидкости не 10—15%, как обычно, а до 50%. Кроме того, в некоторой мере происходит и полное плавление ультраосновного материала мантии.

Все это, во-первых, чрезвычайно обострит инверсию плотностей между астеносферой и литосферой и, во-вторых, приведет к тому, что плотность, меньшая, чем плотность литосферы, распространится в верхней мантии на глубину в несколько сотен километров. Средняя плотность литосферы (т. е. коры и субстрата совместно), вероятно, близка к 3,0 г/см^3. Она может быть и несколько выше, если предположить, что усиленное прогревание вызвало в нижних слоях коры метаморфизм не только гранулитовой, но и эклогитовой фации с полной потерей минералами воды. Расплавленное же вещество верхней мантии должно

иметь плотность 2,7—2,8 г/см³. Эти цифры справедливы для давления в 1 атм. Но сейчас для нас важны не абсолютные значения плотностей, а разность плотностей, которая должна сохраняться и на значительной глубине независимо от давления.

Следовательно, если литосфера рассечена разломами, то в этих условиях она должна будет очень глубоко погружаться в астеносферу отдельными глыбами, тогда как расплавленное вещество астеносферы

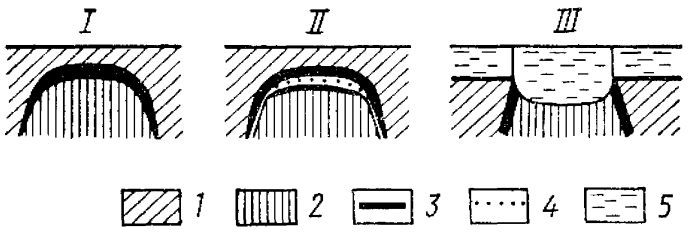


Рис. 133. Образование кальдеры обрушения (по Дж. Ричи): I и II — подземное обрушение; III—поверхностная кальдера; *1* — вмещающие породы; *2* — опускающаяся глыба; *3* и *4* — магма, поднявшаяся из расположенной в глубине магматической камеры; *5* — лава, излившаяся на поверхность

будет подниматься на поверхность. Большое значение должно при этом иметь проникновение мантийных базальтовых расплавов внутрь литосферы, в том числе и коры, не только по вертикальным, но и горизонтальным каналам, в результате чего глыбы литосферы полностью окружаются магмой, обособляются и легко тонут в астеносфере.

В целом этот процесс не отличается от процесса «обрушения кровли интрузии», описанного Р. Дэли, или от механизма образования кольцевых интрузий Шотландии и Северных Аппалачей (рис. 133).

Погрузившиеся в астеносферу глыбы субстрата и коры могут в течение некоторого времени сохраняться твердыми среди материала астеносферы, образуя вместе с последним «коро-мантийную смесь». Те же глыбы могут подвергнуться плавлению, общему или частичному, и продукты этого плавления могут быть извергнуты на поверхность в виде магм преимущественно андезитового или базальт-андезитового состава. И наконец, те же глыбы могут быть полностью растворены в астеносфере и смешаны с ее веществом вплоть до полной потери ими вещественной и структурной обособленности. В этом случае их материал входит в состав астеносферы, распределяясь в ней более или менее равномерно. Этот тип эволюции следует считать наиболее распространенным на территории океанов.

Это, несомненно, самая трудная и неясная часть всей концепции. Мы можем здесь апеллировать пока только к упомянутому выше общему принципу, согласно которому каждой температуре должна соответствовать своя степень дифференциации материала верхней мантии в поле силы тяжести Земли. При некоторой температуре возникает значительная дифференцированность и на поверхности образуется континентальная кора. Когда температура в мантии сильно повышается, прежнее распределение вещества становится неравновесным и новое равновесие достигается путем некоторой гомогенизации тектоносферы. Кора оказывается снова растворенной в мантии.

В настоящее время этот процесс растворения континентальной литосферы продолжается в срединно-океанических хребтах. В связи с этим именно в них следует искать сохранившиеся в океанах остатки континентальной литосферы.

Американский геолог А. Мейерхоф указывает, что на гребне Срединно-Атлантического хребта на 45° с. ш. значительную площадь зани-

мают такие породы континентальной коры, как гнейс, гранитогнейс, гранит и др. Возраст их, по радиоактивным данным, 1 550—1 690 млн. лет, т. е. протерозойский. Было высказано мнение, что это валуны, принесенные сюда плавающими льдами. Однако столь большое их скопление и, как показали подводные фотографии, весьма значительные размеры отдельных глыб, не говоря уже о слишком низкой для плавающих льдов широте, делают такое толкование сомнительным. Более вероятно, что эти глыбы представляют собой остатки разрушенной процессами базификации континентальной коры.

Недалеко от этого места на том же гребне Срединно-Атлантического хребта были найдены ультраосновные породы, обладающие составом континентальных альпинотипных ультрабазитов. По поводу их высказано мнение, что это остаток континентальной мантии, сохранившийся от времени разделения Африканского и Американского континентов на том месте, где находился первоначальный шов между ними. Сохранились же эти остатки потому, что они оказались в «застойной» зоне между двумя расходящимися конвекционными потоками, унесшими континенты. Искусственность этого объяснения говорит сама за себя.

Под Исландией кора имеет материковую толщину до 50 км. И хотя средние сейсмические скорости в ней «базальтовые», большой объем кислых лав в Исландии, составляющих в некоторых районах до 12% всех лав, позволяет предполагать, что в составе коры могли еще сохраниться не ассимилированные мантией глыбы древней континентальной коры.

Под срединным хребтом должен существовать активный астеносферный диапир. Его вершиной является та линза вещества с пониженной плотностью, которая обнаруживается методами гравиметрии (см. рис. 122). Растекание вершины диапира в стороны под действием силы тяжести должно вести к растяжению литосферы. Грабен на своде срединного хребта является одним из результатов этого растяжения. Другой его результат — образование многочисленных трещин на склонах хребтов, вытянутых параллельно последнему. Трещины заполнены дайками, имеющими разный возраст и поэтому принадлежащими к разным геомагнитным эпохам. Соответственно разные дайки обладают остаточной намагниченностью разного знака. В этом причина полосовых магнитных аномалий на склонах срединных хребтов. Представление же о том, что в этих магнитных аномалиях скрыта «окаменелая» шкала времени, кажется нам иллюзорным.

ДИФФЕРЕНЦИАЦИЯ И ОБЩАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ЗЕМНОГО ШАРА

Благодаря низкой теплопроводности вещества земного шара разогрев внутренних его областей, вызванный радиоактивным распадом, может вести к накоплению тепла. Если происходит дифференциация и отделившееся во внутренних областях относительно легкое вещество поднимается во внешние геосферы, оно выносит с собой часть накопившегося в глубине тепла и нагревает верхние слои Земли. В этом явлении и следует искать причину периодического прогревания («возбуждения») астеносферы.

Были предложены два механизма такого периодического выноса к поверхности нагретого материала из внутренних областей Земли. Один

из них, описанный Е. В. Артюшковым, исходит из того, что дифференциация начинается в нижней мантии — в оболочке, плотность которой ближе всего к средней плотности Земли. Периодичность же выноса нагретого материала вверх объясняется тем, что прежде, чем всплыть, легкий материал должен накопиться в глубине крупными массами, а на это требуется время. В соответствии с известной формулой Стокса скорость всплывания менее плотного вещества внутри более плотного в поле силы тяжести при одной и той же разности плотностей и при неизменной вязкости среды прямо пропорциональна квадрату радиуса всплывающего тела. Следовательно, при малых размерах всплывающих тел, учитывая высокую вязкость вещества земного шара, скорость движения может быть слишком малой даже для геологических масштабов времени.

Второй механизм, предложенный А. Н. Тихоновым с сотрудниками, основан на расчетах, которые показывают, что при определенных условиях радиоактивный разогрев должен вести к возникновению зоны плавления в верхней мантии на глубине нескольких сотен километров (вероятно, около 500 км). Этот расплавленный слой благодаря конвекции в нем обладает большей эффективностью, чем твердое вещество того же состава. Увеличение теплопроводности может достигать одного порядка величины. В связи с этим тепло передается через расплавленный слой с адиабатическим градиентом, который меньше, чем геотермический градиент в твердой породе, и меньше, чем градиент температуры плавления пород, связанный с изменением давления по глубине. В результате перенос тепла через жидкость ведет к тому, что твердые породы, залегающие в кровле расплавленного слоя, плавятся и верхняя граница этого слоя продвигается вверх. Одновременно на дне того же слоя оседает кристаллический материал. В результате весь расплавленный слой продвигается вверх.

Так как из пород кровли в первую очередь выплавляется наиболее легкоплавкий материал, который обычно одновременно является и наиболее легким, такая миграция расплавленного слоя вверх оказывается своеобразной «зонной плавкой», при которой не только усиленно выносится вверх тепло, но и происходит дифференциация среды, через которую слой проходит. Он увлекает с собой относительно более легкие составные части ее. По мере продвижения вверх слой в связи с понижением температуры внешней среды становится тоньше и на глубине нескольких десятков километров под поверхностью полностью отмирает. Тогда в течение некоторого времени тепло из глубины передается только нормальной теплопроводностью, т. е. поток его в верхних слоях ослабевает. Но тепло опять накапливается в более глубоких слоях, что ведет к повторному образованию расплавленного слоя, который в свою очередь начинает передвигаться вверх и т. д. При тепловых параметрах среды, вероятно близких к природным, расчетная периодичность усиления и ослабления приноса тепла в верхнюю мантию близка к периодичности эндогенных циклов (рис. 134).

Второй механизм очень интересен, так как он как будто может объяснить правильную периодичность подъема глубинного материала. Но предложенные расчеты не могут считаться вполне убедительными, так как в них не учитывается, что с каждым актом «зонной плавки» к поверхности выносятся и радиоактивные элементы, что существенно меняет условия для следующих актов плавления. Весьма вероятно, что весь предполагаемый этой концепцией механизм должен в связи с миграцией радиоэлементов очень скоро остановиться. Поэтому механизм, предложенный Е. В. Артюшковым, кажется более вероятным, хотя пе-

риодичность возбуждения астеносферы, связанная с ним, не может быть столь правильной.

Всплывание легкого материала происходит не повсеместно сквозь сплошную среду высокой вязкости, а по некоторым каналам, в пределах которых вещество обладает значительно меньшей вязкостью. Это

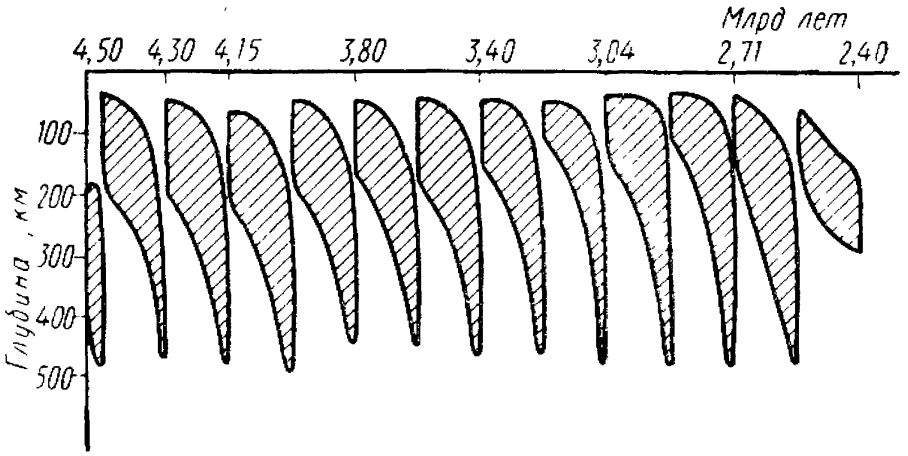


Рис. 134. Процесс периодического плавления в мантии Земли (по А. Н. Тихонову и др.). Время отсчитывается от момента образования Земли. Заштрихованные фигуры иллюстрируют историю частично расплавленных слоев в мантии. Средняя продолжительность цикла 170 млн лет при эффективной теплопроводности расплавленного слоя, в 10 раз большей теплопроводности твердого вещества мантии

представление о каналах пониженной вязкости весьма полезно для понимания локализации активных режимов и общей эволюции тектоносферы.

Можно представить себе, что в пермобильную стадию в мантии существовала очень густая и неправильная сеть каналов, так что подъем материала из глубоких недр в астеносферу мог происходить почти повсеместно.

Каналы стали более редкими в переходную стадию, но они еще не были устойчиво локализованы, и легкое вещество, скапливаясь в некоторых областях нижней мантии, могло проложить себе путь вверх то в одном, то в другом месте.

Появление устойчивых древних платформ и дальнейшее их разрастание, что характеризует устойчивую геосинклинально-платформенную стадию, очевидно, отражает соответственную устойчивую локализацию каналов, причем ширина зон их проявления от одного цикла к другому уменьшалась.

Едва ли сейчас следует пытаться решать вопрос о причинах возникновения каналов пониженной вязкости и дальнейшей их эволюции. Наши предположения на этот счет были бы слишком неопределенными. Существенный шаг в этом направлении был бы сделан, если бы были изучены закономерности размещения и истории на поверхности земли глубинных разломов. Сейчас эти закономерности остаются пока неизвестными.

Но к одному обстоятельству мы все же хотели бы привлечь внимание. Уменьшение с течением геологического времени числа действующих каналов пониженной вязкости должно приводить к тому, что все больший объем накапливающегося в нижней мантии при ее дифференциации относительно легкого материала не получает выхода вверх. Такая обстановка может в конце концов привести к «взрыву». Последний выразится в прорыве новых каналов и в чрезвычайно сильном воз-

буждении над ними астеносферы путем быстрого выноса в нее большого объема сильно нагретого материала.

Не мог ли подобный «взрыв» быть причиной образования океанов с их сильно нагретой мантией? Этот вопрос мы вынуждены пока оставить без ответа.

Поскольку сейчас широко распространены представления о крупных горизонтальных движениях в литосфере, то в заключение этого раздела следует еще раз уточнить наше отношение к таким движениям. В коре горизонтальные движения в основном возникают как результат нарушения гравитационного равновесия при вертикальных движениях вещества. Механизмы «трансформации» вертикальных движений в горизонтальные в условиях коры были рассмотрены выше в разделах, посвященных происхождению складчатости общего смятия и глубинной (гл. 12 и 13).

Но наша схема не исключает и «первичных» горизонтальных движений литосферы, хотя размер их должен быть весьма ограниченным. Вертикальное всплывание вещества астеносферы в процессе диапиризма обязательно связано с горизонтальным подтоком к корню диапира и с горизонтальным же растеканием в стороны в вершине диапира. С таким горизонтальным растеканием мы связываем, как это было видно выше, растяжение в рифтовых поясах. В том и другом случаях движение литосферы вызывается трением растекающегося вещества астеносферы о подошву литосферы. Растяжение в одном месте предполагает сжатие в другом. Так что в литосфере возможно возникновение и «первичных» сжимающих напряжений.

В этих случаях горизонтальные движения также оказываются связанными с вертикальными перемещениями вещества, но только на более глубоком уровне. Эти движения не выходят за пределы отдельных частных тектонических зон, таких, например, как интрагеосинклиналь или интрагеоантиклиналь, субгеосинклиналь или субгеоантиклиналь, и происходят внутри литосферы, сохраняющей свою сплошность и в целом остающейся на месте. Они не имеют ничего общего с предполагаемыми «новой глобальной тектоникой» горизонтальными перемещениями изолированных глыб литосферы на тысячи километров.

●

Изложенная выше гипотетическая схема глубинных процессов в принципе очень проста.

Основой развития земного шара является процесс дифференциации его вещества. Дифференциация начинается в нижней мантии, откуда тяжелая и легкая фракции соответственно опускаются в ядро и поднимаются в верхнюю мантию. Эта последняя, легкая, фракция нас в основном и интересует.

Но Земля вместе с тем является своеобразной тепловой машиной с клапаном. Закрытый клапан — это низкая теплопроводность вещества земного шара, позволяющая накапливаться теплу в недрах перед тем, как оно может выделиться. Открытые клапаны — это каналы пониженной вязкости, по которым из нижней мантии в астеносферу периодически поднимается сильно нагретое вещество, вызывая в астеносфере импульсы возбуждения. Конкретные эндогенные режимы определяются взаимоотношением астеносферы и литосферы.

Тектоносферу океанов и глубоких морей мы рассматриваем преимущественно как вторичную, образовавшуюся путем базификации ма-

гериковой тектоносферы. Процесс базификации по существу является гомогенизацией тектоносферы, ранее более дифференцированной, и в нашей схеме он связывается с особенно сильным возбуждением астеносферы в ходе того же выноса глубинного вещества и тепла, но приобретшего в этих случаях «взрывной» характер.

Все остальные особенности эндогенных процессов и их истории являются следствием влияния тех конкретных условий, в которых указанные глубинные процессы развиваются.

Наша концепция призывает к дальнейшему изучению взаимоотношений эндогенных режимов с глубинным строением тектоносферы и с ее геофизическими полями. Она призывает к изучению разреза земной коры под океанами, без чего серьезный разговор о происхождении их невозможен. Однако и в истории материков еще много неясного, особенно для дофанерозойского времени. Большую важность приобретает проблема взаимоотношений тектонических, магматических и метаморфических процессов. Все представления об эндогенных процессах и режимах приобрели бы надлежащую точность и ясность, если бы эти процессы могли быть охарактеризованы количественно.

Огромное поле деятельности — в изучении физико-химических процессов, происходящих в тектоносфере. В качестве задачи первой важности выделяется также проблема условий и механизма дифференциации и гомогенизации вещества Земли.

Все перечисленные вопросы являются комплексными: они требуют геономического подхода, включающего совместное использование геологических, геофизических и геохимических методов, а также методов и новейших достижений механики, физики, физической химии.

Необходимость комплексного подхода к изучению стоящих перед науками о Земле вопросов составляет основную и большую трудность. Однако в последние годы эта трудность все же начала преодолеваться. Нужны дальнейшие усилия к ее преодолению, чтобы вместе с тем были преодолены и те ошибки, которые проистекают из слишком одностороннего и упрощенного восприятия того, что происходит в недрах нашей планеты.

Литература

Артемьев М. Е. Изостатические аномалии силы тяжести и некоторые вопросы их геологического истолкования. М., «Наука», 1966.

Артемьев М. Е., Артюшков Е. В. Изостазия и тектоника. «Геотектоника», 1967, № 5.

Артемьев М. Е, Артюшков Е. В. О происхождении рифтовых впадин. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1968, № 4.

Артюшков Е. В. Гравитационная конвекция в недрах Земли. «Физика Земли», 1968, № 9.

Байкальский рифт. Под ред. Флоренсова. М., «Наука», 1968.

Барт Т. Ф. Измерения палеотемператур гранитных пород. «Чтения им. В. И. Вернадского», т. 4. М., Изд-во АН СССР, 1962.

Белоусов В. В. Мощность отложений как выражение режима колебательных движений земной коры. «Сов. геология», 1940, № 2—3.

Белоусов В. В. О возможных глубинных условиях магматизма. «Сов. геология», 1966а, № 4.

Белоусов В. В. Земная кора и верхняя мантия материков. М., «Наука», 1966б.

Белоусов В. В. Земная кора и верхняя мантия океанов. М., «Наука», 1968.

Белоусов В. В. Складчатость и основные типы тектонических деформаций. «Бюлл. МОИП», отд геол., 1969, т 44 (4).

Белоусов В. В. Об одной гипотезе развития океанов. «Бюлл. МОИП», отд. геол., 1970, т. 45 (4).

Белоусов В. В. Структурная геология, изд. 2. Изд-во МГУ, 1971.

Белоусов В. В. О причинах эндогенных процессов. «Вестн. Моск. ун-та», сер. геол., 1973а, № 2.

Белоусов В. В. Тектоносфера Земли: идеи и действительность. В сб.: «Проблемы глобальной тектоники». Под ред. В. И Смирнова. М., «Наука», 1973б.

Белоусов В. В., Косминская И. П Строение и развитие переходных зон между материками и океанами. В сб.: «Проблемы строения земной коры и верхней мантии». М., «Наука», 1970.

Белоусов В. В., Рудич Е М. О месте островных дуг в развитии структуры Земли. «Сов геология», 1960, № 10.

Билибин Ю А. Металлогенические провинции и металлогенические эпохи. М, Госгеолтехиздат, 1955.

Богданов А. А. Тектонические эпохи (к вопросу о периодизации тектонической истории Земли). «Бюлл. МОИП», отд. геол., 1969, т. 44 (5).

Богданов А. А. и др. Тектоническая номенклатура и классификация основных структурных элементов земной коры материков. «Геотектоника», 1972, № 5.

Буртман В. С. Таласо-Ферганский сдвиг и сдвиг Сан-Андреас. «Тр. ГИН АН СССР», 1963, вып 80.

Валеев Р. Н. Авлакогены Русской платформы. «Тр. Геол. ин-та (г. Казань)», 1970, вып. 30.

Виноградов А. П. Метеориты и земная кора. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1959а, № 10.
Виноградов А. П. Химическая эволюция Земли. «Чтения им В. И. Вернадского». М., Изд-во АН СССР, 1959б.
Виноградов А. П. О происхождении вещества земной коры. «Геохимия», 1966, № 1.
Виноградов А. П., Ярошевский А. А. О физических условиях зонного плавления в оболочках Земли. «Геохимия», 1965, № 7.
Глубинные разломы Южного Тянь-Шаня. В сб.: «Проблемы тектоники и магматизма глубинных разломов», т. 1. Львов, 1973.
Грин Д. Х. и др. Петрология верхней мантии. Под ред. И. Д. Рябчикова. М., «Мир», 1968.
Дафф П. М., Халлам А, Уолтон Е. К. Цикличность осадконакопления. Под ред. В. Е. Хаина. М., «Мир», 1972.
Дрейф континентов. Горизонтальные движения земной коры. Под ред С. Ранкорна. М., «Мир», 1966.
Земная кора и верхняя мантия. М., «Мир», 1972
Зорин Ю. А. Новейшая структура и изостазия Байкальской рифтовой зоны и сопредельных территорий. М., «Наука», 1971.
Карпинский А. П. Общий характер колебаний земной коры в пределах Европейской России. «Изв АН», 1894, № 1.
Карта новейшей тектоники СССР. Масштаб 1 . 5 000 000. Под ред. Н. И. Николаева и С. С. Шульца. М., изд. Мин-ва геологии СССР, АН СССР, 1959.
Косминская И. П. Строение земной коры по сейсмическим данным. «Бюлл. МОИП», отд. геол , 1958, т. 34 (4).
Косминская И. П. Классификация структур земной коры по сейсмическим данным. «Бюлл. Совета по сейсмол », 1963, № 15.
Кириллова И. В. и др. Анализ геотектонического развития и сейсмичность Кавказа. М., Изд-во АН СССР, 1960.
Крестников В. Н. История развития колебательных движений земной коры Памира и сопредельных частей Азии. М., Изд-во АН СССР, 1962.
Крестников В. Н. Количественная оценка изменения контрастности вертикальных тектонических движений. «Геотектоника», 1969, № 8.
Кропоткин П. Н. Проблема дрейфа материков (мобилизма). «Физика Земли», 1969, № 3.
Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. М., «Недра», 1964.
Кэй М. Геосинклинали Северной Америки. М., ИЛ, 1955.
Лебедева Н. Б. Опыт моделирования складчатой зоны. «Сов. геология», 1966, № 2.
Любимова Е. А. Термическая история и температура Земли. «Бюлл. МОИП», отд. геол., 1958, т. 33 (4).
Люстих Е. Н. Неомобилизм и конвекция в мантии Земли. «Бюлл. МОИП», отд. геол , 1965, т. 10 (1) и 10 (2).
Магницкий В. А. Внутреннее строение и физика Земли. М., «Недра», 1965.
Мещеряков Ю. А. Современные движения земной коры. «Природа», 1958, № 9.
Мещеряков Ю. А. Рельеф СССР (морфоструктура и морфоскульптура). М., «Мысль», 1972.
Милановский Е Е. Новейшая тектоника Кавказа М , «Недра», 1968.
Милановский Е. Е. Основные типы рифтовых зон материков. «Вестн. Моск. ун-та», сер. геол., 1970, № 2.
Милановский Е. Е., Короновский Н. В. Орогенный вулканизм и тектоника альпийского пояса Евразии. М., «Недра», 1973.
Муратов М. Б. Проблема происхождения океанических впадин. «Бюлл. МОИП», отд. геол., 1957, т. 32 (5).
Муратов М. В. Главнейшие этапы складчатости и мегастадии развития земной коры. «Геотектоника», 1965, № 1.
Муратов М. Б. Сравнительная тектоника фундамента древних платформ и история их формирования. «Изв. вузов», геология и разведка, 1966, № 3.
Муратов М. В., Микунов М. Ф., Чернова Е. С. Основные этапы тектонического развития Русской платформы. «Изв. вузов», геология и разведка, 1962, № 11.
Николаев В. А. О некоторых чертах строения и развития подвижных поясов земной коры. «Изв. АН СССР», сер геол , 1953, № 2.
Николаев Н. И. Неотектоника и ее выражение в структуре и рельефе территории СССР. М., Госгеолтехиздат, 1962.
Новая глобальная тектоника (тектоника плит). Под ред. Л. П. Зоненшайна и А. А. Ковалева. М., «Мир», 1974.
Обуэн Ж. Геосинклинали. М., «Мир», 1967.
Окраины континентов и островные дуги. Под ред. У. Пул. М., «Мир», 1970.

Павловский Е. В О некоторых общих закономерностях развития земной коры. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1953, № 5.
Павловский Е. В. Ранние стадии развития земной коры. «Изв. АН СССР», сер. геол, 1970, № 5.
Пейве А. В. Глубинные разломы в геосинклинальных областях. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1945, № 5.
Пейве А. В. Связь осадконакопления, складчатости, магматизма и минеральных месторождений с глубинными разломами. Главнейшие типы глубинных разломов. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1956, № 3.
Петрушевский Б. А. Вопросы геологической истории и тектоники Восточной Азии. М., «Наука», 1964.
Поляк Б. Г., Смирнов Л. Б. Связь глубинного теплового потока с тектоническим строением континентов. «Геотектоника», 1968, № 4.
Природа метаморфизма. Под ред. У. Питчера. М., «Мир», 1967.
Пущаровский Ю. М. Краевые прогибы, их тектоническое строение и развитие. «Тр. ГИН АН СССР», 1959, вып. 28.
Пущаровский Ю. М. Основные черты строения Тихоокеанского тектонического пояса. «Геотектоника», 1965, № 6.
Пущаровский Ю. М., Безруков П. Л. О тектонике восточной части Индийского океана. «Геотектоника», 1973, № 6.
Разломы и горизонтальные движения земной коры. Под ред. А. В. Пейве. «Тр. ГИН АН СССР», 1963, вып. 80.
Резанов И. А. Особенности строения и развития мезозоид Северо-Востока СССР. М., «Наука», 1968.
Резанов И. А., Зарудный Н. Н. История колебательных тектонических движений Северо-Востока СССР. М., Изд-во АН СССР, 1962.
Розанов Л. Н. История формирования тектонических структур Башкирии и прилегающих областей. «Тр. УФНИИ», сер. геолого-промысловая, 1957, вып. 1.
Рамберг Х. Моделирование деформаций земной коры с применением центрифуги. Под ред. В. В. Белоусова. М., «Мир», 1970.
Ронов А. Б. Некоторые общие закономерности развития колебательных движений материков (по данным объемного метода). В сб.: «Проблемы тектоники». М., Госгеолтехиздат, 1961.
Ронов А. Б., Мигдисов А. А., Барская Н. В. Закономерности развития осадочных пород и палеогеографических условий седиментации на Русской платформе (опыт количественного исследования). «Литология и полезные ископаемые», 1969, № 6.
Рухин Л. Б. Основы общей палеогеографии. Л., Гостоптехиздат, 1959.
Система рифтов Земли. Под ред. Н. А. Беляевского. М., «Мир», 1970.
Складчатые деформации земной коры, их типы и механизм образования. Под ред В. В. Белоусова и И. В. Кирилловой. М., Изд-во АН СССР, 1962.
Соболев В. С. Строение верхней мантии и способы образования магмы. «Чтения им. В И. Вернадского», чт. 13. М., «Наука», 1973.
Соболев В. С., Добрецов Н. Л., Соболев Н. В. Классификация глубинных ксенолитов и типы верхней мантии. «Геология и геофизика», 1972, № 12.
Спижарский Т. Н. Тектонические режимы как основа тектонического районирования. «Тектоника Сибири», т. 3 М., «Наука», 1970.
Строение земной коры в области перехода от Азиатского континента к Тихому океану. Под ред. Е. И. Гальперина и И. П. Косминской. М., «Наука», 1964.
Строение земной коры и верхней мантии морей и океанов. Под ред. Н. А. Беляевского. М., «Наука», 1973.
Тараканов Р. Э. Строение фокальной зоны Курило-Камчатской островной дуги. «Земная кора островных дуг и дальневосточных морей, верхняя мантия», № 9. М., «Наука», 1972.
Тихонов А. Н., Любимова Е. А., Власов В. К. Об эволюции зон плавления в термической истории Земли. ДАН СССР, 1969, т. 188, № 2.
Ферхуген Дж. и др. Земля. Введение в общую геологию, тт. 1 и 2. М., «Мир», 1974.
Фогт П Р., Шнейдер Э. Д., Джонсон Г. Л. Кора и верхняя мантия под океанами. В сб.: «Земная кора и верхняя мантия». Под ред. П. Харта. М., «Мир», 1972.
Хаин В. Е. Осцилляционный ритм земной коры. «Бюлл. МОИП», отд. геол., 1939, т. 17 (1).
Хаин В. Е О глыбово-волновой (складчато-глыбовой) структуре земной коры. «Бюлл. МОИП», отд. геол., 1958, т. 33 (4).
Хаин В. Е. Анализ формаций как метод палеотектонических исследований. «Бюлл. МОИП», отд. геол., 1959, т. 24 (2).

Хаин В. Е. О соотношении древних платформ, плит молодых платформ и так называемых областей завершенной складчатости. «Бюлл. МОИП», отд. геол., 1970, т. 45 (2).
Хаин В. Е. Общая геотектоника, изд. 2. М., «Недра», 1973а.
Хаин В. Е. Региональная геотектоника, т. 1. М., «Недра», 1973б
Херасков Н. П. Некоторые общие закономерности в строении и развитии структуры земной коры. «Тр. ГИН АН СССР», 1963, вып. 9
Шатский Н. С. Основные черты строения и развития Восточно-Европейской платформы. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1946, № 1.
Шатский Н. С. О глубоких дислокациях, охватывающих платформы и складчатые области (Поволжье и Кавказ). «Изв. АН СССР», сер. геол., 1948, № 4 (5).
Шейнманн Ю. М. Платформы, складчатые пояса и развитие структуры Земли. «Тр. ВНИИ», геол., № 1, вып. 49. Магадан, 1959.
Шейнманн Ю. М. Развитие земной коры и дифференциация вещества Земли. «Геотектоника», 1970, № 4.
Шейнманн Ю. М. Различие материковой и океанической литосферы и дифференциация Земли. «Геотектоника», 1972, № 6.
Шейнманн Ю. М. Новая глобальная тектоника и действительность. «Бюлл. МОИП», отд геол., 1973, т. 48 (5).
Шолпо В. Н. Типы и условия формирования складчатости Сланцевого Дагестана. М., «Наука», 1964.
Шолпо В. Н. Количественные критерии оценки режима вертикальных движений. «Геотектоника», 1969, № 2.
Эз В. В. Особенности структуры метаморфических толщ. В сб.: «Очерки структурной геологии сложнодислоцированных толщ». М., «Недра», 1970.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие 3
Введение 5
Глава 1. Содержание геотектоники 5
Глава 2. Типы тектонических процессов 8

Часть I
ТЕКТОНИКА МАТЕРИКОВ

Раздел А. Общекоровые тектонические движения

Глава 3. Современные колебательные движения 15
Категории колебательных движений 15
Современные колебательные движения 16
Глава 4. Новейшие колебательные движения 21
Глава 5. Древние колебательные движения земной коры 28
Тектоническое и геоморфологическое выражение колебательных движений 28
Глава 6. Колебательные движения земной коры и формирование мощностей и фаций осадочных пород 43
Формирование мощностей отложений 43
Формирование фаций отложений 47
Глава 7. Методы изучения древних колебательных движений 53
Метод мощностей 54
Метод фаций 57
Объемный метод 57
Глава 8. Общие свойства колебательных движений земной коры 60
Теоретическое и практическое значение изучения древних колебательных движений 65
Глава 9. Общекоровые разрывные тектонические движения 67
Глубинные разломы 67
Общекоровые, или глубинные, взрезы 68
Общекоровые сдвиги 72
Общекоровые надвиги 77
Общекоровые сбросы 79
Общекоровые раздвиги 80
Современные проявления глубинных разломов 81

Раздел Б. Внутрикоровые тектонические движения

Глава 10. Глыбовая складчатость 83
Глава 11. Складчатость нагнетания 89
Глава 12. Складчатость общего смятия 98
Общая характеристика складчатости общего смятия 98
Методы восстановления истории складчатости общего смятия 99
Связь складчатости общего смятия с колебательными движениями . . 102
Происхождение складчатости общего смятия 104
Глава 13. Глубинная складчатость и общие соображения о складчатых движениях 113
Глубинная складчатость 113
Общие соображения о складчатых движениях 118
Глава 14. Внутрикоровые разрывы 122
Классификация разрывов. Разрывы разных порядков 122
Динамические обстановки образования разрывов 126
Некоторые общие факторы, влияющие на положение разрывов . . . 132
Общая трещиноватость горных пород 134

Раздел В. Закономерности развития материков

Глава 15. Эндогенные режимы материков. Общие данные и геосинклинальные режимы 136
Общая характеристика эндогенных режимов материков 136
Классификация эндогенных режимов материков 137
Класс геосинклинальных режимов 138
Глава 16. Платформенные и орогенные режимы 147

Класс платформенных режимов 147
Класс орогенных режимов 152
Некоторые терминологические вопросы 157
Глава 17. Режимы: рифтовый, магматической активизации и материковых окраин 158
Рифтовый режим 158
Режимы магматической активизации платформ 165
Режимы окраин материков 166
Глава 18. Главнейшие закономерности эндогенного развития материков . . 178
Общая эволюция эндогенных режимов 178
Эндогенные процессы в устойчивую геосинклинально-платформенную стадию 186
Ритм эндогенных процессов 193
Глава 19. Принципы районирования материков по эндогенным режимам . . 201
Тектоническое районирование 203
Районирование по типам эндогенных режимов 205

Часть II
ТЕКТОНИКА ОКЕАНОВ

Глава 20. Рельеф, осадки и породы дна океана 209
Рельеф дна океана 211
Осадки и породы дна океанов 219
Глава 21. Тектоника дна океана 225
Структуры океанического дна 225
Некоторые общие палеогеографические данные 231
Некоторые выводы о геологической истории океанов 237

Часть III
ВНУТРЕННЕЕ СТРОЕНИЕ, СОСТАВ ЗЕМЛИ И ГЛУБИННЫЕ ПРОЦЕССЫ

Глава 22. Общие сведения о форме, вращении и строении земного шара . . 243
Размеры и форма Земли 243
Вращение Земли 244
Внутреннее строение Земли по данным общей сейсмологии. Сейсмичность Земли 246
Гравиметрические данные 249
Тепловой режим Земли 250
Магнитное поле Земли 252
Состав Земли 256
Возраст Земли 259
Глава 23. Кора и верхняя мантия (тектоносфера) Земли 259
Строение и состав земной коры 261
Строение и состав верхней мантии 266
Тепловой режим тектоносферы 274
Некоторые выводы о строении и развитии тектоносферы 277
Глава 24. Основные этапы развития геотектоники 278
Геотектоника до XVIII в. 278
Геотектоника в XVIII в. 279
Геотектоника в XIX в. 282
Геотектоника в первой половине XX в. 284
Глава 25. Новейшие взгляды в геотектонике 292
«Новая глобальная тектоника» 294
Критика «новой глобальной тектоники» 300
Глава 26. Поиски синтеза 307
Общая схема глубинных процессов 308
Условия развития эндогенных режимов материков 310
Взаимоотношение между эндогенными режимами материков . . . 318
Условия разделения тектоносферы на материковую и океаническую . . 321
Дифференциация и общая эволюция земного шара 323

Литература 328