

В. Ф. КАРТАШЕВ

# ГЕОТЕКТОНИКА

Допущено Министерством высшего и среднего специального образования БССР в качестве учебного пособия для студентов геологических специальностей высших учебных заведений

МИНСК  
«ВЫШЭЙШАЯ ШКОЛА»  
1985

ББК 26.3я73

К 27

УДК 551.24(075.8)

*Рецензенты:* кафедра динамической геологии Московского государственного университета им. М. В. Ломоносова; кафедра региональной геологии и палеонтологии Киевского государственного университета им. Т. Г. Шевченко; Г. Е. Рябухин, доктор геолого-минералогических наук (Московский институт нефтехимической и газовой промышленности им. И. М. Губкина).

**Карташев В. Ф.**

К 27 Геотектоника: [Учеб. пособие для геол. спец. вузов].— Мн.: Выш. шк., 1985.— 159 с., ил.

В пер.: 75 к.

Рассматриваются основные положения общей геотектоники: строение Земли, тектонические движения и дислокация литосферных слоев, тектоника и механизм развития структурных элементов земной коры, тектоника и полезные ископаемые, космический вид исследований Земли и сравнительная планетология.

1904030000—136

К—23—86

ББК 26.3я73

М304(05)—85

© Издательство «Вышэйшая школа»,  
1985.

## ПРЕДИСЛОВИЕ

Геотектоника (тектоника) — наука о строении Земли и ее коры — издавна привлекает внимание не только геологов, но и людей, далеких от геологических специальностей. Широко известны ее проблемы, касающиеся образования континентов и океанов, горных хребтов и глубоководных впадин, движения материков, и многие другие.

Знание геотектоники имеет большое практическое значение для целенаправленных поисков полезных ископаемых, проектирования объектов инженерного строительства, разработки мероприятий по охране окружающей среды.

Сведения по геотектонике приведены в многочисленной специальной литературе, в основном рассчитанной на научных работников и геологов широкого профиля. К такой литературе следует отнести последние монографии советских ученых: В. В. Белоусова «Основы геотектоники», Ю. А. Косыгина «Тектоника», В. Е. Хаина «Общая геотектоника» и «Региональная геотектоника» (в четырех книгах) и др.

Учебными пособиями по общей геотектонике в нашей стране являются изданные в 1976 г. «Геотектоника» В. В. Белоусова и в 1985 г. «Общая геотектоника» В. Е. Хаина, А. Е. Михайлова.

Отсутствие учебной литературы по геотектонике, которая соответствовала бы программе курса для геологических факультетов университетов и технических вузов (утверждена в 1977 г.), а также опыт преподавания данного курса в Гомельском университете побудили автора изложить в компактной форме самые необходимые сведения, составляющие основу этой науки. В пособии наряду с традиционными освещены современные методы изучения тектоники земной коры: космическая съемка Земли и

сравнительная планетология. Большое место в книге отведено проблеме влияния гравитационных сил на формирование структурных элементов — в последние годы она привлекает внимание многих геологов. Показана связь месторождений полезных ископаемых с тектоникой.

Автор выражает глубокую признательность ученым, взявшим на себя труд по ознакомлению с отдельными частями работы и по ее рецензированию: академику АН БССР Р. Г. Гарецкому, членам-корреспондентам АН СССР Е. Е. Милановскому и В. Е. Хаину, докторам геолого-минералогических наук Г. П. Горшкову, А. В. Вихерту, Ю. А. Зайцеву, Г. Е. Рябухину, кандидатам геолого-минералогических наук М. А. Гончарову, Г. И. Морозову, В. М. Переденко, М. А. Рынскому, А. Г. Рябухину, Р. С. Фурдую. Автор благодарен сотрудникам геологического факультета Гомельского университета за помощь при работе над книгой.

*В. Ф. Карташев*

## ВВЕДЕНИЕ

### ПРЕДМЕТ, ЗАДАЧИ И МЕТОДЫ ГЕОТЕКТОНИКИ

Геотектоника — наука о строении Земли, структуре ее коры, о причинах и форме движения слоев литосферы, механизме формирования тектонических элементов разного ранга и типа в исторической последовательности и в связи с проявлением эндогенных и экзогенных сил.

Термин «геотектоника» введен в 1860 г. немецким геологом К. Науманом для раздела геологии, охватывающего вопросы региональной структуры земной коры. В качестве самостоятельной науки геотектоника существует лишь с конца XIX в. Современная геотектоника не ограничивается изучением региональной структуры земной коры, но с помощью геофизики, геохимии, геодинамики, космической съемки и других методов исследований решает проблемы внутреннего строения планеты и происходящих в ее недрах физико-химических процессов, выясняет причины движения и механизм деформации литосферных слоев и т. д.

Геотектоника имеет два направления. Региональная геотектоника изучает строение крупных регионов Земли. Цель общей геотектоники — решение теоретических вопросов, касающихся причин движения и механизма дислокации литосферы, строения и истории развития тектонических элементов, зависимости распределения полезных ископаемых от тектоники региона и т. п.

Настоящее учебное пособие охватывает вопросы общей геотектоники: 1) изучение современной структуры земной коры; 2) выяснение причин и форм движения слоев литосферы в связи с проявлением эндогенных и экзогенных сил; 3) исследование механизма деформации слоев и образования дислокаций; 4) восстановление истории геологического развития структур разного ранга с выделением этапов и стадий их формирования; 5) установление связи между тектоникой определенного региона и распределени-

ем в нем полезных ископаемых, условиями инженерного строительства и охраной окружающей среды.

Для решения этих задач используются методы: 1) структурно-тектонического картирования путем наземной геологической съемки с использованием материалов бурения, геофизических исследований, аэрогеологической и космической фотосъемки; 2) историко-геологический — с применением анализа мощностей, формаций, фаций, перерывов и несогласий и т. д.; 3) сравнительный (метод аналогий) — сопоставление тектонически однотипных регионов; 4) сравнительной планетологии — позволяет увидеть в современном облике планет черты древней тектоники Земли, измененной процессами последующего тектогенеза и завуалированной осадочными породами и гидросферой; 5) экспериментальный — моделирование тектонических процессов в лаборатории.

#### ИСТОРИЯ ГЕОТЕКТОНИКИ КАК НАУКИ (КРАТКИЕ СВЕДЕНИЯ)

С давних пор людей интересовали причины землетрясений и извержений вулканов, образования гор и долин, моря и суши. Ученый Древней Греции Анаксимандр (610—546 гг. до н. э.) изображал Землю в форме покрытого водой шара, на поверхности которого по мере испарения воды образовывались острова. Платон (427—347 гг. до н. э.) утверждал, что суша не только появляется из морских пучин, но и исчезает в них. Аристотель (384—322 гг. до н. э.) пришел к мысли, что появление и погружение суши обусловлено колебаниями земной поверхности и сопровождается регрессиями и трансгрессиями моря.

Но предположения еще не создают науку, а служат лишь предпосылками для ее рождения. Самостоятельное значение наука приобретает, выработав собственные методы исследования. Впервые методы тектонических исследований были предложены в 1669 г. в книге датского естествоиспытателя Николауса Стено (Нильса Стенсена, 1638—1686 гг.) «О твердом, естественно содержащемся в твердом». В ней рассматриваются методы палеотектонической реконструкции, основанные на положениях: 1) о первично горизонтальном залегании слоев; 2) о зависимости мощности слоя от характера движения земной коры; 3) о том, что перекрывающие слои моложе слоев подстилающих.

Начиная с XVIII в., в связи с развитием производительных сил и потребностями зарождавшейся промышленности в полезных ископаемых геологические науки, включая геотектонику, развиваются быстрыми темпами. М. В. Ломоносов (1711—1765 гг.) в книге «О слоях земных» (1763 г.) первым классифицировал тектонические движения на «медленные» и «быстрые», выделил «внутренние» и «внешние» тектонические силы и исследовал причины образования слоев горных пород, каменного угля и железных руд. П.-С. Паллас (1741—1811 гг.) изучал на Байкале механизм грабенообразования, на Урале — историю формирования горной системы. Эли де Бомон (1798—1874 гг.) разработал контракционную гипотезу, на основе которой объяснял проявление сил сжатия в коре остывающего и сокращающего свой объем земного шара. Дж. Холл (1811—1898 гг.) и Дж. Дэна (1813—1895 гг.) заложили основы учения о геосинклиналиях. А. П. Карпинский (1846—1936 гг.) разработал учение о платформах, первым на практике применил метод палеогеографических исследований, установил связь между движениями платформ и сопредельных геосинклиналей, выявил на юге европейской части России зону линейных дислокаций, названную впоследствии «линией Карпинского». Накопленные к концу XIX в. сведения по региональной тектонике планеты были обобщены Э. Зюссом (1831—1914 гг.) в книге «Лик Земли». В ней впервые было обращено внимание геологов на гигантские системы тектонических расколов в восточной части Африки, известных ныне как рифты — важнейшие тектонические элементы литосферы.

В XX в. в связи с бурным развитием промышленности и ростом городов промышленно развитые страны испытывали острый дефицит в энергетическом сырье (прежде всего в нефти и газе), металлах и других полезных ископаемых. Это обстоятельство определило интенсивное развитие всех отраслей геологии. Разрабатываются теоретические и практические направления тектоники, и она оформляется в качестве самостоятельной отрасли геологии. Уже в начале XX в. контракционная гипотеза не выдерживает критики как неспособная объяснить причины разнонаправленности тектонических движений земной коры и одновременное развитие структур сжатия и растяжения, подъема и погружения. На смену ей приходят концепции «расширяющейся Земли», «перемещения материков», «пульсационная», «гравитационная», «глубинной диффе-

ренциации» и др. Цель этих концепций — объяснить причины движения и механизм дислокации земной коры и дать теоретическую основу для тектонических исследований и поиска полезных ископаемых.

Наряду с теоретическими разработками проводятся интенсивные полевые исследования крупных регионов и на основе фактического материала продолжается развитие учения о геосинклиналях, платформах, краевых прогибах и других тектонических элементах земной коры, их эволюции.

В развитие тектоники большой вклад внесли советские ученые. В. А. Обручев (1863—1956 гг.) исследовал Сибирь и Центральную Азию, предложил пульсационную гипотезу; А. Д. Архангельский (1879—1940 гг.) исследовал тектонику европейской части СССР и Средней Азии, историю развития Черного моря, он — основоположник исторического подхода к изучению тектонических элементов, в числе первых использовал геофизические методы в геологии. Н. С. Шатский (1895—1960 гг.) изучал тектонику Сибири, Урала и Русской плиты, на примере Днепровско-Донецкой впадины выявил новый тип крупных тектонических элементов — авлакогены, разработал такие виды тектонических анализов, как формационный и сравнительной тектоники. Он предложил считать формацию комплексом пород, который характеризует тектоническую обстановку его образования. Н. С. Шатский организовал и возглавил работу по составлению первых тектонических карт СССР и Евразии.

М. М. Тетяев (1882—1956 гг.) показал большую роль вертикальных движений в тектогенезе земной коры. В книге «Основы геотектоники» он сформулировал задачи этой науки и выделил ее в качестве самостоятельной учебной дисциплины.

Большое значение в развитии региональной и общей геотектоники имели геофизические методы изучения структуры земной коры с целью поисков и разведки полезных ископаемых. В 1919 г. для поисков железорудных месторождений впервые применена магниторазведка. В 1921 г. при изучении солянокупольной тектоники Эмбенской области внедрена в практику гравиразведка. В 30-е годы с целью поиска нефти разрабатываются методы сейсморазведки, среди которых наиболее важным для геотектоники становится метод глубинного сейсмозондирования (ГСЗ), позволяющий изучать строение глубинных недр планеты и структуры больших регионов.

В эти же годы и особенно в послевоенное время большое внимание уделяется поискам нефти и нефтяного газа — важнейшего энергетического, химического и стратегического сырья. Проводятся региональные и площадные исследования земной коры и глубинных недр с применением полевой и промысловой геофизики, глубокого и сверхглубокого бурения на континентах и в океанических областях, аэрофотосъемка, космическая съемка Земли и др. В этой связи большой вклад в геотектонику вносят геологи-нефтяники и тектонисты. Широко известны труды по теоретической и экспериментальной тектонике Ю. А. Косыгина — исследователя нефтегазоносных областей СССР, тектоники Сибири и Дальнего Востока. А. В. Пейве основал учение о глубинных разломах и субгоризонтальных срывах литосферы и ее блоковом строении. А. Л. Яншин описал геологию Северного Приуралья, Южного Урала, областей Средней Азии и Сибири; разработал методику реконструкции погребенных структур фундамента, совместно с Р. Г. Гарецким создал учение о молодых платформах; участвовал в создании тектонических карт СССР и Евразии. Р. Г. Гарецкий — исследователь тектоники Белоруссии и Казахстана, основоположник (с А. Л. Яншиным) учения о молодых платформах и автор посвященных им монографий, главный редактор тектонической карты БССР и сопредельных областей. В. В. Белоусов проводил полевые наблюдения на Кавказе и в Восточной Африке, предложил концепцию тектогенеза на основе дифференциации глубинного вещества Земли, он — автор монографий по общей геотектонике. Ю. М. Пуцаровский определил представления о краевых прогибах, изучает тектонику океанических областей. В. Е. Хаин — крупный исследователь в области общей и региональной тектоники — разработал тектонические основы поисков нефти, его перу принадлежит ряд соответствующих монографий. А. А. Бакиров описал тектоническое строение Западно-Сибирской и Туранской плит на территории СССР и нефтегазоносных провинций зарубежных стран. Г. П. Горшков предложил (с В. П. Бунэ) методику сеймотектонического районирования, создал несколько работ по сеймотектонике регионов мира. Ю. А. Зайцев — автор ряда тектонических карт и монографий по тектонике Казахстана — описал строение мантийных гипербазитовых валов и их развитие. Г. Е. Рябухин исследовал тектонику Восточной Сибири и северных акваторий нашей страны, описал тектонику ее нефтегазоносных провинций.

Большое внимание уделяется в последние десятилетия тектонике океанических областей Земли, с которыми связаны ресурсы минерального сырья. Этой проблеме посвящены работы многих советских и зарубежных ученых, в том числе Г. Б. Удинцева, Ф. П. Шепарда, Г. Хесса, Г. Менарда, К. В. Боголепова, Б. М. Чикова и др.

Результаты космических исследований тектоники Земли и планет Солнечной системы с позиций сравнительной планетологии изложены в трудах А. Т. Базилевского, Я. Г. Каца, В. В. Козлова, А. Г. Рябухина, Е. Д. Сулиди-Кондратьева, Д. М. Трофимова и других советских, а также многих зарубежных ученых.

# ГЛАВА I. СТРОЕНИЕ ЗЕМЛИ

## ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ

Земля является пятой по величине и третьей по удаленности от Солнца планетой Солнечной системы (рис. 1). Ее форма лишь в первом приближении может быть названа шарообразной. В связи с вращением вокруг оси Земля сплюснута у полюсов, и форма ее более точно определяется как эллипсоид вращения. Но и эта геометрическая фигура не вполне отвечает форме планеты, имеющей перепады рельефа почти до 20 км. Поэтому в геодезии и геофизике Земля рассматривается как геоид — фигура, поверхность которой соответствует равным значениям потенциала силы тяжести. Поверхность геоида в Мировом океане совпадает с поверхностью невозмущенной волнениями толщи воды и продолжается примерно на том же уровне в материковых областях.

Основные параметры Земли как эллипсоида следующие: радиус от экватора — 6378 км, от полюса —

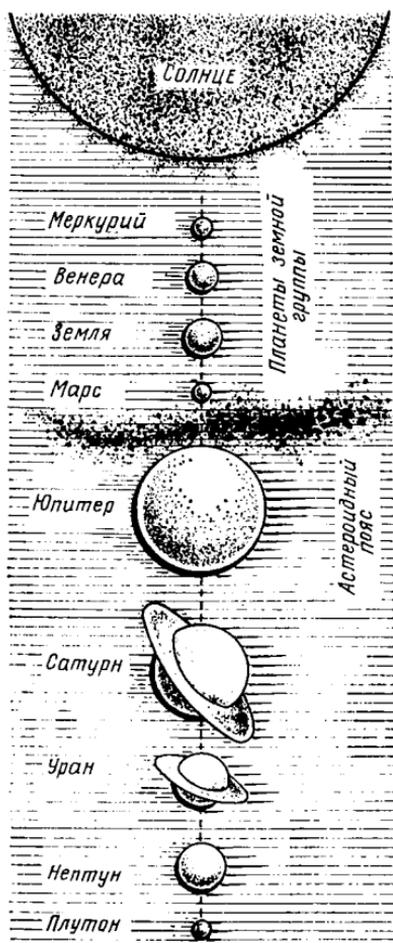


Рис. 1. Относительное расположение планет Солнечной системы (по Ю. М. Пуцаровскому, В. В. Козлову, Е. Д. Сулиди-Кондратьеву, 1978).

6357 км, средний — 6371 км. Общая площадь земной поверхности 512 млн. км<sup>2</sup>, из нее области с континентальной корой занимают 235 млн. км<sup>2</sup>, а с океанической — 277 млн. км<sup>2</sup>. Средняя плотность земного вещества — 5,52 г/см<sup>3</sup>.

Земля состоит из коры, мантии, ядра и имеет внешние оболочки: магнитосферу, атмосферу, гидросферу и биосферу. Такие оболочки полностью или почти полностью отсутствуют на других планетах и в книгах по тектонике Земли обычно не упоминаются. Однако их влияние на тектонику земной коры огромно. Благодаря деятельности этих оболочек на поверхности Земли образовался мощный осадочный чехол. Разрушая, транспортируя и накапливая в понижениях толщи осадков, внешние оболочки способствуют изменению веса литосферных блоков, что оказывает влияние на их изостазию и тем самым на характер движения земной коры. В результате гравитационного перемещения слоев и внутрислойовой пластичной массы в осадочном чехле образуются специфические структурные элементы, не известные на других планетах. Благодаря деятельности биосферы в осадочном чехле формируются залежи ценнейших полезных ископаемых, включая каменный уголь, нефть и газ, происходят антропогенные движения земной коры.

#### ВНЕШНИЕ ОБОЛОЧКИ

*Магнитосфера* — область околоземного пространства, в которой напряженность магнитного поля Земли превышает напряженность внешних полей. Она имеет сложную непостоянную форму и шлейф, движущийся за планетой.

Магнитосфера удерживает ионизированные частицы атмосферы от рассеивания (диссипации) в космическом пространстве. Ее роль в жизни планеты изучена недостаточно.

*Атмосфера* — газовая оболочка Земли. Она состоит из азота (78%), кислорода (21%), аргона (0,9%), углекислого газа (0,03%) и в небольших объемах содержит водород, гелий, неон и другие газы, а также водяные пары и пыль.

Атмосфера делится на тропосферу, стратосферу и ионосферу. Тропосфера располагается над поверхностью планеты до высоты от 8 км над полюсами до 18 км над экватором. Она содержит около 80% всей массы атмосферного воздуха и является наиболее активным геологическим

агентом — участвует в физическом и химическом преобразовании горных пород, их разрушении, транспортировке и накоплении. Тропосфера определяет существование биосферы.

Стратосфера простирается над тропосферой до высоты 50—55 км. Она содержит около 15% массы атмосферы, имеет озоновый слой, защищающий биосферу от губительного воздействия ультрафиолетовых лучей Солнца. Ионосфера простирается до высоты 2000—3000 км. Это наиболее разряженный слой, в котором под воздействием ультрафиолетовых лучей происходит интенсивная диссоциация газов с образованием ионов и электронов. Ионосфера образует протяженный (на сотни тысяч километров) газовый хвост Земли, через который водород и гелий покидают нашу планету, хотя и в очень ограниченном объеме.

*Гидросфера* — прерывистая водно-ледяная оболочка Земли, включающая океаны и моря, поверхностные и пластовые воды континентов и их ледниковые покровы. Гидросфера покрывает около 70,8% поверхности планеты, объем воды составляет 1370 млн. км<sup>3</sup>, из которых 98,3% сосредоточено в Мировом океане, 1,6% — в материковых льдах и только 0,1% — в реках, озерах и верхних слоях литосферы. Геологическая роль гидросферы заключается в разрушении, переносе и химическом преобразовании горных пород, нарушении литостатического давления, вызывающего движение и дислокацию тектоносферных слоев.

*Биосфера* — это населенная организмами оболочка Земли, включающая низы тропосферы, гидросферу и верхнюю часть литосферы до глубины 5—8 км. В геологии продукты биосферы служат прежде всего материалом для образования биогенных горных пород, в том числе горючих полезных ископаемых (каменный уголь, торф, нефть, газ, твердые битумы), строительных материалов (органические известняки, мел), биогенных руд и т. п.

## ВНУТРЕННЕЕ СТРОЕНИЕ

Земля состоит из коры, мантии и ядра (рис. 2).

*Земная кора* — это внешняя сфера твердой планеты, простирающаяся до поверхности мантии, т. е. до 30—50 км в континентальных областях литосферы и 5—10 км — в океанических. Кора имеет трехслойное строение и делится на два типа — материковый (континентальный) и океанический. Океанический тип отличается от континентального значительным сокращением мощности в первом и третьем

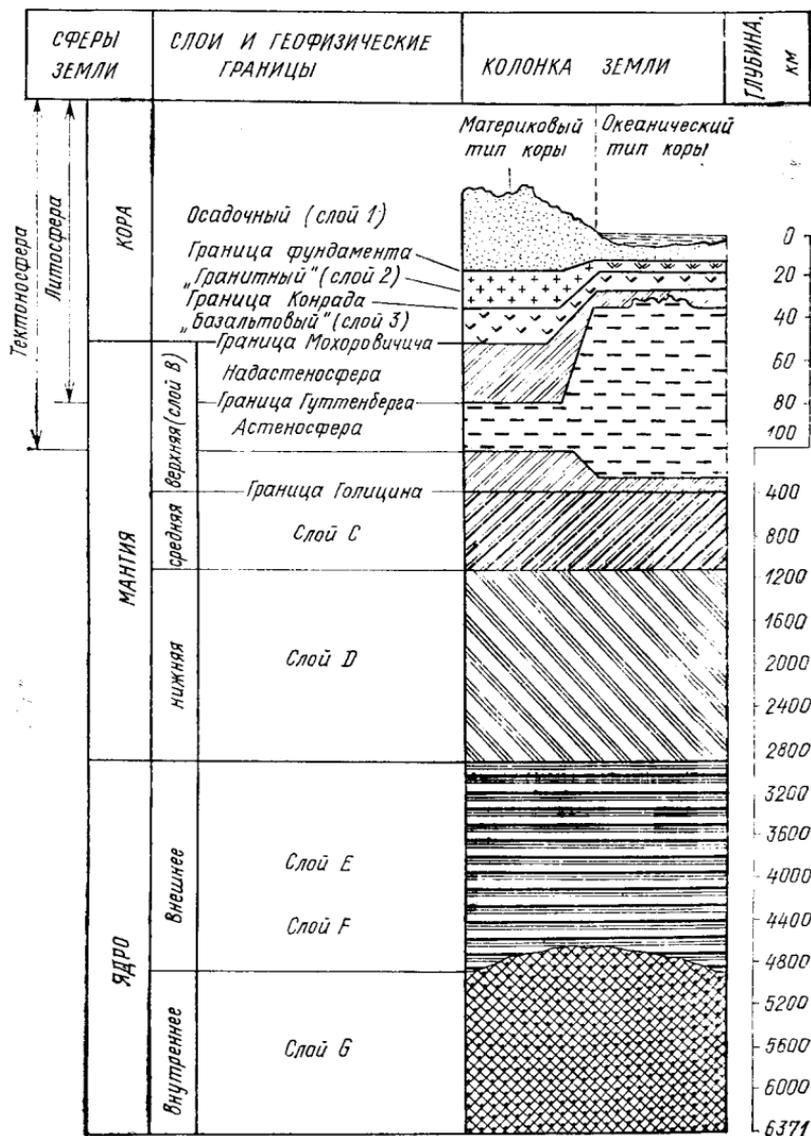


Рис. 2. Схема строения Земли.

слоях и замещением во втором слое континентальной гранитно-метаморфической толщи океанической вулканогенно-осадочной.

Первый слой — осадочный — повсеместно сложен обломочными, хемогенными, органогенными и магматогенными породами. Он характеризуется следующими средними физическими параметрами: плотность вещества —  $2,2 \text{ г/см}^3$ , скорость прохождения продольных сейсмических волн —  $2\text{—}3 \text{ км/с}$ . Мощность осадочного слоя изменяется в широких пределах: от  $20\text{—}25 \text{ км}$  в геосинклинальных прогибах и крупных платформенных синеклизах до полного выклинивания на платформенных щитах и вершинах срединно-океанических хребтов. В среднем она измеряется единицами километров на континентах и сотнями метров в океанических областях.

Второй слой на континентах — гранитно-метаморфический — представлен комплексом гранитов, метаморфизованных пород и очень уплотненных осадочных, физические свойства которых приблизились к метаморфическим. Средняя плотность его вещества —  $2,6 \text{ г/см}^3$ , скорость прохождения продольных волн —  $5,6 \text{ км/с}$ . Средняя мощность гранитно-метаморфического слоя —  $12\text{—}15 \text{ км}$ , но в офиолитовых\* зонах геосинклиналей, в некоторых впадинах внутриконтинентальных и окраинных морей (Черноморской, Южнокаспийской, Охотского, Японского, Средиземного) он полностью выклинивается.

На платформах гранитно-метаморфический слой выполняет роль фундамента. Среди пород гранитно-метаморфического слоя встречены бывшие осадочные породы древнейших морских бассейнов, сохранившие органические остатки. В частности, на юге Африки в серии Фиг-Три, насчитывающей  $3,2 \text{ млрд. лет}$ , обнаружены остатки бактерии *Eobacterium isolatum* и водорослей *Archaeosphaeroides barberensis*.

В океанических областях литосферы второй слой является вулканогенно-осадочным и представлен подушечными, шаровыми лавами и лавобрекчиями из толентовых базальтов с прослоями литифицированных осадков. В нижней части слоя базальты прорваны дайками и силлами долеритов. Средняя плотность пород этого слоя —  $2,6 \text{ г/см}^3$ , средняя скорость прохождения продольных волн —  $5,2 \text{ км/с}$ . Мощность вулканогенно-осадочного

---

\* Офиолитовые (или зеленокаменные) зоны — это зоны обнаженных на поверхности пород базит-гипербазитового состава.

слоя не превышает 1—2 км и сокращается до полного выклинивания на склонах срединных хребтов. Возраст его пород изменяется от средне- и верхнеюрского в пограничных с континентными зонах до современного — в срединных хребтах и вулканических поднятиях.

Третий слой — «базальтовый» — распространен повсеместно. Предполагается, что он обнажен на поверхности континентов в офиолитовых поясах геосинклиналей и в океанических глубоководных желобах. В офиолитовом поясе Полярного Урала этот слой представлен серией габброидов, габброамфиболитов и амфиболитов. В глубоководных желобах он также состоит из габброидов и амфиболитов, но с примесью зеленокаменных сланцев. Средняя плотность пород «базальтового» слоя — 2,9 г/см<sup>3</sup>. Скорость продольных волн в его кровле, именуемой границей Конрада, скачкообразно возрастает до 6,4 км/с и к подошве слоя постепенно увеличивается до 7,2 км/с.

В отдельных областях литосферы физические свойства пород, слагающих кровлю «базальтового» слоя, близки свойствам пород подошвы гранитно-метаморфического комплекса, и поэтому границу Конрада проследить не удается. В других областях граница с подобными параметрами прослеживается в толще гранитно-метаморфических пород в связи с уплотнением вещества. Такое явление установлено в разрезе Кольской скважины, где при проектной глубине залегания 7000 м «базальтовый» слой не был вскрыт и на глубине свыше 12 000 м.

Мощность «базальтового» слоя на континентах в среднем 20—30 км, а в областях океанической коры отличается поразительным постоянством, составляя  $4800 \pm 200$  м.

*Мантия* является промежуточной сферой Земли, расположенной между ее корой и ядром в средних интервалах глубин от 45 км на материках и 7 км в океанах до 2900 км. На геофизических разрезах поверхность мантии отбивается по скачкообразному изгибу кривой скорости продольных волн от 7,2 км/с в подошве «базальтового» слоя до 8,2 км/с — в кровле мантии. Эта геофизическая граница прослеживается повсеместно и носит имя Мохоровичича.

Физические свойства пород мантии изменяются с глубиной путем постепенно-скачкообразного возрастания скорости продольных волн до 13,6 км/с и плотности пород до 5,9 г/см<sup>3</sup> в подошвенной части слоя на границе с ядром. Скачкообразное изменение скорости продольных геофизических волн характерно для всего разреза Земли. Это обстоятельство использовано геофизиком Булленом для рас-

членения разреза Земли на семь оболочек, получивших буквенные обозначения: кора (А), верхняя мантия (В), средняя мантия (С), нижняя мантия (D), внешнее ядро (Е), переходная зона (F), внутреннее ядро (G). Таким образом, в составе мантии выделяются три слоя: верхний, средний и нижний.

*Верхняя мантия (слой В)* простирается до глубины 400 км и в свою очередь состоит из двух слоев: верхнего, находящегося в твердом состоянии (иногда называют эклогитовым), и нижнего — аморфного, именуемого астеносферой.

Вопрос о составе пород верхней мантии до сих пор не решен. Многие геологи полагают, что верхи эклогитового слоя обнажены в офиолитовых поясах геосинклиналей и представлены дунитами, перидотитами и другими породами ультрабазитовой ассоциации. Средняя плотность прохождения волн в этом слое — 8,1 км/с, средняя плотность его вещества — 3,6 г/см<sup>3</sup>, а средняя мощность — около 50 км в континентальных областях и около 35 км — в океанических. Эклогитовый слой мантии совместно с корой образует каменистую оболочку Земли — *литосферу*, блоки которой погружаются в вязкое вещество астеносферы и пассивно перемещаются в ней, подобно глыбам льда в воде. *Астеносфера* выделяется на сейсмограммах по резкому падению скорости продольных волн до 7,4 км/с и носит название волновода Гуттенберга. Астеносфера выполняет роль изостатической постели: помещенные в нее литосферные блоки перемещаются вертикально в связи с изменениями собственного веса вследствие осадконакопления и эрозионных процессов и, возможно, горизонтально — под действием гипотетических конвекционных потоков. Кроме того, протекающие в астеносфере процессы вызывают движение и дислокацию литосферы с образованием всевозможных тектонических элементов.

Поверхность астеносферного слоя располагается в континентальных областях на глубинах 80—120 км, а в океанических — 40—60 км.

*Средняя мантия (слой С)* залегает в интервале глубин 400—1 000 км. В ней выделяют три зоны скачкообразного роста скоростей продольных сейсмических волн. Первая соответствует кровле средней мантии (располагается на глубине 400 км) и называется «гранницей Голицына». Вторая зона прослеживается на глубине 650—700 км, третья — в подошве средней мантии, т. е. на глубине 1000 км. Предполагается, что этим геофизическим зонам соответствуют

зоны термодинамические, в которых происходит уплотнение и перестройка кристаллических решеток молекул и осуществляется фазовый переход одних минералов в другие. Так, главные минералы верхней мантии — оливин и пироксен (составные части перидотита) в термодинамических условиях, существующих на глубине 400 км, могут перейти в более плотные модификации: шпинелевую и гранатовую. Этот процесс был экспериментально доказан А. Рингвудом. Скорость прохождения продольных сейсмических волн в слое С составляет 11 км/с, а средняя плотность вещества — 4,3 г/см<sup>3</sup>.

*Нижняя мантия (слой D)* залегает в интервале глубин 1000—2900 км и считается зоной плотнейшей упаковки минеральных соединений. По мнению В. А. Магницкого и А. П. Виноградова, она состоит из окислов магния, алюминия, титана, железа. Скорость продольных сейсмических волн в этом слое возрастает до 13,6 км/с, а плотность вещества — до 5,9 г/см<sup>3</sup>.

*Ядро Земли* начинается с глубины 2900 км. Оно имеет форму шара радиусом около 3470 км и состоит из внешней, промежуточной и внутренней частей.

*Внешнее ядро (слой E)* выделяется по резкому падению скорости продольных сейсмических волн (до 8,1 км/с) и полному поглощению поперечных. Эти данные позволяют считать вещество внешнего ядра жидким.

*Внутреннее ядро (слой G)* начинается на глубине 5100 км и фиксируется на сейсмограмме «скачком» скорости продольных волн с 8,1 до 11,2 км/с. Средняя плотность его вещества около 12 г/см<sup>3</sup>, вещество твердое.

Точными сведениями о составе и физических свойствах породы ядра наука не обладает. Возможно, оно состоит из сплава железа и никеля с примесью более легких элементов. На это указывают прежде всего скорости распространения сейсмических волн и средняя плотность материала. Используются и косвенные данные. Так, наиболее плотным веществом метеоритов является железо-никелевый сплав. Не встречено более плотное вещество и на поверхности Луны, Марса, Венеры.

Порода, аналогичная той, которая, по мнению ученых, составляет земное ядро, обнаружена на поверхности в горах Кламат (США). Это железо-никелевый сплав с включенными по кристаллической решетке гранатами. Плотность породы 12,02 г/см<sup>3</sup>. Она получила название джозефенит — по названию протекающей вблизи речки. От всех известных пород джозефенит отличается текстурой и составом.

По-видимому, он мог подняться из внешнего ядра по разломам, причем по мере ослабления давления происходила кристаллизация с выделением зерен граната.

Роль ядра в тектогенезе литосферы еще не выявлена. Предполагают, что происходящие во внешнем ядре приливо-отливные движения вещества (в связи с лунно-солнечными притяжениями) и физико-химические процессы возбуждают движение астеносферного вещества, которое приводит к дислокации литосферы и определяет планетарные черты тектоники земной коры.

### ФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА

Рассмотрим лишь те физические свойства Земли, которые определяют или фиксируют процессы тектогенеза.

**Тепловой режим Земли.** Источниками глубинного тепла служат остаточное тепло земных недр; трение, возникающее вследствие сепарации (дифференциации) земного вещества; приливное трение, распад радиоактивных элементов.

*Остаточное тепло* — тепло, сохранившееся в недрах некогда раскаленной планеты. В современных условиях этот фактор тектогенеза играет, по-видимому, второстепенную роль, но в геологическом прошлом он, несомненно, был одним из ведущих. *Дифференциация земного вещества* — это процесс гравитационной дифференциации пород по плотности, в результате которого породы более высокой плотности погружаются, а меньшей — всплывают. Подсчитано, что вследствие трения, возникающего в процессе сепарации, из земных недр уже выделилось около  $10^{33}$  эрг тепловой гравитационной энергии.

*Приливное трение* возникает вследствие притяжения Земли Луной и Солнцем, а также неравномерной скорости вращения нашей планеты и ее внутренних сфер. Трение, возникающее в процессе разнонаправленных движений земного вещества, переходит в тепловую энергию. Предполагается, что на ранних этапах жизни Земли, когда скорость ее вращения была в несколько раз выше, а Луна — значительно ближе, приливное трение могло быть крупным источником тепловой энергии, но в настоящее время его роль незначительна.

*Распад радиоактивных элементов* в литосфере может служить активным источником эндогенного тепла. Наиболее радиоактивными являются уран, торий и калий. Но распределение этих элементов в земной коре очень нерав-

Таблица 1

**Содержание радиоактивных элементов в породах литосферы  
и количество тепла, выделяемого ими при распаде**

Порода	Содержание, г/т			Кол-во тепла, $10^{-16}$ кал/г·с		
	уран	торий	калий	уран	торий	калий
Гранит	4,0	13,0	4,1	940	820	300
Базальт	0,6	2,0	1,5	140	130	110
Перидотит	0,02	0,06	0,02	4,8	3,7	1,5

номерное (табл. 1). Большое содержание радиоактивных элементов в гранитах, казалось бы, предопределяет повышенные тепловые потоки и более высокую тектоническую активность в областях с материковым типом коры. Но исследования показали, что величины тепловых потоков в тектонически аналогичных структурах континентальных и океанических областей примерно одинаковы (табл. 2). Не уступают океанические области континентам и по интенсивности тектонических процессов. Все это свидетельствует о том, что радиоактивный распад не играет первостепенной роли в образовании эндогенного тепла и в процессах тектогенеза.

Таким образом, наиболее существенным источником эндогенного тепла служат, по-видимому, процессы гравитационной дифференциации земного вещества по плотности.

По вертикальному разрезу Земли температура распределяется примерно так: в коре на глубине 10 км —  $+200^{\circ}\text{C}$ , в верхней мантии на глубине 100 км —  $+1600^{\circ}\text{C}$ , в нижней мантии на границе с ядром —  $+3000^{\circ}\text{C}$ , а в центре ядра достигает  $+6000^{\circ}\text{C}$ .

Таблица 2

**Распределение тепловых потоков в основных тектонических  
областях (по К. В. Боголепову, Б. М. Чикову, 1976)**

Континенты		Океаны	
структуры	средняя величина теплового потока $4,19 \cdot 10^{-2}$ Вт/м <sup>2</sup>	структуры	средняя величина теплового потока $4,19 \cdot 10^{-2}$ Вт/м <sup>2</sup>
Плиты платформ	1,10	Плиты океанические	1,10
Орогенные области	1,50	Глыбовые поднятия	1,30
Вулканические области	2,16	Островные дуги	2,10
Рифты континентальные	4,40	Рифты океанические	4,90

Из земных недр к поверхности тепло поступает путем: а) передачи через твердые тела — проводники; б) излучения пород-диэлектриков при их нагреве на очень высокие температуры; в) с восходящими потоками магмы, воды, нефти и газов; г) конвекции.

Величина теплового потока, поступающего на земную поверхность, определяется активностью протекающих на глубине тепловых процессов и проницаемостью литосферы. Эти факторы зависят от типа развивающейся тектонической структуры. Следовательно, существует прямое соотношение между типом тектонического элемента и величиной теплового потока (см. табл. 2).

**Гравитационный режим.** Определяется силами земного тяготения, обладает свойствами, позволяющими отнести его (наряду с внутриземным теплом) к числу основных источников тектогенеза. Рассмотрим эти свойства.

1. Сила тяжести действует постоянно и повсеместно. Она контролирует положение всех тел в гравитационно устойчивом состоянии; сопротивляется силам, пытающимся нарушить это состояние, а при нарушении — восстанавливает равновесие. Благодаря силам гравитации сохраняется целостность планеты, эта же сила во многом определяет характер тектонического развития литосферы и форму ее структурных элементов. О роли гравитационных сил в тектонике земной коры в книге «Сила тяжести и тектоника» (1976 г., под редакцией К. А. Де Джонг и Р. Шолтена) сказано так: «Нет иной силы, помимо силы тяжести, которая могла бы привести к возникновению всех тектонических деформаций, наблюдаемых на поверхности Земли» (с. 11).

2. Сила тяжести может быть источником тектонического движения. Это происходит при нарушении гравитационно-равновесного состояния горных пород под действием иных сил или при неравномерном распределении пород разной плотности по вертикальному разрезу. Гравитационное движение проявляется в форме сползания пластин горных пород по наклонным плоскостям или в форме внутрипластового перемещения (течения) пластичных пород (глины, песчано-глинистых отложений, каменной соли и т. п.) из зон высокого в зоны низкого давления с образованием всевозможных дислокаций нагнетания и оттока.

3. Сила тяжести, направленная вертикально вниз, может трансформироваться в пластичных породах в силу упругого сжатия, действующего в любом направлении. В погруженных зонах наклонно залегающих пластичных слоев происходит трансформация силы тяжести перекры-

вающего комплекса отложений и собственной тяжести пластичных пород, давящих с окружающих зону склонов, в силу упругого сжатия. Преломляясь через эту силу, гравитация вытесняет пластичную породу в зону меньшего давления в любом направлении. Это явление может сопровождаться «инверсией плотности» — интенсивным перемещением менее плотного вещества вверх из-под пород более высокой плотности.

4. Величина силы тяжести превышает величину силы эндогенного источника. Какой бы величиной ни обладал источник тектогенеза, сила земного притяжения приостанавливает его воздействие на земные слои (в противном случае земной шар разрушился бы) и восстанавливает их гравитационно-равновесное состояние. При этом гравитационные силы затрачивают лишь часть своей величины, пропорциональную массе выведенных из равновесия пород.

5. Общепланетарным проявлением силы тяжести служит изостазия — сохранение литосферными блоками равновесного состояния. Равновесие достигается путем погружения литосферного блока в астеносферу до такого уровня, при котором вес вытесненного астеносферного вещества уравнивается с весом блока. Глубина погружения блока зависит от его объема и плотности слагающих пород. Следовательно, блоки, испытывающие уплотнение своего материала или являющиеся областями аккумуляции, погружаются, а подверженные разуплотнению и эрозии — поднимаются. Действительно, многие области интенсивного осадко- или ледонакопления испытывают погружение (Прикаспийская синеклиза, краевые прогибы, Гренландия, Антарктида и т. д.), а многие платформенные щиты (Балтийский, Канадский) и горные страны (Кавказ, Копетдаг) — подъем.

Большую роль гравитации в тектонических процессах отмечает В. В. Белоусов в учебном пособии «Геотектоника»: «Гравитационная энергия занимает в земном шаре, несомненно, первое место» (с. 249).

**Ротационный режим.** Неравномерное вращение нашей планеты и твердые приливы внутриземного вещества, вызванные лунно-солнечными притяжениями, — еще один энергетический источник тектогенеза. Этим явлением многие ученые объясняют образование структур планетарного масштаба: трансокеанических разломов, разломов регматической сети, определяющих положение геосинклинальных и рифтовых поясов, и т. п. (см. гл. V, параграф «Современные концепции»).

**Магнитные свойства Земли.** В геотектонике магнитные свойства Земли используются как фиксатор геологических процессов прошлых эпох, с помощью которого пытаются восстановить историю развития земной коры. Для этого применяется метод палеомагнитных исследований, заключающийся в определении положения ферромагнитных минералов породы относительно современных магнитных полюсов. Он основан на способности ферромагнитных частиц ориентироваться в формирующейся породе (магматическом расплаве, илистых осадках) относительно положения магнитных полюсов планеты в соответствующую эпоху и сохранять это положение после литофикации породы. В тех случаях, когда ориентация ферромагнитных частиц не со-

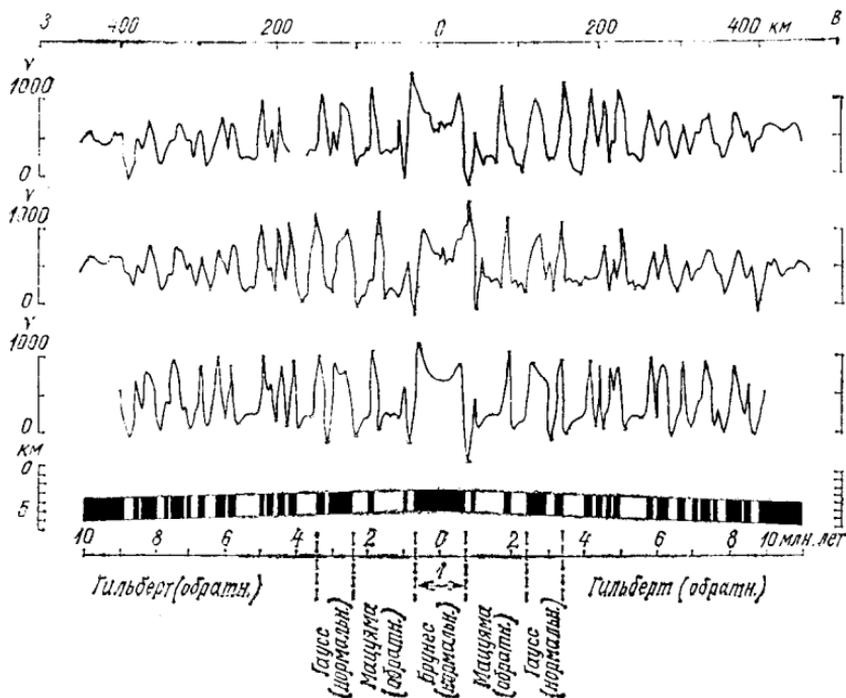


Рис. 3. Интерпретация магнитных аномалий (по В. К. Питману, Дж. Ферхугену, Ф. Тернеру, Л. Вейсу, К. Вархаштиму, Ц. Файфу, 1966, 1974):

средняя кривая — магнитный профиль через Тихоокеанский рифт в зоне 50° ю. ш. и 120° з. д. Центральная положительная аномалия соответствует грабеной зоне рифта, в которой магнитные тела образовались в современную геомагнитную эпоху Брунес. Расположенные к западу и востоку от центральной аномалии чередующиеся положительные и отрицательные аномалии соответствуют магматическим телам, внедрившимся в предыдущие геомагнитные эпохи. Верхняя кривая — перевернутый вокруг оси средний профиль: их сопоставление показывает схожесть кривых и, следовательно, возможное родство магматических тел по разные стороны от оси рифта. Нижняя кривая — рассчитанный усредненный профиль.

ответствует современному положению магнитных полюсов, геологи называют две возможные причины отклонения: а) иное положение магнитных полюсов в древние эпохи и их миграцию во времени; б) перемещение литосферных плит или блоков коры.

Проведенные на континентах палеомагнитные исследования пород разного возраста показали, что чем древнее порода, тем больше угол отклонения ее ферромагнетиков от современных магнитных меридианов. Используя эти материалы и данные о палеоклиматических поясах, геологи

попытались установить положение земных полюсов в определенные эпохи и построить траекторию их миграции при условии постоянного положения материков. В результате для разных континентов получились столь сложные, запутанные и несовпадающие траектории, что поверить в реальность миграции полюсов трудно.

Иная картина наблюдается в породах океанического дна. Ферромагнитные частицы ориентированы на современные полюса, а их знаки или соответствуют знакам полюсов, или обращены (инверсированы) на 180°. Это явление установлено в покровах базальтовых лав, симметрично расположенных по обе стороны от срединных хребтов. Оказалось, что на магнитограммах покровы отражаются чередующимися («полосовы-

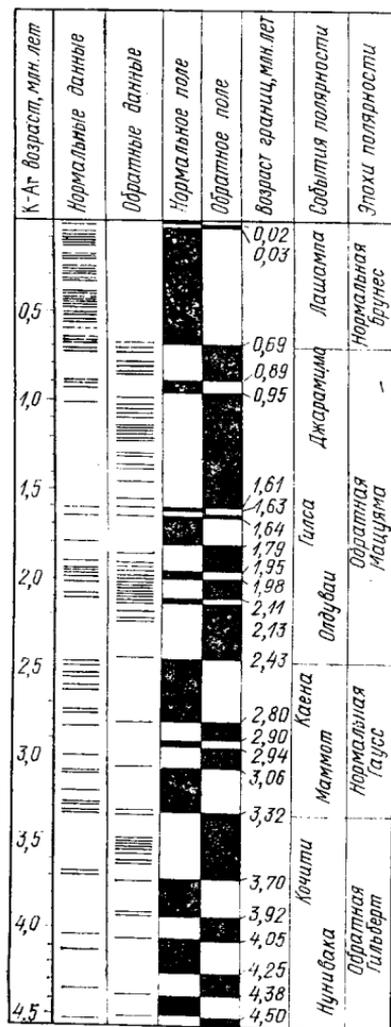


Рис. 4. Возрастная шкала смены геомагнитной полярности (по А. Коку, 1969; из кн. К. В. Боголепова и Б. М. Чикова, 1976).

ми») положительными и отрицательными аномалиями. При этом разновозрастные лавовые потоки по разные стороны хребта характеризуются кривыми аналогичной конфигурации и одинаковым знаком (рис. 3).

Геофизики Ф. Вайн и Д. Мэтьюз предположили, что это явление обусловлено инверсией знаков магнитных полюсов во времени: полюса постоянно сохраняют свое положение на планете, но периодически меняют знаки, и это фиксируется ферромагнитными частицами.

Инверсия полюсов происходит через сотни тысяч и миллионы лет. Отрезок времени, в течение которого выдерживается положительное или отрицательное (относительно современного) состояние полюсных знаков, называется *геомагнитной эпохой*. Каждой эпохе присвоено имя ученого. Современная эпоха — эпоха Брюнес, продолжительность 690 тыс. лет. Ей предшествовали эпохи Мацуяма (0,69—2,43 млн. лет), Гаусса (2,43—3,32), Гилберта (3,32—4,55 млн. лет) и др. Эпохи нарушались кратковременными инверсиями полюсов, но в целом на их протяжении сохранялась определенная направленность магнитного поля (рис. 4).

Палеотектонические построения, выполненные на основе концепций об инверсии полюсов и миграции литосферных плит, позволяют в некоторой мере реконструировать палеотектоническую обстановку Земли на конец палеозойской, мезозойской и кайнозойской эр.

## ГЛАВА II. ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ДВИЖЕНИЯ И ДИСЛОКАЦИЯ ЛИТОСФЕРНЫХ СЛОЕВ

### КЛАССИФИКАЦИИ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДВИЖЕНИЙ

*Тектонические движения* — это механическое перемещение материала тектоносферы под действием внутренних и внешних сил, приводящее слои литосферы к дислокации с образованием тектонических элементов разного ранга и к качественному изменению пород — метаморфизму, оруденению, трещиноватости и т. п.

Изучение причин и формы движения вещества в тектоносфере и механизма образования и развития всевозможных структурных элементов — важнейшая задача геотектоники. В ее решении существенную помощь оказывают схемы классификации тектонических движений. Наиболее известны схемы В. Е. Ханна и В. В. Белоусова (табл. 3).

В. Е. Ханн следующим образом характеризует типы движений, выделенные им по уровню зарождения в земном шаре. Общие колебания исходят из ядра и выражаются одновременным поднятием или опусканием всей поверхности Земли либо крупнейших ее сегментов — континентальных и океанических. Они приводят к трансгрессиям и регрессиям вод Мирового океана, слоистости осадочных толщ и т. п. Сверхглубинные движения определяют погружение океанических впадин и поднятие континентальных глыб и зарождаются в нижней мантии. Глубинные движения вызываются физико-химическими процессами в верхней мантии и приводят к развитию крупных геосинклинальных и платформенных структур. Коровые движения рассматриваются как производные от глубинных и подразделяются на складчатые и разрывные; предполагается, что этому типу движения обязана своим происхождением значительная часть дислокаций фундамента, отраженных в осадочном чехле. Покровные, или поверхностные, движения возникают вследствие перетока пластичных масс или гравитационного соскальзывания крупных пластин осадочного чехла, что приводит к образованию складок нагнетания и гравитационного скольжения. Экзотектонические движения вызываются весьма ограниченными по площади про-

**Общая классификация тектонических движений**  
*В. Е. Хаин (1973)*

Уровень зарождения движений	Существенно вертикальные		Существенно горизонтальные	
Верхняя часть осадочного слоя	Экзотектонические движения			
	складки (уплотнения, выдавливания, разбухания и пр.)	сбросы, взбросы	складки (оползневые, ледниковые и пр.)	сдвиги, надвиги, шарьяжи
Поверхностные (покровные) движения				
Осадочный слой коры	складчатые (складки нагнетания)	блоковые (по сбросам и взбросам)	складчатые (складки общего сжатия, гравитационного скольжения и пр.)	сдвиги, надвиги, шарьяжи гравитационные
Коровые движения				
Консолидированная кора	складчатые (складки основания и облекания)	блоковые (по взбросам и сбросам)	складчатые	сдвиги, региональные надвиги, шарьяжи негравитационные
Глубинные движения				
Верхняя мантия	волновые	глыбовые (по глубинным сбросам и взбросам)	волновые (мега-складки)	глубинные сдвиги и надвиги
Сверхглубинные движения				
Нижняя мантия	мегаундации континентально-океанического масштаба	сверхглубинные разломы	?	?
Ядро Земли	Общие колебания (пульсации) объема Земли, связанные с процессами на границе мантии и ядра		?	

Уровень зарождения движений	Существенно вертикальные	Существенно горизонтальные
-----------------------------	--------------------------	----------------------------

В. В. Белоусов (1976)

Внутрикоровые движения

Складчатые (глыбовые, нагнетания, общего смятия, глубинные)	Разрывные (сбросы, взбросы, везы, надвиги, раздвиги, шарьяжи)
---	---

Общекоровые (глубинные) движения

Колебательные (общие и глыбово-волновые)	Разрывные (глубинные разломы-везы, сдвиги, сбросы, надвиги, раздвиги)
--	---

цессами уплотнения или разбухания осадочных пород, движениями ледников, оползнями и т. п.

В. В. Белоусов считает, что наиболее важной характеристикой тектонических процессов является охват ими того или иного объема коры. Общекоровые движения охватывают кору во всей ее толщине и определяют медленные поднятия и опускания больших территорий, развитие глубинных разломов разного типа и структурное развитие коры в целом. Внутрикоровые движения локализуются в некотором объеме коры (не охватывая ее по всей толщине) и выражаются развитием складок нагнетания сжатой линейной складчатости и т. п.

По времени своего проявления движения подразделяются на современные, новейшие и древние.

**СОВРЕМЕННЫЕ ЕСТЕСТВЕННЫЕ  
И ТЕХНОГЕННЫЕ ДВИЖЕНИЯ. ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ**

**Современные естественные движения.** К ним относятся движения, наблюдаемые в настоящее время или зафиксированные в истории цивилизации. Начало их принято исчислять от времени стабилизации уровня вод в Мировом океане, происшедшей 6000 лет назад. Стабилизация позволяет оценивать степень подъема и погружения прибрежных областей. Познакомимся с некоторыми методами изучения современных движений.

*Историко-археологический метод* заключается в изучении движений земной коры в связи с изменением гипсометрического положения или пространственной ориентации памятников человеческой культуры и современных

строний. Наиболее широко он применяется в прибрежных областях, где о характере и амплитуде движений коры судят по степени затопления наземных построек или отходу воды от береговых сооружений. По этому поводу В. В. Белоусов (1954) приводит интересные данные. Так, в 1620 г. на берегу Ботнического залива была построена гавань Торнео, а через 100 лет ее причалы обмелели и высохли. На берегу Неаполитанского залива стоят колонны древнего храма, изъеденные на высоте 6,3 м морскими раковинами-камнеточцами, следовательно, в историческом прошлом храм погружался в море. Ю. А. Косыгин (1963) пишет, что два ирригационных канала в Месопотамии за 18 веков с момента их сооружения поднялись на 18 м. Очень быстрые геоморфологические изменения испытывает восточное побережье Каспия: еще в 40-е годы XX в. Челекен был островом; в 50-е годы он соединился с материком узкой песчаной косой, затопленной во многих местах, но уже доступной для автотранспорта, а в 60-е между полуостровом и материком пролегла шоссейная дорога.

*Метод водомерных наблюдений* заключается в измерении уровня моря по засечкам на футштоках — чугунных рейках. В СССР футштоки имеются на всех морских побережьях. Только вдоль северных побережий установлено более 70 равномерных постов. Исследования показывают, что большая часть северного побережья поднимается. Так, район Мурманска поднимается на 2—4 мм/год, район Таймыра — на 1—3 мм, а Западно-Сибирская и Печорская плиты погружаются на 1—3 мм/год.

*Геодезический метод* повторного нивелирования является наиболее распространенным в изучении современных движений. По засечкам на специальных бетонных реперах, установленных на геофизических полигонах, проводится сверхточное нивелирование. Наблюдения ведут через определенные промежутки времени. Полигоны чаще всего строят в сейсмоактивных областях, чтобы изучить связь землетрясений с характером движения коры. Приведем некоторые результаты геодезических исследований: Большой Кавказ поднимается со скоростью 8—12 мм/год, Куринская впадина опускается на 6,2 мм, а Припятская в целом — на 2—3 мм/год, но на фоне общего погружения в ней растут неотектонические поднятия со скоростью 1—2 мм/год.

*Метод изучения движений земной коры по изменению уровня грунтовых вод.* При поднятии земной коры уровень грунтовых вод понижается, источники и болота высыхают,

озера и реки мелеют, характер растительности изменяется. При погружении коры уровень грунтовых вод повышается. Это приводит к обратным последствиям: появляются родники, ручьи и болота, реки и озера становятся полноводными, в зонах умеренного климата разрастаются леса, а в степных и пустынных областях, где воды минерализованы, формируются солончаки.

**Техногенные движения.** Все более часто происходят движения коры, обусловленные технической деятельностью человека. Они связаны с нарушением равновесия пород в земной коре по причинам интенсивной эксплуатации полезных ископаемых, строительства крупных городов и водоемов, производства ядерных взрывов и т. п. В последние десятилетия деятельность человека уподобилась активной тектонической силе.

Техногенные движения коры проявляются в форме: а) плавных вертикальных движений — медленного погружения или подъема; б) резких вертикальных движений — землетрясений; в) субгоризонтальных перемещений верхних слоев — оползней.

Плавные вертикальные погружения испытывают территории водохранилищ, крупных городов, технических сооружений, месторождений полезных ископаемых. Иногда погружение обусловлено давлением техногенных сооружений, приводящим к уплотнению одних и вытеснению других горных пород и проседанию участков коры или целых литосферных блоков. В иных случаях причиной погружения верхних слоев являются пустоты, образующиеся в подстилающих толщах в связи с извлечением из них полезных ископаемых. Например, территории Братского и Красноярского водохранилищ погружаются со скоростью 1—2 см/год, и за время их существования образовались воронки проседания диаметром около 10 км, глубиной до 6 м. В Нью-Йорке высотные дома дают дополнительную нагрузку на грунт до 20 кг/см<sup>2</sup> и более и за счет уплотнения рыхлых или оттока пластичных пород проседают на 4—6 м. По этой причине небоскребы обычно ставят на скальный грунт, для чего нередко приходится сооружать до 4—6 подземных этажей. Интенсивная откачка пластовых вод в г. Мехико привела к проседанию грунта на 6 м; по этой же причине погружается в море Венеция. Подъем почвы по техногенной причине наблюдался в г. Омске. Он был вызван поступлением пластовых вод под тяжестью строений в верхние толщи неогеновых глин и их набуханием (Е. М. Сергеев, 1977).

Землетрясения, вызванные техногенной деятельностью человека — явления далеко не редкие. Очень сильное землетрясение (магнитудой до 6,3) на Индостанском щите в районе водохранилища Койны сопровождалось разрушением плотины и зданий, человеческими жертвами. Землетрясение силой 7 баллов (по 12-балльной шкале) было в 1967 г. в районе Старого Грозного в связи с разработкой нефтяных залежей. Несколько землетрясений интенсивностью до 3 баллов произошло в Степном Крыму в связи с закачкой в неогеновые известняки пресной воды с целью magazинирования. Наиболее сильные землетрясения техногенной природы регистрируются при подземных ядерных испытаниях: в штате Невада (США) они вызвали землетрясения интенсивностью до 5—6 магнитуд и смещения коровых слоев на 50—100 см по вертикали и до 15 см по горизонтали.

Оползневые явления случаются при строительстве сооружений на гравитационно неустойчивых слоях, залегающих на наклонных «скользких» водонасыщенных породах. В этой связи Е. М. Сергеев приводит интересный случай, когда «толчком» оползню послужили ... танцы в небольшом домике, построенном на неустойчивом грунте на окраине г. Осло (Норвегия).

Таким образом, техногенные движения по величине соизмеримы с естественными, а по скорости значительно превосходят их и представляют очень сложное и важное динамическое явление, с которым человечество обязано считаться.

**Землетрясения.** Это наиболее яркое проявление современных движений. *Землетрясение* — упругое колебание земной поверхности, вызванное внезапным освобождением потенциальной энергии, накопленной в определенной зоне литосферы за длительный отрезок геологического времени.

*Очаг* землетрясения представляет собой разрыв сплошности материала Земли, возникший под действием упругих напряжений и приводящий к частичному или полному снятию этих напряжений на площадке разрыва. Разрыв возникает вначале в небольшой зоне земных недр — *гипоцентре*, а затем распространяется от нее на многие десятки и сотни километров. По данным Г. П. Горшкова, при землетрясении с магнитудой 7,5 длина разрыва достигает 100 км, при 8,5—300 км.

Проекция гипоцентра на дневную поверхность называется *эпицентром*; сотрясение, предшествующее основному

толчку,— *форшоком*, а последующее за основным толчком — *афтершоком*.

Для оценки интенсивности землетрясений в мире используются разные шкалы. В СССР обычно применяется 12-балльная шкала МЗК-64, показывающая относительную величину толчка по его последствиям. В сокращенном варианте она выглядит примерно так: 1—4 балла — слабые сотрясения без разрушений; 5—7 баллов — сильные сотрясения, ветхие строения рушатся; 8 баллов — сильные сотрясения, падают высокие трубы, обрушиваются потолки в некоторых зданиях; 9 баллов — опустошительные: большинство зданий обрушивается, в почве появляются трещины; 10 баллов — уничтожающие: рушатся все здания и мосты, рвутся трубопроводы, появляются оползни; 11—12 баллов — катастрофические: падают деревья, существенно изменяются рельеф и геологическая структура территории.

По шкале Рихтера за единицу интенсивности землетрясения принята *магнитуда* — относительная энергетическая характеристика, определяемая как логарифм отношения максимальных амплитуд волн происшедшего землетрясения к волнам эталонного. Самые интенсивные землетрясения из всех известных имели магнитуду 8,9.

Землетрясения классифицируются по разным признакам.

По глубине гипоцентра различают землетрясения *неглубокие* (коровые) — до 60 км; *промежуточные*, охватывающие литосферу и верхи астеносферы на глубинах от 60 до 150 км, и *глубокофокусные* (прослеживаются в зонах Заварицкого — Беньофа до низов средней мантии), имеющие глубины проникновения до 700 км.

По происхождению выделяют землетрясения тектонические, вулканические, денудационные и моретрясения. *Тектонические* вызваны глубинными процессами и выражены резкими перемещениями слоев в литосфере; для них характерно большое площадное распространение — до 2000 км<sup>2</sup>. Тектонические землетрясения составляют 95% общего числа. *Вулканические* землетрясения проявляются в областях действующих вулканов, имеют небольшой радиус распространения волн (до 50 км) и неглубокий гипоцентр. *Денудационные*, или *обвальные*, землетрясения вызываются обвалом пород в горных областях или карстовых пещерах, отличаются небольшой интенсивностью (до 5—6 баллов), их гипоцентры находятся вблизи поверхности. *Моретрясения* происходят в тех случаях, когда гипоцентр распо-

лагается под дном моря или океана. При моретрясениях в воде возникают особые гравитационные волны — *цунами*. Перед появлением цунами морские воды покидают береговую зону на несколько минут и даже часов. Выражаются цунами волнами огромной высоты, движущимися с колоссальной скоростью и уничтожающими все, что попадает на их пути. В истории человечества самый длительный уход (на 3 часа) морской воды от побережья перед цунами был зафиксирован в 1960 г. в Перу, а наиболее высокая волна цунами — в 1755 г. в Лиссабоне: она достигала 10-метровой высоты и углубилась на континент на 15 км.

*Техногенная* разновидность землетрясений рассмотрена на с. 31.

Для изучения землетрясений строятся карты изосейст, изохрон и сейсмического районирования. Изосейсты — это линии равной интенсивности сейсмической энергии. Следовательно, карты *изосейст* показывают интенсивность землетрясения в разных точках территории. Изохроны — это линии одновременного прихода сейсмической волны, а карты *изохрон* отражают время распространения волны по исследуемой территории. Основным документом сейсмологических исследований являются *карты сейсмического районирования* («карты СР»), в задачи которых входит предсказание места и интенсивности будущих землетрясений на основе сейсмологических и геолого-геофизических материалов. Они базируются на многолетних наблюдениях и характеризуют сейсмическую активность больших территорий. В Советском Союзе используется «Карта сейсмического районирования СССР», выполненная под руководством В. И. Бунэ и Г. П. Горшкова в 1978 г.

На карте сейсмического районирования территории СССР зоны возникновения очагов землетрясений (зоны ВОЗ) выделены на основе комплексного анализа геолого-геофизических данных о строении литосферы и сейсмичности территории. В качестве геологического критерия сейсмичности учтены прежде всего факторы интенсивности и контрастности современных движений в тектонических областях и история геологического развития этих областей. Геофизическими критериями служили зоны гравитационных ступеней, смены знаков аномалий магнитных и гравитационных полей, наличие субгоризонтальных неоднородностей в разрезе литосферы и т. п.

Разрушительные свойства землетрясения зависят от интенсивности толчка, физического состояния пород, на ко-

торых построены здания и сооружения, и от глубины залегания скального грунта. В рыхлых породах величина сотрясения резко возрастает в связи с *гравитационным* проседанием их частиц. На скальных породах строения более устойчивы.

Ежегодно на нашей планете происходят сотни тысяч землетрясений, из которых около 150 оказываются разрушительными. Каждое сильное землетрясение выделяет колоссальную энергию: например, землетрясение интенсивностью в 12 баллов дает до  $10^{25}$  эрг энергии, что соответствует 1 триллиону лошадиных сил. Поэтому перед человечеством стоят две актуальные задачи: использовать энергию землетрясений для своих нужд и предупреждать их трагическое воздействие. Первая задача еще не решается. Выполнение второй заключается в прогнозировании землетрясений и строительстве сейсмостойких сооружений. Для прогнозирования необходимо знать, где, какой силы и когда будет землетрясение. Ответ на первые два вопроса с некоторой степенью достоверности дают карты «СР». Поэтому основным остается вопрос о времени землетрясения. Для ответа на него проводятся исследования с использованием разных методов (В. П. Солоненко, 1979).

*Геодезический метод* основан на сверхточном нивелировании на специальном полигоне. Известно, что землетрясению предшествует замедление и прекращение вертикального движения коры и, следовательно, геодезических реперов, установленных по разные стороны разрывного нарушения. Однако не все землетрясения предваряются изменениями вертикальных движений крыльев разломов. Так, на побережье Неаполитанского залива из-за прогноза, оказавшегося ложным, было эвакуировано население г. Поццуоли; в американском штате Калифорния землетрясение произошло без предшествующих геодезических признаков.

*Сейсмологический метод* имеет несколько направлений. Одно из них заключается в прогнозировании землетрясений по их *циклической повторяемости* во времени с учетом постоянства сейсмического режима данного геологического региона. Однако изучение статистики землетрясений в Китае за 3000 лет и в Японии за 2000 лет показало, что сейсмический режим непостоянен и землетрясения высокой интенсивности могут повторяться и через несколько лет и через многие столетия. Другое направление носит название «*дилатансии*» (*расширения*) и основано на установлении процессов разуплотнения и расширения пород перед землетрясением, что фиксируется по сокращению скорости

сейсмических волн. Но и это направление не универсально. В Калифорнии перед мощным землетрясением 1975 г. скорость сейсмоволн в породах возросла всего на 1%.

*Гидродинамический метод* базируется на фактах колебания уровня подземных вод перед землетрясением, но исследования показали, что такие явления происходят даже перед самыми незначительными сотрясениями земной коры и прослеживаются на больших расстояниях от будущего эпицентра. Так, гидродинамические процессы были установлены перед Муйским землетрясением 1957 г. на расстоянии 500 км от эпицентра в г. Чите, а перед аляскинским 1964 г. — на 4500 км.

*Гидрохимический метод* учитывает изменения химического состава пластовых вод в областях будущих землетрясений. Но последующие наблюдения показали: изменение химического состава пластовых вод с появлением в них новых элементов и газов наблюдается и вне всякой связи с глубинными толчками.

*Биологический метод* основан на наблюдениях за животными, предчувствующими землетрясения. Например, перед землетрясением в Алайской долине и на территории Китая змеи покидали свои норы даже в период зимней спячки. В Калифорнии перед землетрясением 1977 г. в одном из поселков в 17 хозяйствах из 50 домашние животные проявляли различные признаки беспокойства: скаковой конь лягал ограду, собака беспричинно лаяла и не отходила от хозяев и т. п. Остальные животные, включая чутких гусей, были абсолютно спокойны.

Анализ рассмотренных методов показывает, что ни один из них не является вполне надежным. Поэтому поиски метода точного прогнозирования времени землетрясения продолжаются. Важно не только предсказать место, время и интенсивность землетрясения, но и его последствия, чтобы определить место строительства и сейсмостойкость сооружений. В. П. Солоненко пишет: «При катастрофических землетрясениях, особенно в горных районах, часть человеческих жертв и материальных потерь связана не с самим землетрясением, а с обвалами, оползнями, селевыми потоками... Поэтому в программы исследований должен быть включен четвертый элемент — *инженерно-сейсмологический прогноз* явлений, сопутствующих землетрясению. Жизненно важно не предсказать точное время, когда будет разрушен город, а построить его там и так, чтобы он не был разрушен» (Природа, 1979, № 2, с. 19).

К новейшим относятся движения неогенового и четвертичного периодов до начала периода современных движений. Этим периодам обязаны своим происхождением многие геоморфологические элементы земной поверхности: высочайшие горно-складчатые сооружения, глубочайшие впадины и едва различимые структурные осложнения.

Для изучения новейших движений применяются геологические и геоморфологические методы. Геологические методы включают анализ фаций, мощностей, перерывов и несогласий и др., они наиболее широко используются при изучении древних движений.

Основными при изучении новейших движений являются *геоморфологические методы*: морфометрический, орографический, батиметрический, изучения речных долин, речных и морских террас, морфологии морского побережья и др.

*Морфометрический метод* заключается в построении и анализе карт порядков долин, базисных поверхностей, остаточного рельефа. *Карта порядков долин* позволяет изучать речную долину в развитии. Участки новейших тектонических движений характеризуются быстрым переходом долин стока в овраги, затем в балки и, наконец, в реки. *Карта базисных поверхностей* отражает тальвеги долин в изолиниях. На участках неотектонических поднятий уклоны долин возрастают, а на участках погружений — уменьшаются. *Карта остаточного рельефа* характеризует области длительного подъема или погружения коры.

*Орографический метод* основан на изучении зависимости форм рельефа от направления и амплитуды движения коры: обычно положительные формы соответствуют зонам подъема, отрицательные — зонам погружения. Но в областях интенсивной эрозии и расчлененности разреза на твердые и мягкие породы рельеф чаще всего обращенный. Направление тектонического движения нижних и верхних слоев иногда бывает противоположным, и это приводит к развитию неотектонических поднятий на фоне общего погружения территории или наоборот. Обычно это происходит в связи с движением пластичных пород. Например, в Месопотамском прогибе соляные штоки приподнимают осадочный чехол и протыкают его, образуя горы высотой (относительно окружающей равнины) до 1200 м. Благодаря аридному климату соляные массы хорошо сохраняются на поверхности и спускаются с горных вершин в виде глет-

черов. В условиях гумидного климата аналогичные соляные тела быстро размываются и над неотектоническими поднятиями развиваются озерные впадины (озера Эльтон, Баскунчак, Индер и др.).

*Батиметрические исследования* аналогичны орографическими, но применяются при изучении движения дна водных бассейнов в связи с особенностями их рельефа.

*Изучение речной сети и речных долин* дает богатый материал по новейшим движениям земной поверхности. Водные потоки очень чувствительны к колебаниям земной коры и реагируют на них искривлениями и меандрированием русел, появлением террас и аккумулятивных долин. Положение многих речных долин подчинено направлению тектонических элементов: прогибов, разломов и т. п. Если на пути водного потока начинается развитие поднятия, поток может обойти это поднятие, старое русло поднимется и образуется *висячая долина*. Если породы, слагающие растущее поднятие, легко размываются, водоток будет углублять русло, формируя *антецедентную долину*. На погружающихся участках рек развиваются широкие долины с многочисленными старицами, меандрами и мощным слоем аллювия.

*Изучение речных террас* тоже очень показательно. Речные террасы являются древними поднявшимися долинами рек и формируются в связи с подъемом земной коры и понижением базиса эрозии. Широкие террасы образуются в периоды тектонического покоя. Чем быстрее подъем коры, тем уже терраса, при очень интенсивном подъеме образуются ущелья.

*Изучение морских террас и морфологии побережий* — один из важных, широко применяемых методов познания движения земной коры. Морские террасы — это древние материковые отмели, поднявшиеся в связи с подъемом коры. Если после длительного подъема береговая зона погружается, образуются затопленные террасы. Но при изучении характера движения коры в прибрежных областях не следует забывать о существовании эвстатических колебаний уровня воды в Мировом океане, которые также могут служить причиной затопления и осушения береговых зон. Изрезанные береговые линии с бухтами, заливами, мысами и лиманами свидетельствуют о быстром погружении суши, при котором абразия не успевает выровнять рельеф. При устойчивом положении коры берег выравнивается. Хорошим показателем направления и скорости движения морского дна служат рифовые постройки: известно, что коло-

ниальные кораллы живут на глубине 20—25 м и при любом отклонении от нее отмирают. А многие рифовые атоллы подняты над водной поверхностью или погружены в морскую пучину на глубину до 1400 м.

Наиболее эффективным является *комплексный метод* изучения неотектонических движений, при котором используются все данные геоморфологических и геологических исследований с обязательным учетом истории развития древних тектонических элементов.

Как пример рассмотрим в общих чертах неотектонические движения территории Белоруссии (по Э. А. Левкову, 1976). Начиная с позднего олигоцена, эта территория испытала общий подъем, амплитуда которого к началу неогенового периода достигла 100—200 м. В результате почти вся территория, за исключением южной зоны Припятского прогиба, оказалась выше уровня моря. В ранне-среднемиоценовое время продолжался общий подъем территории и лишь области Припятской и Подляско-Брестской впадин опустились на несколько десятков метров. В позднем миоцене и раннем плиоцене вся территория погрузилась на 40—50 м, а затем в течение позднего плиоцена и антропогена испытывала ритмичные колебания, вызванные наступлением и таянием ледников. В связи с движением ледниковых тел и срывом ими верхних слоев осадочного чехла на глубину до 150—250 м эти слои были дислоцированы в «гирлянды» длиной до 12 км и шириной до 3 км, состоящие из отдельных складок и шечуй длиной 1—3 км. Такие гирлянды известны у Бобруйска, Волковыска, Гродно, Климовичей, Солигорска и некоторых других городов.

#### ДРЕВНИЕ ДВИЖЕНИЯ

К *древним* относятся движения донеогенового периода. Ими образованы все основные тектонические структуры земной коры: континенты и океаны, геосинклинали, платформы, рифты и многие слагающие их дислокации.

О характере древних тектонических движений, т. е. их направлении, скорости, амплитуде и т. д., можно судить по взаимоотношению в разрезе горных пород, их мощности, составу и т. д. С этой целью применяются методы геотектоники, базирующиеся на принципах Н. Стено и разработанные последующими поколениями геологов. В современном представлении принципы историко-динамической геологии выглядят следующим образом.

1. Каждый слой в период своего формирования зале-

гает горизонтально и лишь впоследствии под действием каких-то сил может принять наклонное или вертикальное положение, быть смятым и разорванным. Следовательно, чтобы восстановить структуру данной территории на период образования данного слоя, необходимо на графических построениях разрез расположить так, чтобы данный слой вернулся в горизонтальное положение.

2. В условиях первоначального залегания каждый перекрывающий слой моложе подстилающего. Этот принцип положен в основу стратиграфии.

3. Слой, образовавшийся в тектонически спокойной обстановке и залегающий на горизонтальной поверхности подстилающего тела, имеет выдержанную мощность. Изменение мощности слоя указывает на тектоническую активность области в период его формирования. Анализ изменения мощности слоя позволяет установить направленность, скорость и амплитуду движения земной коры, механизм формирования тектонических элементов.

4. Каждому осадочному слою свойствен определенный комплекс признаков (состав пород, текстура, окраска, остатки органического мира и др.), указывающий на условия его образования. Облик породы, характеризующий физико-географические условия ее образования, именуется *фацией*. Фациальный анализ позволяет восстановить не только физико-географические, но и геологические условия древних эпох.

5. Комплекс фаций — *формация* — типичен для определенных тектонических условий. Следовательно, с помощью формационного анализа можно проследить историю тектонического развития изучаемой территории.

6. Некоторые особенности структурного облика земной литосферы геологического прошлого можно наблюдать в современной структуре планет земной группы с помощью космических исследований. Такой метод изучения тектоники и других особенностей Земли называется *сравнительной планетологией*.

7. Для восстановления тектонической обстановки древних эпох может быть использован принцип *актуализма*, основанный на мнении о сходстве современных и древних тектонических процессов. Но фактически палеотектонические построения нуждаются в корректировке, учитывающей значительные эволюционные изменения химического состава воды и атмосферы, климатических условий, органического мира и т. д.

Познакомимся с основными методами палеотектониче-

ских исследований. Задача этих методов — восстановить древнюю структуру земной коры и проследить ее эволюцию, определить время рождения и характер развития тектонических элементов и т. п. Базируются палеотектонические методы на анализах мощностей, перерывов, несогласий, формаций и др.\*

*Анализ мощностей* основан на зависимости мощности слоя от характера движения и амплитуды погружения земной коры. Он проводится путем построения серии палеотектонических профильных разрезов и серии карт мощностей. *Палеотектонические профильные разрезы* строятся в определенном направлении и в специально подобранных масштабах (горизонтальном и вертикальном). Кровля слоя совмещается с горизонтальной «нулевой» линией, и по вертикали откладывается мощность слоя. Отметки его подошвенной части соединяются плавной линией. Поведение этой линии характеризует вертикальные движения территории и изменения его структуры в отрезок времени, соответствующий накоплению этого слоя.

Профильные разрезы принято строить снизу вверх, от более к менее древним слоям и в каждом последующем разрезе достраивать к подошве анализируемого слоя подстилающие слои. Это позволяет проследить характер структурного развития территории во времени (рис. 5).

Палеотектонические разрезы характеризуют развитие территории только по определенному профилю, но не дают представления об изменении структуры в площадном плане. Этот недостаток устраняется с помощью *карт равных мощностей (изопахит)*. Методика их построения подобна методике построения структурных карт: за основу принимают план местности с точками скважин или обнажений, возле которых проставляют значения мощностей анализируемого слоя. Далее методом интерполяции определяют точки равных мощностей, которые соединяют линиями равных мощностей — *изопахитами*.

На карте изопахит в общем случае области максимальных мощностей соответствуют развивающимся в то время депрессиям, области сокращенных мощностей — зонам замедленного погружения, что обуславливало развитие положительных структурных элементов. Области подъема

---

\* Широко распространенный «анализ фаций» относится к палеогеографическому методу и освещается в курсах «Литология» и «Историческая геология».

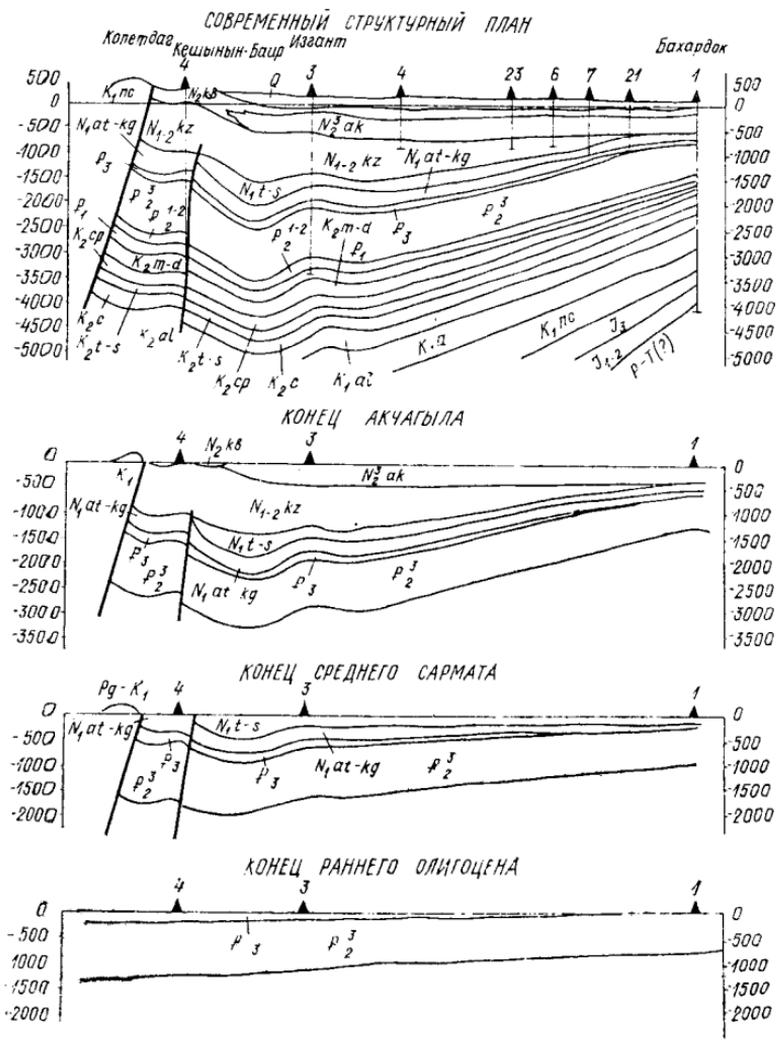


Рис. 5. Палеотектонические профильные разрезы по линии Копетдаг—Бахардак, отражающие историю развития Предкопетдагского прогиба в конце палеогена и в неогене.

К концу раннего олигоцена территория была погруженной окраинной Южно-Туранской плиты и прогиба еще не существовало: отложения нижнего олигоцена равномерно возрастают в сторону Копетдага. В таком же состоянии находилась территория и в течение актепинского и карагауданского времени раннего миоцена. Но к середине сарматского века краевой прогиб уже существовал и накопил осадки, отсутствующие в южных предгорных разрезах. На профильных разрезах, отражающих развитие прогиба к концу акчагальского века и современный структурный план, видно постепенное смещение оси прогибания в сторону платформы и соответствующее изменение мощностей и зон распространения накапливающихся осадков.

коры не только не накапливали осадков, но и подвергались эрозии.

Серия карт изопахит, построенных для разных отрезков геологического времени, позволяет проследить историю развития территории, время образования и эволюцию всевозможных дислокаций и связанных с ними полезных ископаемых.

Преимущество метода анализа мощностей по сравнению с другими методами палеотектонических исследований заключается в том, что он дает не только качественную, но и количественную характеристику вертикального движения земной коры. Такая оценка будет верна в случаях *компенсированного* прогибания коры, при котором мощность осадков равна амплитуде погружения. Когда скорость погружения превышает скорость аккумуляции, говорят о *некомпенсированном* прогибании. Если скорость осадконакопления превышает скорость прогибания, происходит *избыточное осадконакопление*. Случаи некомпенсированного прогибания или избыточного осадконакопления фиксируются лишь на отдельных этапах геологического развития территории. В длительные периоды геологической истории, как показал В. В. Белоусов, эти несоответствия нивелируются и использовать мощности пород в палеотектонических построениях вполне эффективно.

*Анализ перерывов и несогласий* основан на прямой зависимости между восходящими движениями земной коры, вызывающими перерыв в осадконакоплении и денудацию пород, и нисходящими движениями, при которых денудированная поверхность перекрывается толщей более молодых осадков с угловыми, стратиграфическими и азимутальными несогласиями. *Стратиграфическое несогласие* (рис. 6, а) выражается выпадением из разреза слоев определенного возраста, но при этом элементы залегания перекрывающих и подстилающих пластов одинаковы (т. е. слои параллельны). *Угловое несогласие* (рис. 6, б) заключается в налегании пород на дислоцированную подстилающую толщу с иным углом залегания. *Азимутальное несогласие* (рис. 6, в, г) выражается полным несоответствием всех элементов залегания, включая азимуты структур. Азимутальное несогласие имеют, например, байкаллы Тиманской гряды и герциниды Урала, толща таврической серии и перекрывающие их породы мезо-кайнозоя в Горном Крыму.

Таким образом, анализ перерывов и несогласий позволяет определить примерное время действия движений, их

характер и направленность, выделить в разрезе структурные этажи и подэтажи.

Под *структурным этажом* следует понимать геологическое тело, ограниченное поверхностями региональных несогласий, обладающее характерной внутренней структурой и образовавшееся в течение определенного этапа геологического развития территории. В составе этажа выделяются *структурные подэтажи* — комплексы пород, отделенные от

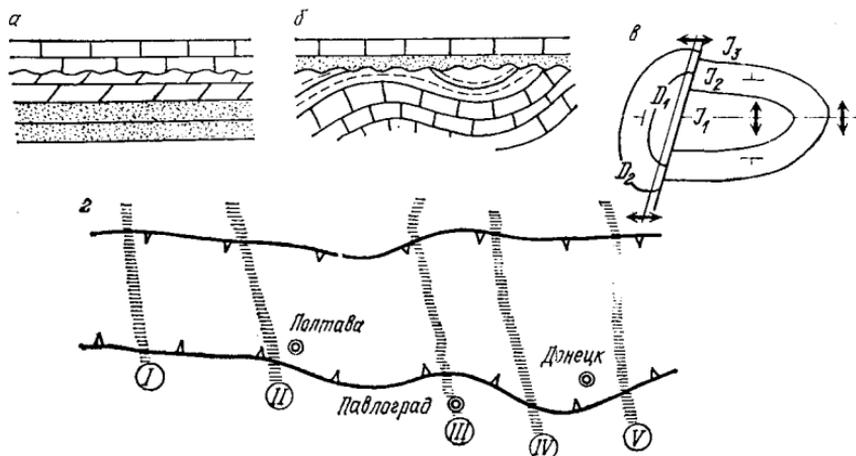


Рис. 6. Примеры несогласного налегания слоев:

а—стратиграфическое несогласие; б—угловое; в, г—азимутальное (в случае г показано, что субширотная палеозойская Днепровско-Донецкая впадина наложена с крупным азимутальным несогласием на субмеридианальные докембрийские разломы I—V).

остальной части этажа незначительными угловыми и стратиграфическими несогласиями.

**Формация** — это комплекс отложений, парагенетически связанных между собой и образовавшихся в единой тектонической и физико-географической обстановке (табл. 4). С помощью таблицы основных типов формаций крупных тектонических элементов земной коры можно определить принадлежность изучаемой территории к тому или иному тектоническому элементу и даже стадии его развития. Например, флишевая формация характерна для средней стадии развития геосинклинальных прогибов, грубообломочная моласса — для заключительной стадии краевого прогиба и т. д.

## Основные формации крупных тектонических элементов литосферы Земли

Стадии тектогенеза	Платформы (по В. Е. Хаину, 1973)	Геосинклинали (по В. Е. Хаину, 1973)	Краевые прогибы (по Ю. М. Пущаровскому, 1960)	Рифты конгинитов (грабеновые зоны) (по В. Ф. Карташеву, А. А. Недовизину, 1979)
Заключительная	Покровно-ледниковая Континентально-песчаная Лимническая угленосная	Верхняя грубообломочная моласса Лимническая угленосная или красноцветная Андезито-базальтоидная, лагунная	Грубообломочная моласса	Платформенная (ледниковая, угленосная, терригенная)
Поздняя	Параллельная угленосная или эвапоритовая красноцветная Морская терригенная регрессивная	Лагунная угле- или слоеносная Липарито-дацитовая Морская терригенная	Тонкообломочная (шиповая) моласса	Рифтовая вулканогенно-эвапоритовая
Средняя	Морская Платформенная карбонатная	Морская Геосинклиальная известняковая Флишевая, Андезитовая	Лагунно-озерная угленосная или эвапоритовая	Платформенная терригенно-карбонатная
Начальная	Морская терригенная трансгрессивная Базальная лагунно-континентальная: угле- или соленосная, аркозовых или кварцевых песчаников. Платобазальтовая	Аспидная (сланцевограувакковая) Спигито-диабазо-кератофирровая	Морская сероцветная или барьерных рифов	Рифтовая вулканогенно-молассовая, базальная

## ДЕФОРМАЦИЯ И ДИСЛОКАЦИЯ ГОРНЫХ ПОРОД

Под воздействием тектонических сил происходит деформация и дислокация горных пород. *Деформация* — это временное или постоянное изменение формы и объема тела горной породы с сохранением ее сплошности в связи с перестройкой или смещением его внутренних частиц. *Дислокация* — процесс нарушения первоначального положения слоев, вследствие которого возникают складчатые и разрывные осложнения (структурные «дислокации»). Иногда эти термины ошибочно считают синонимами.

Физико-математические основы деформации горных пород освещены в специальной и учебной геологической литературе, включая учебники по инженерной геологии. Поэтому рассмотрим вкратце лишь вопросы деформации, касающиеся геотектоники.

Характер деформации горных пород определяется величиной воздействующей силы, временем и направлением ее воздействия на геологическое тело и физическими свойствами породы, составляющей это тело, т. е. степенью хрупкости или вязкости вещества слоя. В свою очередь физические свойства пород определяются не только их составом, но и термодинамическими условиями в месте их залегания. В одинаковых термодинамических условиях одни породы оказываются более вязкими и проявляют склонность к пластическому течению, другие — хрупкими и разрываются при незначительных напряжениях. Нередко в литературе пластичные породы называются *некомпетентными*, а хрупкие — *компетентными*.

Среди пород осадочного чехла высокой пластичностью обладают глины, гипсы, ангидриты, каменные соли и обогащенные глиной влажные терригенные толщи. Наиболее хрупкими являются доломиты, известняки, крепкие песчаники. Но в погруженных зонах земной коры, где господствуют высокие температуры и давления, даже самые хрупкие породы литосферы (доломиты, кварциты, мраморы, базальты и т. п.) проявляют склонность к пластическому течению. На физические свойства пород оказывают влияние не только термодинамические условия. Деление пород на «компетентные» и «некомпетентные» теряет смысл в том случае, когда изучаются процессы, протекающие в масштабах геологического времени и в поле действия сил земного тяготения. В этих условиях даже в самых хрупких телах проявляется медленная пластическая деформация. Например, в связи с очень медленными движениями зем-

ной коры в передовой зоне Восточного Копетдага образовалась гигантская (амплитудой до 3 км) Восточнокопетдагская флексура, а несколько западнее ее на Гяурседагской антиклинали слои хрупких нижнемеловых доломитов, песчаников и известняков были растянуты и сократили свою мощность в 2—3 раза. В Центральном Копетдаге, где тектонические движения были более интенсивными, разорвались даже пластичные глины палеогена.

### СКЛАДЧАТОСТЬ И СКЛАДКИ. КЛАССИФИКАЦИЯ СКЛАДOK

Термин «складчатость» имеет несколько значений. Прежде всего под ним подразумевается процесс деформации и дислокации литосферных слоев. С другой стороны, *складчатость* — это группа складок (складчатая система), объединенных по какому-либо признаку: генетическому, тектоническому, морфологическому и т. д.

Складчатые системы обладают особыми свойствами (рис. 7): *ундуляцией* («волнообразованием») — способностью к многократному поднятию и погружению шарнира, *виргацией* («ветвлении») — образованием пучка расходящихся складок при обтекании жесткого массива или в зонах затухания складчатости, *вергентностью* — опроки-

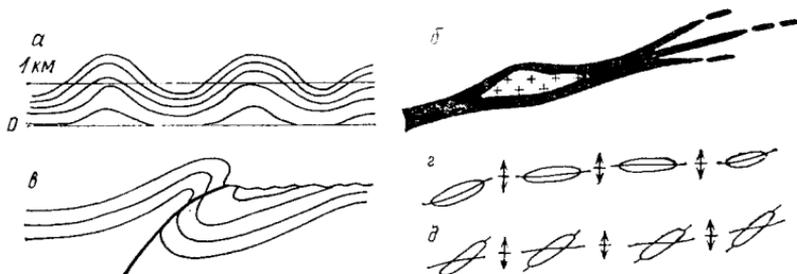


Рис. 7. Свойства складчатых систем:

а—ундуляция (в профиле); б—виргация (в плане); в—вергентность (в профиле); г—четковидное и д—кулисообразное расположение складок в системе (в плане).

дыванием поднятий на окраины сопредельных депрессий, *четковидным* и *кулисообразным* расположением складок.

*Складки* — это элементарные изгибы слоев.

Существуют разные принципы *классификации* складок. В Советском Союзе наиболее популярны классификации В. Е. Хаина и В. В. Белоусова. Схема В. Е. Хаина (1973) основана на геолого-генетическом принципе, учитывающем

признаки складок, образовавшихся на разных уровнях развития литосферы. Это, по выражению автора, само собой предопределяет различный геологический механизм их образования. В зависимости от уровня развития В. Е. Хаин делит все складки на четыре категории и в каждой выделяет различные по механизму образования типы. Категория *А* охватывает группу поверхностных экзогенных дислокаций (осадочного облекания, уплотнения, разбухания, оползания и гляциодислокации). Категория *Б* включает покровные эндогенно-экзогенные складки — гравитационные и нагнетания. В категорию *В* входят складки чехла, отражающие структуру фундамента (унаследованные, надразломные, приразломные, межразломные, общего сжатия). Категория *Г* объединяет метаморфогенные и магматогенные складки гранито-гнейсового слоя.

В. В. Белоусов (1975) предлагает физико-генетическую классификацию, в основу которой положен «кинематический» принцип, построенный на различиях в характере движения пород земной коры, приводящих к формированию складчатости того или иного типа. В этой классификации выделяются складчатости: глыбовая, нагнетания, общего смятия и глубинная.

Рассмотренные схемы отражают различные условия складкообразования и находят широкое применение на практике. Но они не являются в полной мере «генетическими», так как «родословная» складок определяется не глубиной дислокации слоев и не формой движения пород, а прежде всего *природой структуроформирующих сил* и уже затем — формой тектогенеза и динамикой его проявления. Эти принципы и положены в основу предлагаемой классификации (табл. 5). В ней в первую группу объединены наиболее распространенные в природе складки гравитационной природы, образовавшиеся вследствие внутрипластового движения породы — литодинамического тектогенеза (подгруппа *А*) — и поверхностного гравитационного скольжения пластов (подгруппа *Б*). Во вторую группу включены складки, происхождение которых связано с физико-химическими процессами эндогенной (подгруппа *А*) и экзогенной (верхних слоев чехла) природы (подгруппа *Б*).

**Группа I. Гравитационные складки.** Подгруппа *А*. Складки литодинамического тектогенеза (внутрипластового движения породы). 1. Складки нагнетания сквозные (рис. 8). К этому типу относятся всевозможные валы, купола и другие структуры, образованные вследствие нагне-

**Классификация складок на генетические группы и структурно-динамические типы, выделенные по форме тектогенеза**

Генетическая группа	Форма тектогенеза (подгруппа)	Структурно-динамические типы складок
I. Гравитационная	А. Внутрипластового движения породы (литодинамика)	Поднятия. Складки нагнетания: 1) сквозные; 2) инверсионные; 3) бескорневые; 4) складки выпирания Депрессии: 5) инверсионные мульды и грабены; 6) сквозные мульды; 7) кальдеры Глубинные дислокации: 8) гранито-гнейсовые купола и валы; 9) магматогенные
	Б. Складки свободного скольжения пластов	10) покровные; 11) оползневые; 12) гляциодислокации
II. Физико-химических процессов	А. Тектогенез эндогенных физико-химических процессов	13) глыбовые; 14) штамповые; 15) надразломные; 16) приразломные; 17) вольчения
	Б. Тектогенез экзогенных физико-химических процессов	18) облекания; 19) уплотнения; 20) разбухания

тания пластичных пород из депрессий (зон повышенного давления) в своды окружающих поднятий. Благодаря этому в районе сохраняется сквозной характер структуры, но складки становятся более высокими и крутосклонными, а дизъюнктивные дислокации в пластичной сери преобразуются в пликативные.

Процесс образования складок путем нагнетания пластичной массы известен под термином «диапиризм», или «инъективный тектогенез». Поднятия, выраженные только раздувом мощности пластичного слоя, называются *эмбриодиапировыми*. Если пластичное тело прорывает перекрывающие слои, но не достигает поверхности земли, образуется *криптодиапировое* поднятие. Диапировой называется структура, у которой пластичное тело достигает дневной поверхности. Для соляных криптодиапиров характерны *кепроки* — «каменные шляпы», покрывающие вершины поднятий и состоящие из продуктов выщелачивания соли и обломков прорванных пород.

Г. Е. Рябухин с соавторами в книге «Поиски нефти и газа в солянокупольных областях» (1970) так описывает соляные диапиры Ближнего Востока: «Южноиранские со-

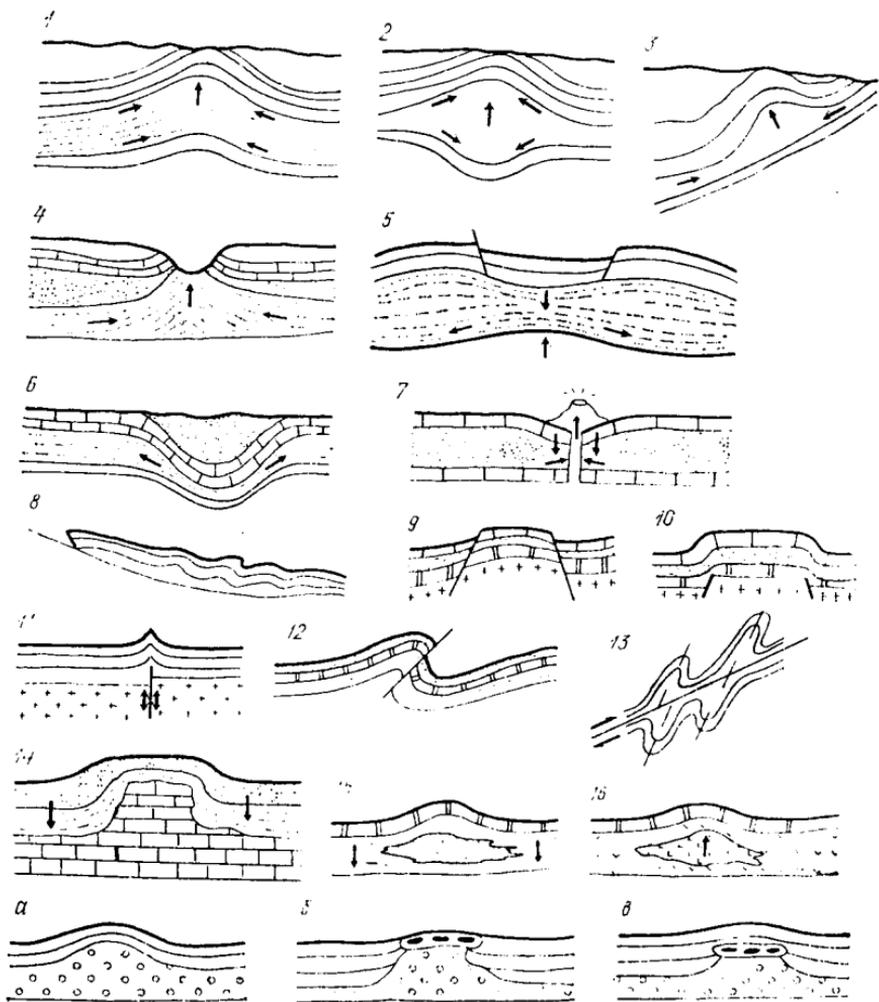


Рис. 8. Генетические типы складок (по В. Е. Ханну, 1973; с дополнениями автора):

Складки нагнетания (1—сквозные; 2—инверсионные; 3—бескорневые; 4—выпирания); складки проседания (5—грабены инверсионные; 6—мульды сквозные; 7—кальдеры); складки поверхностного скольжения (8—оползневые); складки чехла над блоками основания (9—глыбовые (блоковые); 10—штамповые (отраженные); 11—надразломные (шовные, рубцовые); 12—приразломные; 13—волочения); складки экзогенного тектогенеза (14—облекания; 15—уплотнения; 16—разбухания). Разновидности складок нагнетания: а—эмбриодиапиры; б—диапиры; в—криптодиапиры. Все складки изображены в профиле, за исключением складок волочения (13).

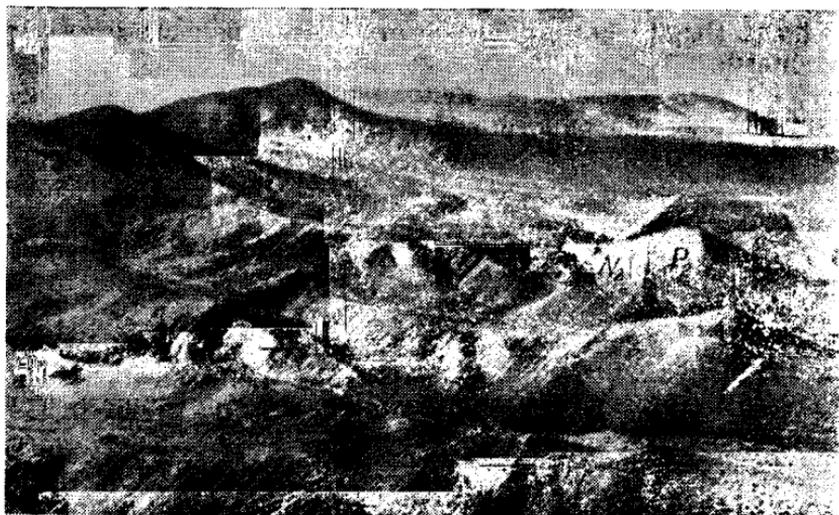
ляные диапиры образуют в плане округлые или овальные окна диаметром 2—3 км. По форме структуры напоминают вулканические интрузии... В одних случаях купола мертвы и превратились в беспорядочное нагромождение невысоких холмов. В других соль еще находится в активном движении, поскольку она слагает высшие точки этой местности, лежащие на 1200—1500 м над уровнем моря... Великолепные соляные горы со спускающимися с них соляными глетчерами представляют впечатляющее зрелище. В ряде случаев соль, растекаясь, занимает площадь до 100 км<sup>2</sup>» (с. 262). Сквозные складки нагнетания широко развиты в Припятском прогибе.

2. Складки нагнетания инверсионные. К этому типу относятся бескорневые антиклинали, развитые над депрессиями подстилающего структурного комплекса. Их образование тоже обусловлено подъемом пластичной массы, но не по напластованию, а вертикально вверх. Благодаря этому перекрывающие слои «инверсируют», преобразуя депрессию в поднятие. Касаясь происхождения подобных складок, В. Е. Хаин в «Общей геотектонике» (1973) пишет: «Несколько особый и не вполне разгаданный еще случай представляет соляная тектоника Предуральяского прогиба, где соляные антиклинали развиты в синклиналиях подсолевого ложа. В последнее время аналогичные данные приводятся, что уже совсем парадоксально, и для Прикаспийской синеклизы» (с. 352). Необходимо добавить, что инверсионные поднятия имеют очень широкое распространение, встречаются в различных тектонических областях, обладают различными, порою гигантскими размерами и возникают в связи с движением не только соленосных, но и терригенных и гипсо-ангидритовых пород. Инверсия структуры является важной и необходимой стадией тектонического цикла (см. гл. V, параграф «Схема гравитационной литодинамической формы тектогенеза»).

3. Складки нагнетания бескорневые. Возникают над склонами депрессий или тектонических ступеней и представляют наклонные или лежащие складки, у которых замки заполнены пластичной породой. Примером бескорневой структуры служит вал, развитый в ливенской соленосной толще и перекрывающих ее породах девонской и каменноугольной систем над Малодушинской моноклиальной ступенью в Припятском прогибе. Над северным склоном Днепровского грабена развиты Сагайдакская, Ведильцевская, Зачепиловская и другие бескорневые антиклинали.

Происхождение бескорневых складок обусловлено, по всей видимости, действием «упора», который встречает на склоне нагнетаемая из депрессии пластичная масса. «Упором» может быть приподнятый по нарушению блок пород или сползающая сверху пластичная порода.

4. Складки выпирания. Образуются при неглубоком залегании пластичной серии и неравномерной эрозии пере-



*Рис. 9.* Предгорья Копетдага. Холмы справа — диапиры палеогеновых глин в зоне Беурме-Кизыларватского шарнирного сброса. В центре и слева — слонстые породы неогена: на основной части территории они залегают почти горизонтально, но в зоне диапризма «задраны» почти вертикально (фото В. Ф. Карташева).

крывающих се слоев или вдоль разрывных нарушений (см. рис. 8) вследствие выжимания вязкой массы в эрозионные окна и плоскости сбрасывателей. На дневной поверхности они обычно выражены небольшими холмами-антиклиналями, своды которых нередко прорваны (рис. 9).

5. Инверсионные мульды и грабены проседания. Обычно образуются в сводах складок нагнетания как структуры компенсационные, т. е. компенсирующие поднятие земной коры. Происхождение их не менее загадочно, чем инверсионных складок. Но самая вероятная причина — отток (гравитационное сползание) пластичной породы со свода растущего поднятия. Наиболее ярко этого типа структуры

выражены грабенами, возникающими в сводах соляных поднятий.

6. Сквозные компрессионные мульды. Возникают в осевых зонах депрессий (т. е. являются «наложенными») в связи с выдавливанием пластичной массы вверх по восстанию пласта.

7. Кальдеры оседания. Образуются в связи с оседанием верхних слоев коры вокруг вулканов или грифонов вследствие выхода на поверхность магмы, воды, сопочной брекчии. Выражены кольцевыми или эллиптическими депрессиями.

8. Гранито-гнейсовые купола и валы. Это глубинные диапиры расплавленного гранитного вещества, вытесненного по тектонически ослабленным зонам к поверхности. Первые характерны для платформ, вторые — для геосинклинальных областей.

9. Магматогенные складки. Дислокации осадочных толщ под действием внедрившихся интрузий: лакколитов, штоков, даек и т. п.

Подгруппа Б. Складки свободного скольжения пластов. Подгруппа объединяет складки, образующиеся при свободном движении комплекса пород, утратившего гравитационное равновесие.

10. Складки покровные. Разные пликативные дислокации, возникающие в горных областях при свободном гравитационном сползании мощных пластин горных пород (шарьяжей).

11. Оползневые складки. Дислокации, появляющиеся в связи с отрывом и сползанием по склонам слоя или мало-мощного комплекса верхних слоев (оползня). Различаются подводные и наземные оползни. Дислокации подводных оползней — сложные дисгармоничные внутрiformационные складки разных размеров и морфологии. Нередко они нарушены разрывами и содержат слои брекчированной породы. Чаще всего такие складки встречаются в терригенном флише (например, в таврической серии Горного Крыма). Наземные оползни обычно смяты в небольшие лежачие складки, у которых фронтальная часть подвернута по наклону рельефа до глубины 50 м и более.

12. Гляциодислокации. Небольшие складки, возникающие в результате смятия поверхностных слоев движущимся ледником. Это бескорневые наклоненные складки, нередко разорванные и надвинутые друг на друга. Глубина смятия слоев ледником обычно не превышает 100 м. В рельефе они, как правило, выражены небольшими гор-

ками. Например, гора Дудергоф под Ленинградом, Андомская гора на Онежском озере, классические каневские дислокации на Днепре.

**Группа II. Складки физико-химических процессов.**  
**Подгруппа А. Складки эндогенных физико-химических процессов.** 13. Глыбовые (блоковые) складки. Приподнятые или погруженные блоки складчатого основания с «припаянными» к ним и разорванными слоями чехла. Это горст-антиклинали и грабен-синклинали.

14. Штамповые (отраженные) складки. Образуются в осадочном чехле под воздействием вертикально движущихся блоков жесткого основания. Являются пликативными дислокациями. В морфологической классификации именуются сундучными или коробчатыми складками.

15. Надразломные (рубцовые, шовные) складки. Образуются в слоях осадочного чехла над разрывными нарушениями, крылья которых испытывали неоднократные инверсионные движения. По существу, это переработанные флексуры, выраженные узкими и протяженными клиньевыми антиклиналями.

16. Приразломные складки. Возникают на крыльях взбросов и взбросо-надвигов под действием сил горизонтального сжатия. Характеризуются узкой и протяженной формой.

17. Складки волочения. Этим термином принято называть складки разной природы. Наиболее правильно, по-видимому, мнение Д. Муди и М. Хилла, относящих к этому типу структурные носы и антиклинали, которые образуются вдоль горизонтальных сдвигов в связи с «волочением» пород на их крыльях. Складки волочения широко развиты вдоль разломов Сан-Андреас, Калаверал и Ингвуд в Калифорнии, Главного Колетдагского разлома (на внутреннем борту краевого прогиба) и установлены в некоторых других зонах крупных разрывов.

**Подгруппа Б. Складки экзогенных физико-химических процессов.** 18. Складки облекания. Перегибы слоев, облекающих выступы подстилающего рельефа: рифовые массивы, эрозионные останцы и т. п. Образуются вследствие уплотнения и проседания пород, залегающих на палеорельефе.

19. Складки уплотнения. Малоамплитудные дислокации, образующиеся при диагенезе осадков вследствие неравномерного уплотнения разных пород: глин, песков, мергелей и других, слагающих единый стратиграфический слой.

20. Складки разбухания. Возникают в связи со способностью некоторых пород к разбуханию в зонах проникновения в пласт воды. Например, глины увеличиваются по мощности в 1,5—2,5 раза, ангидрит подвергается гидратации и переходит в гипсы, при этом мощность слоя возрастает на 67%.

#### РАЗРЫВНАЯ ТЕКТОНИКА

Под *разрывом* понимается нарушение сплошности пород с горизонтальным, наклонным или вертикальным смещением стенок разорванного слоя или комплекса слоев.

По размерам и роли в строении литосферы различают разрывы трех типов: трещины, разрывные нарушения и глубинные разломы. В. В. Белоусов (1975) относит второй тип нарушений к категории «внутрикоровых», т. е. не выходящих из земной коры; третий тип — к «общекоровым», охватывающим всю кору и выходящим в мантию.

*Трещины* — это разрывы с очень незначительной величиной смещения стенок: от долей миллиметра до нескольких сантиметров и очень редко — десятков сантиметров. В основном трещины имеют тектоническую природу. Обычно они возникают в хрупких слоях, испытывающих напряжения в процессе дислокации. При этом наиболее интенсивной трещиноватости подвержены наружные зоны изгиба слоев, испытывающие растяжение (своды антиклиналей), флексуры, крылья разрывных нарушений и глубинных разломов, зоны контакта с интрузиями и т. п. Направление трещиноватости пород также определяется в основном тектоническим фактором: для структур округлой формы характерно концентрическое и радиальное расположение трещин, для продолговатых — ортогональное.

*Разрывные нарушения* характеризуются значительными вертикальными и (или) горизонтальными смещениями стенок разорванных слоев (крыльев нарушения) — от десятков сантиметров до многих километров. Среди них выделяются сбросы, взбросы, сдвиги, раздвиги, поддвиги и множество комбинированных дислокаций.

Трещины и разрывные нарушения подробно описаны в курсе структурной геологии, поэтому познакомимся только с глубинными (общекоровыми) разломами.

*Глубинные разломы* — это зоны разграничения и одновременно шовного сочленения крупных блоков и тектонических элементов литосферы: континентов и океанических областей, платформ и геосинклиналей, рифтов, краевых

прогибов и т. д. Они характеризуются большой протяженностью (сотни, тысячи и десятки тысяч километров), большой глубиной заложения (десятки и сотни километров) и длительной историей развития (на протяжении геологических периодов и эр).

Обычно глубинные разломы располагаются «парами», т. е. системами параллельных разломов, определяющих развитие крупных тектонических структур: геосинклиналей,



Рис. 10. Келятинский надвиг в Копетдаге. Пластина юрских и нижнемеловых пород передней цепи Копетдага (Ж) перекрыла палеогеновые отложения на внутреннем борту краевого прогиба и контактирует с отложениями неогена (N). Амплитуда горизонтального перемещения покрова более 1,5 км, вертикального — около 10 км (фото М. Д. Дурдыева, А. И. Козина, В. Ф. Карташева).

рифтов, трансоксанических расколов и т. д. Планетарные структуры, связанные с глубинными разломами, именуются *линеаментами*.

Глубинные разломы выделяются по следующим признакам:

1) структурному — обычно вдоль глубинных разломов или над ними развиты крупные дислокации: антиклинории, грабены, надвиги (рис. 10) и т. п.;

2) литолого-стратиграфическому — наличием зоны контакта пород разного состава и возраста;

3) геофизическому; на сейсмограммах выражаются зонами потери сейсмических волн, контактированием блоков с резко различными скоростными характеристиками пород;

на гравитационных картах — полосами сгущения изономат силы тяжести («гравитационными ступенями») и различной ориентацией полей на крыльях разлома; на магнитометрических картах — положительными линейными аномалиями в зонах внедрения интрузивных магматических тел и зоной контакта положительных и отрицательных аномалий; на сейсмологических картах — «роями» очагов землетрясений;

4) геотермическому — проявлениями термальных источников и повышенных тепловых потоков;

5) магматическому — наличию зоны интрузивного и эффузивного магматизма;

6) геоморфологическому — зоной контакта горных стран с предгорными равнинами, зоной развития впадин и т. п.

Различные признаки глубинных разломов могут не проявиться или не быть обнаруженными. Поэтому В. Е. Хаин («Общая геотектоника», 1973) отмечает, что «для уверенного установления глубинного разлома необходимо доказать наличие трех основных его свойств: протяженности, глубинности и длительности развития» (с. 313).

Глубинные разломы классифицируются по разным признакам.

В. Е. Хаин выделяет — по *глубине заложения*: 1) сверхглубинные — проникающие в среднюю мантию до глубины 700 км и более; 2) среднеглубинные — начинающиеся в астеносфере; 3) подкоровые — берущие начало в верхней части мантии; 4) коровые — пересекающие земную кору до кровли мантии; по *разграничению тектонических элементов*: 1) периокеанические — разделяющие материки и океаны; 2) перикратонные — отделяющие платформы от геосинклиналей; 3) внутригеосинклинальные — разграничивающие мио- и эвгеосинклинальные прогибы, геоантиклинальные поднятия и срединные массивы; 4) межглыбовые — разграничивающие крупные структуры внутри платформ; 5) трансокеанические — системы прямолинейных параллельных сдвигов в северо-восточной части Тихого океана; 6) разломы рифтовых поясов.

В. В. Белоусов (1976) выделяет: 1) глубинные везы — вертикальные разломы, разграничивающие крупные области поднятий и погружений коры с различной историей развития; 2) общекоровые сдвиги — зоны горизонтального перемещения блоков литосферы на десятки и сотни километров; 3) общекоровые сбросы — системы параллельных разрывов, образующие крупные грабены; 4) общекор-

ровые раздвиги — крупные зияющие трещины коры без существенного вертикального смещения крыльев, заполненные дайками; 5) общекоровые надвиги — зоны надвигания континентальных плит на океанические (зоны Заварицкого — Беньофа).

А. В. Пейве (1977) выделяет еще один тип глубинных разломов — *межпластовый срыв* — разлом с горизонтально-наклонной плоскостью сбрасывателя, расположенный между слоями мантии, литосферы или коры.

Сейсмозондированием установлены, кроме того, два типа разломов, выраженных на глубине крупноамплитудными сбросами (до 5—7 км), а в верхних слоях — взбросами и надвигами. Такие разломы, учитывая генезис, правильнее называть *сбросо-надвигами скольжения* (рис. 11, а) и *инверсионными сбросо-взбросами* (рис. 11, б). Сбросо-надвиги скольжения образуются в связи с гравитационным спол-

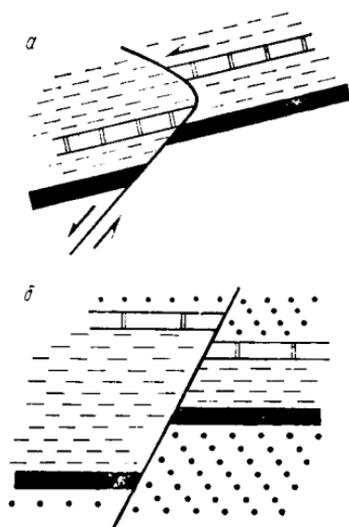


Рис. 11. Схемы инверсионных разломов: а—сбросо-надвиг скольжения; б—инверсионный сбросо-взброс. Пояснения в тексте.

занием наклонно залегающих слоев с поднятого крыла сброса на опущенное, при этом искривляется плоскость сбрасывателя, что и преобразует сброс во взброс и надвиг (например, Мушкетовский надвиг Донбасса, Бородулин, 1971). Инверсионные сбросо-взбросы формируются в зонах длительного погружения блоков коры по сбросам в связи с незначительным погружением приподнятого крыла или поднятием погруженного.

#### МАГМАТИЗМ, ГРЯЗЕВЫЙ ВУЛКАНИЗМ И ГИДРОВУЛКАНИЗМ

Процессы магматизма, грязевого и гидровулканизма проявляются в областях тектонической активизации. Они связаны с дизъюнктивными дислокациями, участвуют в структурообразовании и определяют основные черты локальной и глобальной тектоники земной коры.

**Магматизм.** Магматизм — это совокупность геологических процессов, связанных с движением магмы, ее проникновением из глубинных недр в кору и на дневную поверхность с образованием интрузивных и эффузивных тел, развитием в коре магматогенных поднятий и депрессий и преобразованием геологии района.

Характер магматизма определяется двумя основными факторами: проницаемостью коры и типом магмы. С формами магматических тел и типами магмы знакомят курсы структурной геологии и петрографии. Поэтому ограничимся описанием магматизма в крупных тектонических элементах земной коры: геосинклиналях, платформах, рифтах и океанических областях (см. гл. III).

В *геосинклинальных областях* магматизм изменяется с их эволюцией. На первой стадии в период интенсивного погружения литосферы и формирования прогибов проявляется эффузивный подводный магматизм из ультраосновных и основных лав, которые после метаморфических изменений преобразуются в «зеленокаменную» спилито-диабазо-кератофировую формацию. На второй, предорогенной, стадии, когда в геосинклиналях развиваются геоантиклинальные поднятия, продукты вулканизма — андезитобазальты и андезитодациты — образуют андезитовую формацию. На третьей, раннеорогенной, стадии преобладает интрузивный гранитоидный магматизм, приводящий к формированию гранитных батолитов. В четвертую, орогенную (горообразовательную), стадию проявляется наземный липаритовый и андезитовый вулканизм, образующий порфировую формацию. В пятую, тафрогенную, заключительную, стадию геосинклинального развития территории и ее перехода в субплатформенное состояние происходит финальный магматизм из лав базальтового состава, заполняющих грабени и покрывающих долины в эпигеосинклинальных горноскладчатых областях. Объем лав финального вулканизма бывает очень значительным. Так, в Северо-Американских Кордильерах, в Андах и Охотско-Чукотском поясе площадь покровов достигает 200 000 км<sup>2</sup>, а мощность 1—2 км.

*Платформенный магматизм* чаще всего выражается трещинным излиянием толеитовых базальтов, покрывающих гигантские территории. Излияние происходит спокойно и сопровождается прогибанием территории. Поэтому базальтовые покровы (плато-базальты, или траппы) обычно заполняют гигантские синеклизы: Тунгусскую (площадь покрова 1,5 млн. км<sup>2</sup>, мощность до 2 км), Декканскую (со-

ответственно более 500 тыс. км<sup>2</sup> и около 1,4 км) и др. Среди траппов широко распространены кимберлитовые трубки взрыва, хорошо известные благодаря своей алмазности.

Наряду с эффузивным на платформах существует и интрузивный магматизм. Интрузии имеют различный состав магмы — от ультраосновного до кислого. Среди интрузивных тел встречаются очень крупные плутоны (например, Коростеньский — на Украинском щите, Эронго и Брамберг — в Южной Африке и др.).

В рифтовых зонах, как и в геосинклиналях, периоды магматизма подчинены стадиям тектогенеза (рифтогенеза). Преимущественно это вулканизм из лав базальтоидного типа. В период рождения грабенов вулканизм протекает вместе с накоплением молассы и образуется вулканогенно-молассовая формация, а в стадию активного рифтогенеза магматизм предшествует образованию эвапоритовой толщи или наблюдается одновременно с ней — формируется вулканогенно-эвапоритовая формация. Такие формации известны в Припятском, Суэцком, Рэйнском и других рифтогенных грабенах. Современный рифтогенный магматизм наиболее ярко выражен в Кенийско-Эфиопской системе, где расположены вулканы Меру, Кения, Килиманджаро.

В океанических рифтах вулканизм проявляется в еще большей мере и его продуктивность составляет около 4 км<sup>3</sup>/год толеитовой магмы. Широко развиты подводные вулканические хребты и острова.

В океанических областях, в пределах их платформ, продуктами базальтоидного вулканизма сложены многочисленные подводные и надводные хребты, системы вулканов на едином цоколе и отдельные вулканы, современные и палеовулканы, в том числе плосковершинные горы-гайоты. Примерами вулканических систем, включающих современные вулканы и палеовулканы, надводные и подводные сооружения, являются хребты Гавайский, Императорский, островов Маршалловых и Туамоту. Одиночные вулканы — это острова Св. Елены, Тристан (рис. 12), Ян-Майен.

**Грязевый вулканизм.** Заключается в истечении из земных недр газо-водяной смеси с частицами горной породы — сопочной брекчии. Он проявляется на многих континентах, приурочен к областям альпийской складчатости, связан с мезозойскими и кайнозойскими отложениями и с зонами скопления нефти и газа.

Самой крупной на земном шаре провинцией грязевого

вулканизма является территория Южно-Каспийской впадины, включающая Восточный Азербайджан, Западную Туркмению и южную акваторию Каспийского моря. На ней сосредоточено более 300 наземных и подводных вулканов разного типа, с различным характером извержения и неодинаковым составом эрупции (грязи). Вторая по величине — Тимано-Керчинская провинция. Области грязевого вулканизма известны в Мексике, Эквадоре, Калифорнии,

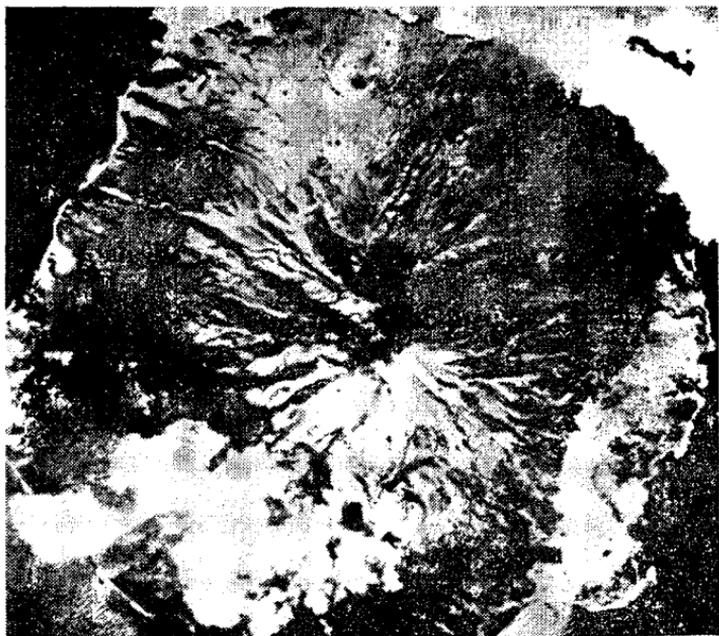


Рис. 12. Общий вид из космоса вулканического острова Тристан в Южной Атлантике («Природа», 1976, № 11, с. 126).

на островах Сахалин, Ява, Новая Зеландия, на Индостанском и Апеннинском полуостровах.

Наземные постройки грязевых вулканов сложены сопочной брекчией. Морфологически они выражены возвышениями в форме усеченных конусов с выпуклыми, прогнутыми или плоскими вершинами, поднимающимися от подошвы на единицы, десятки и первые сотни (до 400) метров. И. М. Губкин и С. Ф. Федоров (1940) выделили следующие типы наземных построек: 1) грязевые вулканы — крупные конусы высотой 50—400 м с хорошо выраженными

кратерами; 2) грязевые сопки — высота конусов 6—50 м; 3) грязевые сальзы — воронки на земной поверхности, заполненные жидкой грязью или водой и не имеющие конуса или имеющие один или несколько небольших (до 6 м) конусов; 4) грязевые грифоны — трещинные, стабильно действующие продолжительное время грязевые или водяные вулканы. Нередко на газовых местоскоплениях образуются искусственные грифоны — тонкие и очень мощные струи газо-водяной смеси, прорывающиеся из недр (в связи с неудовлетворительной изоляцией пластов) по трещинам в атмосферу на высоту до нескольких десятков метров. Их работа сопровождается сильным гулом, пытьюем, дрожанием земли. Сила струи бывает столь велика, что попавшие под нее бурильные трубы из легированной стали и даже массивные плиты роторных столов легко разрезаются.

Кроме наземных, бывают погребенные и подводные грязевые вулканы. К погребенным относятся палеовулканы, прекратившие свою деятельность в историческом прошлом и закрытые на поверхности осадками. Они часто вскрываются скважинами в Западной Туркмении. Так, скважина № 63 на площади Барса-Гельмес вскрыла жерло грязевого палеовулкана на глубине 530 м, а в интервале 873—1964 м буровой инструмент прошел по его стволу без вращения и промывки.

Подводные вулканы обычно бывают выражены в рельефе дна коническими выступами. Благодаря обилию грязевулканического материала они образуют острова и банки. Например, в Каспийском море из эрупции образовались острова Лось, Свиной, банки ЛАМ, Кумани и др. При извержении вулкана на острове Свином в 1931 г. участок морского дна площадью 6—8 га поднялся на 10 м. Общий объем грязи, слагающей острова Южного Каспия, составляет около 800 млн. м<sup>3</sup>, а сопочной брекчии на территории Азербайджана — 100 млрд. м<sup>3</sup>, на Керченском и Таманском полуостровах — более 35 млрд. м<sup>3</sup>.

Все грязевые вулканы приурочены к газовым и газонефтяным скоплениям и находятся на сводах или в присводовых частях антиклинальных складок диапировой природы. Такие структуры располагаются вдоль региональных разломов, и эти разломы выполняют роль каналов, выводящих грязевую смесь на земную поверхность.

Сопочная брекчия состоит из неотсортированных мелких обломков пород разного состава мезозойского и кайнозойского возраста. В водах содержатся иод, бром, бор —

часто в промышленных концентрациях (например, в озерах-сальзах вулканов Розовый и Голубой Порсугель на Челекене). Газ состоит на 99% из метана, присутствуют азот, водород, углекислый газ, гелий и аргон. Сама сопочная брекчия используется как керамзитовое сырье и в бальнеологических целях. На Керченском полуострове Новоселовское месторождение железных руд представлено пластом мощностью 92,7 м, который залегает среди сопочной брекчии; на южном крыле Марьевской антиклинали среди вулканической брекчии имеются месторождения гипса и серы. Вместе с тем грязевый вулканизм приводит к разрушению нефтяных и газовых залежей.

Грязевый вулканизм играет значительную роль в тектонике областей его развития. Наряду с образованием гигантских грязевых покровов и многочисленных вулканических построек-конусов извержение грязи приводит к формированию депрессионных структур — «вдавленных» или «компенсационных» синклиналей. В юго-западной Туркмении, по данным В. В. Семеновича (1956), в результате грязевулканической деятельности в сводах некоторых антиклиналей возникли вдавленные синклинали диаметром до 10 км и амплитудой прогибания от 50 до 500 м, в частности на Челекенском поднятии образовались депрессии — озера Алигул, Розовый и Голубой Порсугель. На Керченском полуострове известно более 30 вдавленных синклиналей.

**Гидровулканизм.** На огромных пространствах Средней Азии и Казахстана известны крупные бессточные впадины (Ахча-Кая, Камышлы, Мынбулак и др.), развитые в сводах крупных антиклинальных поднятий. Это особая форма вулканизма — гидровулканизм. Он близок к грязевому вулканизму, так как выражается выносом на поверхность грязевой смеси, но отличается тем, что выталкивающей является не газо-, а гидродинамическая сила и в результате образуются не вулканические постройки, а эрозионные впадины (П. П. Иванчук, 1967).

*Гидровулканизм* — это комплекс явлений, связанных с прорывом высоконапорных термальных пластовых жидкостей по разного рода нарушениям в связи с разрядкой напряжений в глубоких горизонтах осадочного чехла в этапы тектонической активизации\*.

---

\* Термин «гидровулканизм» имеет несколько значений. Так, в областях вечной мерзлоты им обозначают зоны вспучивания влажных глинистых пород в ледяном панцире.

Механизм гидровулканизма проявляется следующим образом. В растущей антиклинальной складке возникают разрывы растяжения, по которым жидкость устремляется из высоконапорных горизонтов наружу, захватывая по пути и вынося на поверхность обломки горных пород весом от долей миллиграмма до нескольких сот килограммов. По пути следования агрессивные минерализованные термальные жидкости производят химическое воздействие на коренные породы: расплавляют и выпаривают низкотемпературные минералы. Вода превращается в насыщенный химический раствор, а в теле антиклинали (обычно в ее сводовой части) появляются каналы гидродинамической разгрузки. Такие каналы могут иметь глубину в несколько километров и диаметр в несколько метров. На Апшероне и Челекене обнаружены каналы, отшлифованные до такой степени, что напоминают металлические трубы.

Грязевые термоминеральные потоки воды размывают поверхностную часть складки, образуя бессточную впадину. С разрядкой пластовых давлений гидровулканизм прекращается.

В результате гидровулканизма на Центрально-Каракумском своде образовалась Камышлинская впадина глубиной 450 м. Р. К. Баландин и В. И. Соболев описали Мынбулакскую впадину в Приаральских Каракумах эллипсоидной формы длиной 90 км, шириной 50 км и глубиной от 250 м в бортовых зонах до 66 м в центральной части.

Ю. А. Косыгин считает, что гидровулканизм вместе с грязевым вулканизмом следует объединить в группу «вулканойдов».

## ГЛАВА III. ТЕКТОНИКА ЛИТОСФЕРЫ

### ТЕКТОНИЧЕСКИЕ СТРУКТУРЫ И ИХ КЛАССИФИКАЦИЯ

Термин «тектоническая структура» употребляется в разных значениях. Под ним подразумеваются и локальные складки антиклинального типа («нефтегазоносные структуры»), и общая тектоническая характеристика какого-либо района, отражающая совокупность структурных форм («структура платформенная») или преобладание определенной формы («структура разбитой тарелки»). В данном учебном пособии под этим термином понимается крупная, сложнопостроенная дислокация, характеризующаяся своеобразными чертами строения, определенным режимом тектогенеза и историей развития и определяющая геологию и геоморфологию занимаемой ею области.

К тектоническим структурам относятся континенты и океанические области, геосинклинали, платформы, рифты и в качестве элементов подчиненного порядка — их области, системы, звенья, антиклинории, авлакогены и др.

В схеме классификации (табл. 6) тектонические структуры систематизированы по генетическому признаку. В качестве основных рассматриваются элементы первого порядка. К ним отнесены геосинклинали, рифты и платформы. Эти структуры занимают всю литосферу Земли — ее континентальные и океанические области — и отличаются друг от друга тектоно-морфологическим выражением, режимом тектогенеза и характером развития. Каждая структура первого порядка делится на последовательно соподчиненные структуры второго, третьего и четвертого порядков. Континентальные и океанические платформы рассматриваются раздельно в связи с различием их внутреннего строения, состава коры и ее мощности. К пятому порядку отнесены элементарные дислокации, из которых состоят тектонические структуры. В особую группу — «надпорядковую» — выделены крупнейшие тектонические сооружения литосферы — континенты и океаны. Они состоят из однородных структур первого порядка (геосинклиналей, рифтов и платформ) и, следовательно, генетически являются разнородными (гетерогенными). В этой схеме учтены также раз-

меры структурных элементов, вследствие чего выделяются группы планетарных, региональных, территориальных и локальных дислокаций.

**УСЛОВИЯ, ОПРЕДЕЛЯЮЩИЕ  
СТРУКТУРНОЕ РАЗВИТИЕ РЕГИОНА.  
ТИПЫ СТРУКТУР. ЦИКЛИЧНОСТЬ ТЕКТОГЕНЕЗА**

Различные тектонические структуры развиваются в разных, типичных только для них, режимах тектогенеза. Характер режима определяется тектоническими условиями, существующими на данной территории в данный отрезок геологического времени. Основными показателями тектонических условий служат: величина эндогенной энергии, проявляющейся в данном регионе, и степень гравитационной неуравновешенности вещества в литосфере. Кроме этого, структурное развитие региона характеризуется следующими условиями (по В. В. Белоусову, 1976, с незначительными изменениями и дополнениями):

1) проницаемостью литосферы для жидких и газообразных флюидов. В зависимости от размеров флюидовыводящих каналов и степени их раскрытости различаются области литосферы с высокой, средней, малой проницаемостью и непроницаемые. Проницаемость может быть «рассеянной» (по системам мелких трещин и каверн) и «сосредоточенной» (в крупных каналах);

2) формой магматизма, составом лавы и ее объемом. Магматизм может быть интрузивным и эффузивным. По составу различаются лавы кислые, щелочные, основные, ультраосновные и промежуточных типов. Объем магматизма может быть незначительным (слабое проявление) и весьма большим, когда возникают покровы лав площадью в миллионы квадратных километров и мощностью в несколько километров;

3) процессами деформации, метаморфизма и гранитизации, при которых обширные области литосферы приобретают качественно иную тектоническую сущность: геосинклиналь преобразуется в платформу;

4) контрастностью и степенью интенсивности тектонических движений. В областях проявления контрастных и интенсивных складчатых и разрывных движений формируются мобильные структуры — геосинклинали и рифты. Колебательные движения характерны для областей литосферы с развивающимися на них платформами;

5) соотношением между суммарной амплитудой положи-

Таблица 6

## Схема классификации тектонических структур

Планетарные	Региональные		Территориальные	Локальные
I порядка	II порядка	III порядка	IV порядка	V порядка
Геосинклинальные пояса	Геосинклинальные области Срединные массивы	Геосинклинальные системы	Эвгеосинклинальные и многоосипклинальные прогибы Геоантиклинали Антиклинорин и синклинории Межгорные прогибы	
Рифтовые пояса	Рифтовые системы Трансформные разломы систем	Звенья рифтовых систем	Рифтовые поднятия литосферы Рифтовые грабены Поперечные выступы основания	Элементарные дислокации: антиклинальные и синклинальные складки, разрывные нарушения, небольшие горсты, грабены и др.
Платформы континентальные	Щиты Плиты	Антеклизы Синеклизы Авлакогены	Своды. Валы. Впадины. Седловины. Купола. Прогибы	

и океаны

Эпилаформенные орогенные пояса	Горст — мегантиклинали Грабен — синклинали	—
Краевые прогибы	Осевая зона Внешний и внутренний борты	Внутренние депрессии Выступы складчатого основания Структурные зоны
Кольцевые структуры	Центральная горка Периферический и кольцевые валы	—
Платформы океанические (таласократоны)	Котловины Хребты глыбовые и вулканические Трансформные разломы	Поднятия и впадины внутри котловин Блоковые поднятия и впадины в зонах трансформных разломов и глыбовых хребтов

тельных и отрицательных вертикальных движений, которое приводит к преобладанию в регионе соответствующих положительных или отрицательных элементов;

б) соотношением между вертикальными и горизонтальными движениями. Практически в каждой крупной тектонической структуре проявляются в сложном сочетании и вертикальные и горизонтальные движения, обусловленные как эндогенными силами, так и внутрипластовым истечением некомпетентного вещества. Но в областях рифтогенеза и развития трансокеанических разломов преобладают горизонтальные движения, а в областях геосинклиналей, платформ, краевых прогибов и эндогенных кольцевых структур — вертикальные.

Литосфера находится в постоянном и непрерывном движении. Направление движения во времени и по напластованиям последовательно изменяется, и это приводит к изменению по вертикальному разрезу формы напряжения в слоях и типа дислокации. Изменение направления, силы и формы напряжения происходит по формуле:

сжатие → подъем → растяжение → погружение...

Сжатие и подъем вещества приводят к развитию поднятий, а растяжение и погружение — к формированию депрессий. Вследствие этого по вертикальному разрезу литосферы часто видно чередование положительных и отрицательных дислокаций: в теле геосинклинальных прогибов растут орогенные поднятия, своды последних нередко осложнены грабенами проседания. Подобная схема дислокаций имеет место в рифтовых зонах и на платформах (см. рис. 25, 27).

Эволюция литосферы происходит по спиральным виткам — циклам, в течение которых ее структурный облик и вещественный состав коры последовательно, по этапам и стадиям, изменяются и возвращаются в тектонически исходное состояние на более высоком эволюционном уровне. Следует различать структурный и тектонический циклы.

*Структурный цикл* — это процесс структурного преобразования литосферы, при котором поднятия переходят по вертикальному разрезу во впадины или наоборот. Один структурный цикл выражается сочетанием поднятия и впадины, образованных комплексом разнонаправленных сил и напряжений по приведенной формуле, составляющей *динамический цикл*. В связи с тесной взаимосвязью этих циклов термины можно объединить и рассматривать как *структурно-динамический цикл* — процесс структурного преобразования литосферы по вертикальному разрезу от положительных элементов к отрицательным в связи с последовательно

изменяющимися направлениями сил и формами напряжений. Структурно-динамические циклы могут повторяться или быть незавершенными.

Длительный однонаправленный тектогенез приводит не только к структурному преобразованию земной коры, но и к преобразованию ее вещественного состава. В зонах развития геосинклиналей океаническая кора обычно преобразуется в континентальную — осуществляется созидательный *конструктивный* тектогенез. Процесс рифтогенеза часто завершается переработкой континентальной коры в океаническую — *деструктивный* (разрушительный) тектогенез. Процесс коренного тектонического преобразования крупного региона, при котором происходит последовательное изменение как его структуры, так и вещественного состава коры, называется *тектоническим* циклом. Тектонические циклы тоже могут повторяться и быть незавершенными.

#### ПЛАНЕТАРНЫЕ СТРУКТУРЫ ЗЕМЛИ. СТРОЕНИЕ И ЭВОЛЮЦИЯ

Основными тектоническими элементами земной коры являются геосинклинали, платформы и рифты, занимающие всю поверхность земного шара. В данном пособии их строению и эволюции уделено особое внимание. Континентам и океаническим областям дана лишь краткая тектоно-геоморфологическая характеристика, так как их строение и эволюция — это строение и эволюция геосинклиналей, платформ и рифтов континентального и океанического типов.

**Континенты.** Континенты (материки) — это гигантских размеров гетерогенные области литосферы, которые приподняты в мегарельефе Земли, имеют в составе коры мощный гранитно-метаморфический слой, отличаются от океанических областей характером тектогенеза, состоят из разнородных тектонических элементов: континентальных платформ, геосинклиналей, находящихся на инверсионном этапе развития, и континентальных рифтов.

В морфологическом отношении континенты представляют собой крупные поднятия мегарельефа планеты, возвышающиеся над поверхностью Мирового океана в среднем на 840 м. Максимальная амплитуда перепада рельефа Земли между его наиболее высокой точкой — горой Джомолунгма (Эверест, 8848 м) и наиболее погруженной — дном Марианского желоба (11022 м) составляет 19870 м. Но в

тектонике литосферы наблюдается иная картина: материковые области являются гигантскими депрессиями, опущенными относительно «океанических поднятий» по поверхности базальтового слоя на 10—15 км, а по поверхности мантии — на 50—60 км.

В современной структуре литосферы выделяется шесть континентов: Евразия, Северная Америка, Южная Америка, Африка, Австралия и Антарктида. До конца палеозойской эры южная группа материков составляла, как предполагается, единый континент («суперконтинент»), именуемый Гондваной. В результате герцинской складчатости, приведшей к замыканию Средиземноморско-Гималайского и Северо-Атлантического геосинклинальных поясов, Гондвана объединилась с материками Евразия и Северная Америка (вместе они составили суперконтинент Лавразия) в единый мегаматерик, получивший название Пангея.

Остовами континентов служат древние платформы, которые окаймляются геосинклиналями или находятся в непосредственном контакте (через тектонический шов — разлом) с океанической областью.

**Океанические области литосферы.** Океаны — это области литосферы с корой океанического типа. Они представляют собой гигантские блоки литосферы небольшой мощности (10—20 км), которые не имеют гранитно-метаморфического слоя (он замещается «вторым» — «вулканогенно-осадочным») и, подобно континентам, состоят из моногенных тектонических элементов первого порядка на определенных этапах их развития: геосинклиналей — на начальном, рифтов — на позднем этапе; платформ, обладающих своеобразными чертами строения.

Площадь областей с океанической корой 277 млн. км<sup>2</sup>, а с континентальной (включая шельфы и материковые склоны) — 235 млн. км<sup>2</sup>. С учетом того, что площадь областей с океаническим типом коры составляет примерно половину всей площади планеты и приходится в основном на западное «тихоокеанское» полушарие, а континенты сосредоточены в восточном, среди геологов принято выделять «океаническое» и «континентальное» полушария Земли.

В морфологическом отношении океанические области являются огромными впадинами мегарельефа планеты, заполненными водами Мирового океана. Ложе океана опущено относительно среднего уровня водной поверхности на 3700 м. В тектоническом отношении океанические области — это гигантские поднятия мантии и «базальтового» слоя. Они состоят из геосинклинальных и рифтовых поясов и плат-

форм с многочисленными подчиненными этим структурам элементами.

Время появления и механизм развития океанических областей — один из основных вопросов геотектоники. Он может быть решен в том случае, если будут получены материалы о составе и возрасте коренных пород океанического дна, подстилающих его «второй» вулканогенно-осадочный слой. Однако многочисленные образцы донных пород, добытые путем бурения или драгирования дна с исследовательских судов, представлены только осадочным или вулканогенно-осадочным слоем и имеют возраст не старше среднеюрского. При этом вдоль океанических окраин развиты наиболее древние породы, к центральным областям (точнее, к рифтам) их возраст последовательно сокращается до четвертичного, а медианные хребты покрыты свежими лавовыми потоками (рис. 13). Обильный магматизм и интенсивный тектогенез мезозойской и кайнозойской эр значительно переработали структуру литосферы в областях развития океанической коры и завуалировали следы более древних геологических процессов. Поэтому невозможно точно восстановить время появления того или иного океана по прямым признакам. На основе косвенных признаков созданы три следующие концепции.

1. Все океанические бассейны Земли древние. Они возникли в начальные стадии ее геологического развития и являются реликтами единого первичного океана, воды которого покрывали всю поверхность планеты. В результате геосинклинальных процессов образовались современные континенты, разделившие Праокеан на существующие ныне океанические бассейны. Эта концепция не вполне согласуется с материалами последних лет, убедительно подтверждающими молодость Атлантического, Индийского и Ледовитого океанов и факт их образования в теле некогда единого континента Пангея.

2. Все океаны — молодые мезозойские образования литосферы. Их рождение связано с начавшимся в самом конце палеозоя процессом «океанизации» континентальной коры, некогда слагавшей всю поверхность планеты. Эта концепция не объясняет причину полного исчезновения пород мощного гранитно-метаморфического слоя, резкого сокращения мощности «базальтового» слоя коры и верхнего слоя мантии. Она противоречит данным о длительном развитии Тихоокеанского геосинклинального пояса (по крайней мере с рифея), заложенного на коре океанического типа.

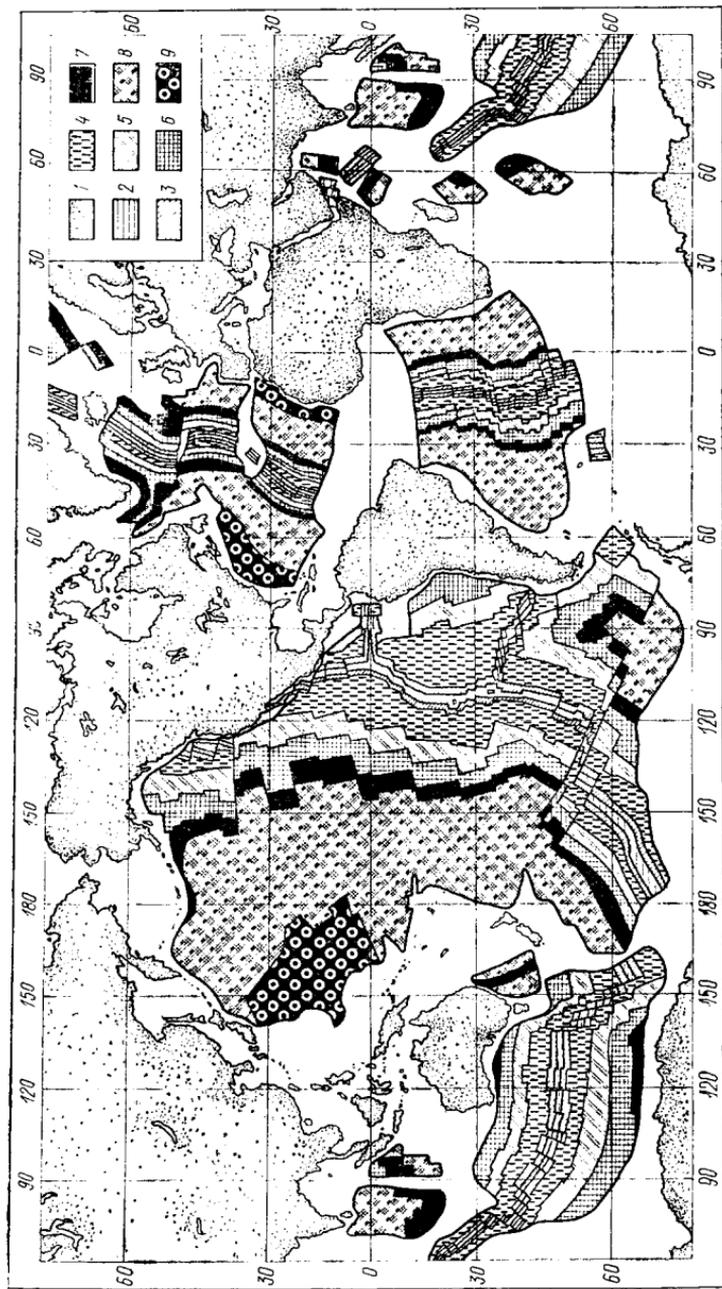


Рис. 13. Возраст земной коры во впадинах океанов (по В. Питману, Р. Ларсону, Э. Херрону, 1974; из кн. П. Н. Кропоткина «Тектоника в исследованиях ГИН АН СССР», 1980):

1—суша; 2—9—области дна океанов с известным возрастом коры, млн. лет (2—четвертичным (0—2); 3—плистоценовым (2—5); 4—миоценовым (5—23); 5—олигоценным (23—38); 6—эоценовым (38—53); 7—палеоценовым (53—65); 8—меловым (65—135); 9—юрским (135—190).

3. Океанические области литосферы делятся на древние и молодые. Древним является Тихий океан, молодыми — Атлантический, Индийский, Ледовитый и Южный. Тихий океан существует по крайней мере с рифея, когда образовался Тихоокеанский геосинклинальный пояс. К числу древних ныне не существующих океанов можно отнести геосинклинальные пояса: Урало-Монгольский, Северо-Атлантический, Средиземноморский и Арктический. На их территории имеются области байкальской, каледонской и герцинской складчатостей, образовавшиеся на коре океанического типа. На молодость остальных океанов указывают многочисленные признаки: несогласное срезание окраинами океанов древних (домезозойских) структур на окраинах континентов: следы древних оледенений на материках Гондваны, наступавших со стороны современных океанов (следовательно, в этом месте некогда существовал континент); общность домезозойской флоры и фауны и различия между мезо-кайнозойскими формами на континентах, разграниченных этими океанами.

**Геосинклинали.** Геосинклинали — это мобильные пояса литосферы, в которых в течение тектонического цикла последовательно проявляются вначале силы растяжения и погружения, затем сжатия и подъема земной коры, происходит накопление и дислокация, метаморфизм и гранитизация осадочных пород и преобразование геосинклинальных областей в платформенные и океанических — в континентальные, т. е. конструктивный тектогенез.

Геосинклинали обладают следующими признаками: 1) колоссальными размерами — многие тысячи километров длины и многие сотни и тысячи километров ширины; 2) формой — прямолинейные, дугообразные или кольцевые структуры (например, прямолинейным является Средиземноморско-Гималайский пояс, дугообразным — Урало-Монгольский, кольцевым — Тихоокеанский); 3) повышенной проницаемостью литосферы для потоков эндогенного тепла, магматических расплавов и других флюидов. Магматизм сопровождает все стадии развития геосинклиналей, на их территории расположена основная масса интрузивных и эффузивных тел, среднее значение теплового потока в 3—4 раза превышает значение таковых в платформенных областях; 4) морфо-тектонической выраженностью: на первом этапе развития геосинклинали представлены морскими впадинами, на втором, заключительном, этапе — континентальными высокогорными складчатыми областями и плитами; 5) специфическими «геосинклинальными» формациями

(см. табл. 4); 6) резкими изменениями мощности осадочных пород вкрест простираения геосинклинали и колоссальной суммарной мощностью, иногда достигающей 20—25 км (В. Е. Ханн, 1973; И. А. Резанов, 1974). Изменения мощности пород обусловлены поперечной дифференциацией геосинклинальных систем на узкие прогибы, поднятия, срединные массивы, а огромные мощности образуются в связи с интенсивным формированием прогибов на начальных стадиях геосинклинального развития территории; 7) процессами дислокации, метаморфизма и гранитизации осадочных пород, т. е. процессами их преобразования в консолидированные толщи, способные со временем составить кристаллический фундамент платформ.

В структурной таксономии геосинклиналей элементом первой величины является пояс. *Геосинклинальный пояс* — это планетарного размера мобильная зона литосферы, испытывающая тектогенез конструктивного направления. На земном шаре выделяются шесть геосинклинальных поясов (табл. 7). Они располагаются между древними платформами или на их границе с океаническими областями. *Геосинклинальные области* — обособленные участки пояса длиной во многие сотни и первые тысячи километров, находящиеся на разных стадиях развития, характеризующиеся складчатостью определенного возраста (отличающегося от соседних областей) и разным морфологическим выражением: от глубоководных морских впадин до высокогорных поднятий. Например, Урало-Монгольский пояс в начале позднего палеозоя был представлен складчатыми областями Печорской плиты (байкалиды), Алтае-Саянским и Киргизо-Кокчетавским горно-складчатыми сооружениями (каледониды) и впадинами Урало-Южно-Тяньшанской и Западно-Сибирской областей, которым еще предстояло испытать герцинскую складчатость (табл. 7).

*Геосинклинальная система* — элементарное звено области. В общем случае она состоит из эв- и миогеосинклинального прогибов, геоантиклинального поднятия и отделяется от другой системы срединным массивом или ограничивается окраиной платформы (рис. 14). Протяженность системы достигает 1—3 тыс. км, ширина — 200—400 км. *Эвгеосинклинали* — внутренние, наиболее мобильные прогибы систем, обычно примыкающие к срединным массивам и характеризующиеся высокой тектонической активностью и интенсивной магматической деятельностью. *Миогеосинклинали* — внешние, обычно примыкающие к платформе, менее активные прогибы со слабыми признаками или полным

отсутствием магматической деятельности. *Геоантиклина́ли* — системы структурных поднятий, разделяющих геосинклинальные прогибы; на ранних стадиях эволюции они выражены подводными поднятиями, на поздних — островными дугами. *Срединные массивы* — устойчивые складчато-глыбовые блоки коры субплатформенного типа (обломки областей ранней консолидации), расположенные внутри

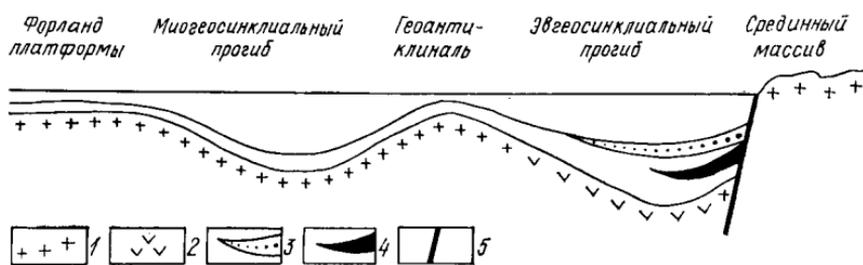


Рис. 14. Схема строения геосинклинальной системы (по Ж. Обуэну, 1967, упрощено с незначительными изменениями):

1—континентальное основание; 2—океаническое основание; 3—флишевая формация; 4—базит-гипербазитовая формация; 5—разломы.

геосинклинальной области и развивающиеся автономно от примыкающих геосинклинальных систем.

На инверсионном этапе развития в геосинклиналях формируются элементы иного типа. Геосинклипальные области и системы преобразуются в *горно-складчатые* области и системы, а геосинклинальный пояс — в *эпигеосинклинальный орогенный пояс*. В данном случае подразумевается, что орогенный процесс протекает после собственно геосинклинального развития пояса и на геосинклинальном основании закладывается эпигеосинклинальное горно-складчатое сооружение. Учитывая тот факт, что в период орогенеза геосинклинальное основание раскалывается на протяженные блоки и структура приобретает сводово-глыбовый характер, многие исследователи именуют антиклинории *горст-антиклинориями*, а синклинории — *грабен-синклинориями*. На инверсионном этапе на эвгеосинклинальных прогибах в зоне сочленения со срединными массивами формируются наложенные *тыльные прогибы*. В случае слияния последних на срединном массиве образуется *межгорный прогиб*. Горообразовательные процессы в геосинклиналях сопровождаются погружением окраин сопредельных платформ, на которых развиваются *краевые прогибы* (см. «Платформы континентальные»). От краевых прогибов, а в случае от-

Геосинклинальные пояса

Пояс	Главнейшие	
	Байкалиды	Каледониды
Средиземно-морский	плиты: Среднеевропейская, Северного Устюрта, Северо-Аравийская	массивы: Брабантский, Армориканский, Арденский, Центрально-Французский, Чешский, Вогезы и Шварцвальд
Урало-Монгольский	Байкало-Енисейская, Тимано-Печорская	Алтае-Саянская, Северо-Тяньшаньская, Центрально-Казахстанская складчато-глыбовые области
Северо-Атлантический	не установлены	Северных Аппалачей, Восточной Гренландии, островов: Шпицберген, Ньюфаундленд, Британских; Скандинавского полуострова
Тихоокеанский	не установлены	Юго-Восточного Индокитая (Катазии), Южной Австралии (область Флиндерс)
Арктический	не установлены	Северная Гренландия
Южный	не установлены	не установлены

сутствия их — от окраин платформ эпигеосинклинальные орогенные пояса отделены *краевыми швами* — глубинными разломами, выраженными на поверхности надвигами, взбросами и сбросами и зонами развития катаклазитов и милонитов.

Характерными элементами тектоники многих эпигеосинклинальных орогенных поясов являются *офиолиты* —

## и их главнейшие области

области		
Герциниды	Киммериды	Альпиды
Западной и Центральной Европы, Иберийской и Марокканской месет, Добруджа, Скифской и Туранской плит, складчатой системы Цинь-Лин	Индокитая и Малаккского полуострова	Горно-складчатые системы Атласа, Пиренеев, Андалусских гор, Апеннин, Альп, Балкан, Карпат, Крыма, Кавказа, Копетдага, Тавра, Понта, Эльбурса, Загроса, Гималаев, Юго-Западного Индокитая, Малайского архипелага
Южной Монголии, Урала и Южного Тянь-Шаня, Западно-Сибирской плиты, Восточного Казахстана	отсутствуют	отсутствуют
Северного Шпицбергена, Южных Аппалачей, Мексиканской плиты	отсутствуют	отсутствуют
Восточной Австралии	Верхояно-Чукотская, Амурская, Северо-Американских Кордильер	Курило-Камчатская, Сахалинская, островов Японии, Филиппин, Новой Зеландии, Новой Гвинии, Береговых хребтов Северной Америки и Анд на Южно-Американском континенте
Арктический архипелаг Канады	не установлены	не установлены
Капской области на юге Африки	не установлены	не установлены

пояса зеленокаменных пород основного и ультраосновного состава. Вопрос о происхождении офиолитов не решен. Многие считают их магматическими внедрениями. А. В. Пейве доказывает, что по составу и строению они — аналоги срединно-океанических хребтов и представляют собой не магматические внедрения, а обнаженную древнеокеаническую кору. В подтверждение этому А. В. Пейве (1974) опи-

сывает офиолиты Северного Урала, где четко прослеживаются три комплекса пород: 1) нижний — гипербазитовый, мощностью до 10 км, состоящий из дунитов и гарцбургитов и соответствующий верхней мантии; 2) средний, состоящий из габброидов и габброамфиболитов общей мощностью 5—7 км и отвечающий «базальтовому» слою коры; 3) верхний зеленокаменный эффузивно-осадочный, состоящий из кремнистых осадков и толеитовых базальтов, служащий аналогом «второго» слоя океанической коры.

В 1964 г. С. В. Москалева на Урале выявила признаки, указывающие на немагматическое и очень древнее происхождение офиолитов: 1) тела нижнего гипербазитового комплекса нигде и никогда не обнаруживают контактовых взаимодействий с окружающими их породами; значит, не являются интрузивными внедрениями; 2) офиолиты имеют четко выраженное северо-западное простирание структурных линий, характерное для байкальской (например, Тиман), а не для субмеридиональной герцинской (Урал) складчатости; отсюда вытекает, что дислокации в офиолитах существовали еще до формирования Уральского мегантиклинория; 3) пересекающие гипербазитовые тела диабазовые интрузии имеют докембрийский или раннекембрийский возраст. Следовательно, гипербазитовые тела появились до накопления на офиолитах древнейших силурийских осадочных пород.

Таким образом, результаты исследования А. В. Пейве и С. В. Москалевой согласуются в том, что офиолитовые зоны геосинклиналей — это обнаженные на поверхности фрагменты древней океанической коры.

Очень распространены в эпигеосинклинальных орогенных поясах крупные структуры покровного типа — *шарьяжи*, являющиеся пластинами горных пород, сорванными и гравитационно перемещенными с поднятий в депрессии на единицы, десятки и сотни километров от места коренного залегания. Комплекс перемещенных горных пород именуется *аллохтоном*, а участок земной коры, залегающий под аллохтоном, — *автохтоном*. Автохтон может быть дислоцирован самостоятельно или вместе с аллохтоном. Фронтальные части аллохтонов называются *лбами*, а изолированный эрозионный выход горных пород автохтона в теле аллохтона — *тектоническим окном*.

Перемещение аллохтона на поверхности земной коры служит причиной появления тектонического *меланжа* — брекчии из пород разного состава и возраста, а нередко и разной окраски (цветной меланж). В местах более устой-

чивых пород на поверхности после перемещения аллохтона остаются холмики-останцы, образующие мелкосопочный рельеф.

Современные геосинклинали. Континентальные геосинклинальные пояса уже претерпели этап инверсионного развития, и чтобы восстановить тектоническую картину раннего этапа с его эв- и миогеосинклинальными прогибами и геоантиклинальными поднятиями, приходится анализировать состав, мощности и взаимоотношение слагающих разрез геосинклинали осадочных и магматических отложений, допуская при этом неизменные ошибки и условные положения. Но, может быть, и в наши дни существуют геосинклинали, испытывающие начальный этап развития, так называемые «современные геосинклинали»? Многие геологи полагают, что *современными геосинклиналями* являются зоны сочленения материков с океанами. О. К. Лентьев (1969), В. Е. Хаин (1973), К. В. Боголепов и Б. М. Чиков (1976) выделяют четыре типа современных геосинклиналей: австрало-азиатский, андийский, атлантический и средиземноморский.

Геосинклинали *австрало-азиатского* типа простираются вдоль западной окраины Тихого океана. В качестве эвгеосинклинальных прогибов в этом районе рассматриваются глубоководные желоба, внешние моря материков сопоставляются с миогеосинклинальными прогибами, а разделяющие их островные дуги принимаются в качестве геоантиклинальных поднятий. Познакомимся с этими тектоно-морфологическими элементами (см. рис. 19).

Островные дуги (геоантиклинали) — это горные сооружения дугообразной формы с крутыми, ступенчато погружающимися под воду склонами. Они состоят из одной, двух или трех параллельных гряд на едином цоколе и имеют протяженность 1000—4000 км. Перепад рельефа между дном желобов и вершинами островных гряд составляет 10—15 км. Например, Алеутская гряда протягивается от Азии до Америки в основном как подводное поднятие, расположенное на цоколе шириной 100 км. Над водной поверхностью выступают лишь Командорский и Алеутский архипелаги. Геоантиклинали делятся на зрелые и молодые. Зрелые являются более древними, они прошли несколько этапов тектонического развития и обладают комплексом гранитно-метаморфических пород. Например, в геоантиклинали Японских островов присутствуют породы рифея и палеозоя, испытавшие процессы складчатости, гранитизации и метаморфизма. Молодые дуги часто находятся на

одном цоколе с древними, но отличаются отсутствием ядер древней консолидации.

Глубоководные желоба располагаются вдоль фронтальных склонов островных дуг, а от океанических плит отделяются пологими валами. Это протяженные (в несколько тысяч километров) прогибы V-образной формы с более крутым ( $10\text{--}15^\circ$ ) внутренним и пологим ( $3\text{--}8^\circ$ ) внешним склонами, переходящие на больших глубинах в отвесные уступы, ограничивающие ущелья-троги шириной 3—6 км. Стенки желобов осложнены сбросами. В трогах накапливаются вулканогенно-осадочные породы, подобные тем, что заполнили отжившие эвгеосинклинали.

Глубоководные желоба — поверхностные тектоно-морфологические элементы сверхглубоких разломов, ныряющих в сторону континентов до глубин 700 км и более (в среднюю мантию) и известных как зоны Заварицкого — Беньофа.

Котловины окраинных морей, принимаемые за современные миогеосинклинальные прогибы, имеют глубину 3—5 км, овальную форму и равнинное ложе, местами осложненное поднятиями горстового типа. Кора маломощная (7—9 км) с большим преобладанием «базальтового» слоя. В котловинах накапливаются осадки терригенного и карбонатного (преимущественно биогенного) состава. Магматические образования встречаются редко. Мощность осадочного слоя имеет сотни и первые тысячи метров.

Геосинклиналь *индийского* типа расположена вдоль Анд и Центрально-Американских Кордильер и состоит из Патагонского, Чилийского, Перуанского и Гватемальского желобов. Желоба асимметричны: крутизна их континентальных склонов превышает  $45^\circ$ , а океанических едва достигает  $10\text{--}12^\circ$ . Дно плоское. Среди осадков преобладают вулканические породы и обломочный материал турбидных потоков, что указывает на эвгеосинклинальный тип желоба-прогиба. Сочленение желоба с континентом шовное через глубинный разлом, подобный тихоокеанским разломам зон Заварицкого — Беньофа. В этом типе геосинклиналей островные дуги геоантиклиналей и миогеосинклинальные прогибы внешних морей отсутствуют.

Геосинклинали *атлантического типа* расположены вдоль побережий Атлантики, Восточной Африки, Австралии и Индостана. В этом районе выявлены линейные прогибы глубиной более 10 км, заполненные преимущественно турбидными, а также терригенными и карбонатными отложениями без вулканического материала. Это позволяет срав-

нивать их с миогеосинклинальными прогибами. От континентов прогибы отделены прямолинейными сбросами, что указывает на растяжение земной коры.

Геосинклиналь *средиземноморского типа* выделяется в бассейнах Средиземного, Черного и Каспийского морей. Предполагается, что эта геосинклиналь испытывает орогенную стадию развития. Ее морские бассейны сопоставляются с замыкающимися впадинами, а окружающие их горные сооружения — с разрастающимися орогенными поднятиями.

Эволюция геосинклинальной системы. Полный цикл развития геосинклинальной системы протекает в два этапа. На первом (раннем, или главном) территория интенсивно погружается и в прогибах накапливаются специфические формации. На втором (позднем, или орогенном) этапе происходят метаморфизм, гранитизация и дислокация накопленных осадков и на месте глубоких впадин формируются горно-складчатые поднятия.

Более детальный анализ позволил В. Е. Хаину (1973) разделить цикл геосинклинального тектогенеза на пять стадий.

Первая стадия (ранняя, или начальных погружений) охватывает период образования и интенсивного развития прогибов, в которых накапливаются толщи песчано-глинистых осадков, слагающих сланцево-граувакковую и аспидную формации, и магм базальтоидного типа, образующих при метаморфизме спилито-диабазо-кератофировую формацию. Геосинклинальные системы закладываются как на океаническом ложе (первичные), так и в теле геосинклиналей, претерпевших ранее один или несколько циклов тектогенеза (омоложенные геосинклинали). Амплитуда погружения прогибов и мощность накопленных в них осадков достигают 10—15 км.

Вторая (зрелая, или предорогенная) стадия характеризуется замедлением скорости развития прогибов и интенсивным ростом геоантиклиналей. Разрастаясь, геоантиклинали образуют системы подводных поднятий и островных дуг. В прогибах накапливаются осадки, создающие вначале флишевую, а затем карбонатную формации. В эвгеосинклинали продолжается вулканизм, но базальтоидные лавы замещаются андезитовыми.

На третьей стадии (раннеорогенной) геоантиклинальные поднятия сливаются в крупный горно-складчатый массив—остров. Одновременно с этим примыкающий к геосинклинали погруженный форланд платформы преобразуется в

краевой прогиб, а окраины срединных массивов — в тыльные прогибы. В прогибах на первых порах сохраняются морские условия и накапливается шлировая моласса, состоящая из хорошо переработанных тонкообломочных продуктов эрозии медленно растущего горного массива — острова. Но по мере дальнейшего подъема территории морские бассейны прогибов превращаются в заливы и лагуны, в которых среди мелкообломочных пород формируются пласты каменного угля в условиях гумидного климата или эвапоритовые толщи — при аридном климате. Эффузивный магматизм заметно ослабевает, но резко возрастает интрузивная деятельность. Меняется и состав магмы: из андезитовой она становится гранитоидной.

Четвертая стадия (позднеорогенная) выражена интенсивными горообразовательными процессами. Скорость подъема горных массивов резко возрастает и превышает скорость их разрушения. Обломки пород не успевают перерабатываться и накапливаются в прогибах, образуя верхнюю грубообломочную молассу. Вместе с грубообломочными отложениями в прогибах накапливаются известняки-ракушечники, оолитовые известняки и другие осадки мелководных бассейнов. Они указывают на неравномерный характер развития территории геосинклинали, когда наряду с общим подъемом существовали периоды относительного спокойствия и грубообломочный материал уступал место биогенным и хемогенным осадкам нормального водного бассейна. Интенсивные горообразовательные процессы приводят к оживлению старых и образованию новых разломов, благодаря которым возобновляется вулканизм. Состав магмы последовательно изменяется от кислого до основного — формируется липарит-андезит-базальтовая формация. В геосинклинальных поясах образуются знаменитые рудные вулканические пояса. Они состоят из крупных интрузивных тел и поверхностных покровов и приурочены к осевым зонам складчатых сооружений или располагаются на границе со срединными массивами. Очень интенсивно проявляется и гравитационная тектоника, вызванная нарушением равновесного состояния поверхностных слоев и внутрикоровых толщ пластичного вещества. Это приводит к развитию складок литодинамического типа на глубине и образованию надвигов и покровов на поверхности. В результате горообразования геосинклинальный пояс преобразуется в эпигеосинклинальный.

Пятая стадия (тафрогенная) является, по существу, переходной от геосинклинального развития территории к

платформенному и начальной стадией нового структурного цикла тектогенеза. В это время снова, как на первой стадии, проявляются растягивающие усилия. Своды антиклинорий разрываются и проседают, образуя грабены обрушения (тафрогенезы). Процесс тафрогенеза сопровождается интенсивным разрушением поднятий и базальтовым магматизмом. Г. Штилле назвал этот вулканизм «финальным» в развитии геосинклинальной системы. Продукты вулканизма и денудации скапливаются в грабенах. Есть основания считать эти грабены зародышами будущих рифтов, а накопленные в них толщи вулканических и обломочных пород — его первой «вулканогенно-молассовой» формацией.

Таким образом, после процессов метаморфизма, гранитизации, дислокации, тафрогенеза и денудации пород геосинклинальная область преобразуется в консолидированное складчатое основание будущей платформы с заложенными в ней зародышами рифта. Например, на территории южной Белоруссии, где имеются массивы древней Восточно-Европейской платформы и грабен Донецко-Припятской палеорифтовой системы, еще в раннем протерозое на месте Припятского грабена развивалось крупное геосинклинальное поднятие антиклинорного типа. Об этом свидетельствуют материалы возраста пород фундамента и данные грави- и магниторазведки. В позднепротерозойскую эру, когда территория находилась на переходном этапе развития от геосинклинального к платформенному, и на раннеплатформенной стадии в сводовой части антиклинория образовался небольшой грабен. В дальнейшем этот грабен развивался как составная часть Сарматско-Туранского рифта в теле древней Восточно-Европейской платформы и молодых платформ — Скифской и Туранской плит.

Развитие геосинклиналей не всегда завершается горообразованием. Например, по мнению В. В. Белоусова, не было горообразовательных процессов на территориях Скифской и большей части Западно-Сибирской плит. В других случаях развитие геосинклиналей не всегда завершается преобразованием их в платформы. Нередко происходит регенерация геосинклинального режима в незавершивших полный цикл своего развития геосинклиналиях, и от инверсионных стадий они возвращаются к стадиям начальной прогибания коры. Так произошло, например, в Крымско-Кавказской геосинклинальной области после герцинской эпохи складчатости.

В вопросе о причине направленного конструктивного тектогенеза в геосинклинальных поясах единого мнения нет.

Существует несколько противоречивых концепций (см. гл. V, параграф «Современные концепции»), среди которых наиболее популярны мобилистская «гипотеза литосферных плит» и фиксистская «гипотеза глубинной дифференциации».

Гипотеза литосферных плит предполагает, что вся литосфера Земли расколота на отдельные плиты, горизонтально перемещающиеся в астеносфере силами конвекционных течений. Геосинклинальные прогибы образуются в зонах погружения (субдукции) литосферных плит, а горообразовательные процессы в этих прогибах — следствие сжатия и раздавливания накопленных в прогибах осадков сближающимися краями плит. Дж. Дьюи и Дж. Берд (1970) утверждают, что линейность зон субдукции и спрединга (растяжения литосферы в рифтах) лучше всего объясняет линейность геосинклинальных поясов и характерные черты их сжатия и деформации. Эти ученые указывают на такую последовательность событий в зонах субдукции в связи с развитием инверсионного процесса: 1) образование в желобе фации чешуйчатых глин за счет соскабливания верхней плитой с ныряющей нижней плиты пород первого и второго океанических слоев; 2) деформация осадков с образованием глаукофанового пояса; 3) инверсия и смятие осадков, протекающие от окраин к внутренней зоне прогиба.

В. В. Белоусов (1975) отвергает возможность такой формы тектогенеза, руководствуясь следующими соображениями: 1) складчатые области часто имеют не линейную, а сложную форму (например, Карпатская дуга) и могли образоваться лишь при действии разнонаправленных сил, возникающих внутри геосинклинали; 2) складчатые процессы начинаются во внутренних областях геосинклиналей, а затем распространяются к периферии; 3) в периферийных зонах геосинклинальных областей сосредоточены преимущественно глыбовая складчатость и складчатость нагнетания, не связанные с силами горизонтального сжатия. По его мнению, причиной тектогенеза вообще и в геосинклиналях в частности являются протекающие в недрах планеты физико-химические процессы, приводящие к изменению плотности вещества и вызывающие его гравитационное перемещение и дифференциацию по плотности (см. гл. V).

**Рифты.** Рифты — это планетарные высокомобильные линейные зоны Земли, в которых происходит подъем и растяжение литосферы, образуются крупные грабены и континентальная кора преобразуется в океаническую.

Рифты — полные антиподы геосинклиналей. В геосин-

клиналях литосфера погружается и сжимается, формируются орогенные поднятия и океаническая кора преобразуется в континентальную. Следовательно, эти структуры противоборствующие: геосинклинали создают материки, рифты их разрушают.

Рифтовые пояса имеют следующие признаки:

1. Планетарные размеры: длина тысячи и десятки тысяч километров, ширина — сотни и первые тысячи километров.

2. Морфо-тектоническое выражение — поднятие с грабенами. В тектоническом отношении поднятия часто являются щитами (Нубийско-Аравийский, Украинский и др.) или массивами (Вогезо-Шварцвальдский, Воронежский, Белорусский и др.), а впадины — грабенами (Кенийский, Суэцкий, Припятский, Дисперовский и др.). Но не все рифтовые зоны континентов выражены в рельефе Земли. Часто поднятия литосферы бывают разрушены до пенеплена, а грабены заполнены осадками. Кроме этого, по Е. Е. Милановскому, существует особый «щелевой» тип рифтов, для которых сводовые поднятия вообще не характерны (например, рифтовая система Леванта).

3. Геофизические признаки: в *сейсмических полях* активные рифтовые системы характеризуются сокращением скорости продольных волн в породах верхней мантии от 8,1 км/с под плечами грабенов до 7—7,7 км/с под их основаниями. Сокращение скорости волн обусловлено разуплотнением пород от нагрева горячими астеносферными диапирами; в *гравитационных полях* в редукции Буге рифтовые поднятия обычно отражаются положительными аномалиями, а грабены — отрицательными. Это обусловлено характером распределения в коре плотных пород: в грабенах плотные породы складчатого основания погружены и перекрываются осадками, а на их «плечах» приближены к поверхности. Но если в грабене имеются крупные тела базитов и ультрабазитов, они могут быть выражены гравитационными максимумами; в *магнитных полях* хорошо фиксируются океанические рифты благодаря развитию вдоль их бортов полосовых аномалий. Континентальные рифты в этих полях обычно не отражаются, но если в них присутствуют магматические тела, они дают положительные аномалии.

4. Повышенную сейсмоактивность. К рифтовым зонам приурочены около 9% всех землетрясений. В основном они имеют невысокую интенсивность — около 3—5 баллов, но некоторые достигают 8—9 баллов (по 12-балльной шкале).

5. Повышенную проницаемость коры для магматических расплавов и тепловых потоков. К рифтам приурочены цепи мелких и крупных вулканов наземного (Килиманджаро, Кения и др.) и подводного типов; последние нередко образуют островные поднятия (Тристан-де-Кунья, Исландия и др.). Тепловые потоки рифтовых зон значительно превышают этот показатель в других тектонических областях (см. табл. 2). В некоторых рифтах установлены мощные гидротермальные потоки воды и пара с температурой 170—300 °С, насыщенные сульфидами металлов (район Галапагосских островов, Красное море).

6. Образование характерных «рифтовых формаций» (см. табл. 4). В стадию рождения грабенов в них накапливается вулканогенно-молассовая формация, а в стадию активного развития обычно образуются вулканогенно-эвапоритовая, нефтеносная и угленосная формации.

Несколько слов о таксономии рифтов. Наиболее распространена и удобна таксономическая схема Е. Е. Милановского (1976), в которой выделяются привычные для нас по таксономии геосинклиналей рифтовые пояса, системы и зоны. Поэтому будем придерживаться схемы Е. Е. Милановского, но несколько упростим формулировки терминов и вместо «зоны» введем «звено» — термин, шире употребляемый в литературе и более полно, на наш взгляд, отражающий тектоническую сущность этого элемента рифтовой структуры.

*Рифтовое звено* — это элементарная структурная единица рифтового пояса, состоящая из литосферного поднятия (либо части его), осложненного одним или несколькими разновозрастными грабенами и имеющая четкое структурное отграничение поперечными дислокациями от остальной части пояса (табл. 8).

*Рифтовая система* — это группа из нескольких разновозрастных звеньев, имеющая протяженность в многие сотни и первые тысячи километров, обособленная от других систем пояса жесткими блоками литосферы (в случаях раздвоения пояса) или крупными поперечными поднятиями, или зонами перехода рифтового пояса из одной тектонической области литосферы в другую (см. табл. 8).

*Рифтовый пояс* представляет собой группу возможно разновозрастных рифтовых систем, расположенных в пределах единого крупного сегмента континентальной или океанической коры. Обычно в поясы объединяются все рифтовые системы того или иного океана, а в пределах континентов — группы взаимосвязанных рифтовых систем.

**Рифтовые пояса Земли, их системы и звенья**  
(по Е. Е. Милановскому, К. В. Боголепову, Б. М. Чикову  
с дополнениями)

Типы	Рифтовые пояса и их протяженность	Рифтовые системы	Звенья рифтовых систем
Континентальные	Африкано-Аравийский, 6000 км	Ньясо-Танганьикская (Западная)	Замбези, Ньяса, Руква, Таганьика, Альберта и др.
		Кенийско-Эфиопская (Восточная)	Кения, Афар, Данакия и др.
		Красноморско-Суэцкая (Центральная)	Красного моря, Суэцкого залива
		Левантйская (Северная)	залива Акаба, Мертвого моря, реки Иордан, грабен Фхаб, Амук
	Рейнско-Ливийский, 3500 км	Западно-Европейская	Скандинавское, Гесенское, Верхне-Рейнское, Нижне-Рейнское, реки Роны
		Средиземноморская (?)	Сардинии, Сицилии, Туниса
		Западно-Африканская	Ливии, озера Чад, Камеруна
Байкальский, 2500 км	Хубсугул-Тункинская (Юго-Западная)	Косогол (Хубсугул), Тункинское	
	Байкало-Баргузинская (Центральная)	Южно-Байкальское, Северо-Байкальское, Баргузинское	
	Чарско-Муйская (Северо-Восточная)	Верхне-Ангарское, Муйское, Чарское	
Сарматско-Туранский, 2200 км	Припятско-Донецкая	Припятское, Днепровское, Донецкое	
	Доно-Каспийская	Вала Карпинского	
	Мангышлакская	Складчатой системы Каратау (Мангышлак)	

Типы	Рифтовые пояса и их протяженность	Рифтовые системы	Звенья рифтовых систем
	Западно-Сибирский, 2500 км	Южная	Тургайское
		Центральная	Колтогорско-Уренгойское
		Северная	Ямало-Гыданское, Хатангское, Карского моря
	Кордильерский, 4000 км	Мексиканская	Сонорское, Западного Сьерра-Мадре
		Провинция бассейнов и хребтов (Запад США)	Калифорнийско-Колорадское, Орегоно-Монтанское
		Канадская	Борозды Скалистых гор, Западных Кордильер
Океанические	Арктический, 1500 км	хребта Гаккеля	
		Атлантический, 20000 км	Южно-Атлантическая Северо-Атлантическая Рейкьянес—Книпповича
	Индоокеанский, 16000 км	Африкано-Антарктическая, Западно-Индоокеанская, Аравийско-Индоокеанская (хребет Карлсберга), Центрально-Индоокеанская, Восточно-Индоокеанская	
	Тихоокеанский, 20000 км	Восточно-Тихоокеанская	
	Промежуточные	Калифорнийская, Аденская	

Различают рифты трех типов: континентального, промежуточного и океанического.

**Континентальные рифты.** Выражены протяженными литосферными поднятиями, своды которых осложнены грабенами проседания. Поднятие начинается от астеносферного слоя («астеносферный астенолит») и повторяется во всех слоях литосферы. Но в «базальтовом» слое свод

литосферного поднятия проседает на определенную амплитуду (обычно 4—7 км), и в эту депрессию ступенчато погружаются блоки гранитно-метаморфического слоя, образуя грабен проседания.

Грабены рифтовых систем могут быть (рис. 15) симметричными и асимметричными, погружаться от плеч к центру (Днепровский) или от центра к плечам (Припятский), или

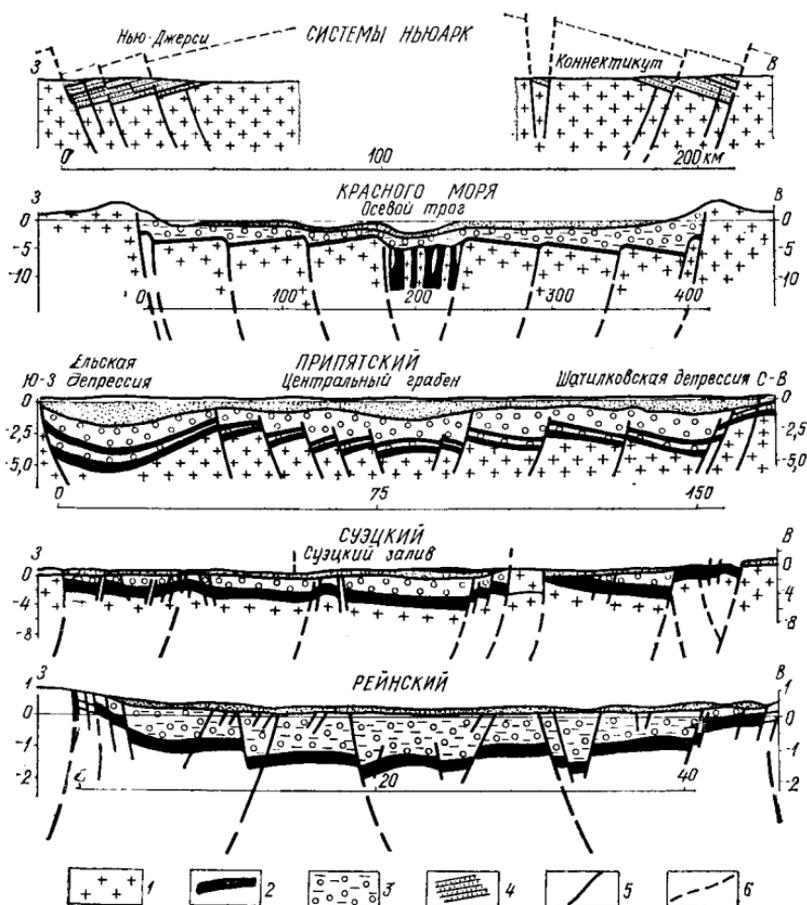


Рис. 15. Профильные разрезы грабенов континентальных рифтовых систем (Рейнский — погружается к центру, Ньюарк — к бортам, Красноморский и Припятский обладают прибортовыми и центральными депрессиями, Суэцкий характеризуется полной асимметрией. Но почти все грабены имеют эвапоритово-вулканогенную формацию, накопленную в стадии активного рифтогенеза):

1—фундамент; 2—подэвапоритовые осадочные отложения; 3—эвапоритово-вулканогенная формация; 4—надэвапоритовые отложения; 5—разломы уверенные; 6—разломы предполагаемые.

обладать клавишно-блоковым строением (Суэцкий), могут иметь «центральный трог» (Красноморский).

Длина отдельных грабенов измеряется сотнями километров, ширина составляет в среднем 40—60 км, редко превышая 100 км (в Припятском 140 км). Глубина изменяется от 1—2 до 7—8 км (в среднем 4—5 км), в палеорифтах порою превышает 10 км (Днепровский) и даже 20 км (Донецкий).

Грабены континентальных рифтов разделены поперечными выступами основания, обычно подземными, но иногда высоко поднятыми гранитно-метаморфическими глыбами. Примером первого может служить Черниговский выступ между Припятским и Днепровским грабенами, яркий пример второго — гора Рувензори между грабенами озер Эдуарда и Альберта в Африке, высота которой достигает 5109 м.

Е. Е. Милановский выделяет два тектоно-морфологических типа континентальных рифтов: сводово-вулканический и щелевой. Первый характеризуется поднятиями литосферы («сводами»), мощным проявлением вулканизма и неглубокими грабенами. Второй не имеет поднятий, объем продуктов вулканизма в нем незначителен, грабены достигают внушительных глубин (до 5—7 км). Образуются щелевые грабены в связи с горизонтальными растяжениями и разрывом литосферы без интенсивных вертикальных подвижек.

Континентальные рифты часто пересекают области с различным возрастом складчатого основания. Например, Сарматско-Туранский палеорифт располагается на Восточно-Европейской платформе и выходит на территории Скифской и Туранской эпигерцинских плит. Западно-Европейская рифтовая система начинается в теле древнего Балтийского щита (грабены Мьёса и Осло) и продолжается в герцинидах Западной Европы (грабены Гессенский, Верхне- и Нижнерейнские, реки Роны).

Рифты промежуточного типа. Располагаются в заливах материков и служат связующими звеньями между континентальными рифтами и океаническими, что определяет особенности их строения. Бортовые поднятия (плечи) грабенов являются побережьями материков и сложены континентальной корой, днища сложены корой океанического типа и имеют все элементы океанических рифтов: центральные трог, медианные хребты, цепи вулканов. Промежуточные рифты имеются в Аденском и Калифорнийском заливах.

**Океанические рифты.** Развита в областях с океаническим типом коры, и это определяет особенности их внутренней структуры и характер осадков, скапливающихся в грабенах. Морфологически они выражены (см. рис. 19) протяженными системами поднятий подводного типа, называемых «срединными хребтами» (хотя, по существу, «срединным» является только рифт Атлантического океана, а остальные смещены к континентам). Протяженность океанических рифтовых поясов 16000—20000 км и лишь у Арктического едва достигает 1500 км. Ширина в среднем колеблется между 300 и 400 км, но местами (например, в Южной Атлантике) превышает 1000 км. Средняя высота подводных хребтов от поверхности абиссальных равнин — около 1500 м. Их гребни состоят преимущественно из вулканического материала. Вершины гребней опущены по сбросам и образуют грабены, именуемые «рифтовыми долинами». Глубина рифтовых долин от вершин гребней составляет в среднем около 1400 м, ширина — 20—30 км. Склоны грабенов имеют ступенчато-сбросовое строение, днища ступенчато погружаются к центру, где располагается «центральный трог» — блоковое погружение шириной 1,5—3 км и глубиной 100—400 м. Вдоль осей центральных трогов развиты «медианные» хребты — поднятия из цепочек вулканов высотой 100—300 м. Крутизна склонов центральных трогов приближается к 90°.

Рифтовые долины обычно прерываются высокоподнятыми раздробленными плато — выступами основания океанической коры.

Океанические рифтовые пояса осложнены многочисленными трансформными разломами, по которым развиваются структуры поперечного типа: вулканические хребты и блоковые желоба-впадины шириной до 10 км и глубиной 600—800 м.

Осадочные породы, накапливающиеся в продольных рифтовых долинах и их поперечных желобах, делятся на два типа: карбонатный, содержащий фораминиферовые, кокколитовые и радиоляриевые илы; и тектоновулканокластический, состоящий из грубообломочного материала турбидных потоков и магматических образований. Подводные лавы имеют подушечную, кишечную, валиковую и другие формы. Мощность осадочных пород в рифтовых долинах измеряется десятками или сотнями метров. Местами осадки отсутствуют.

**Эволюция рифтов.** Теории рифтогенеза пока не существует. На основании фактического материала по Сар-

матско-Туранскому палеорифту и некоторым мезо-кайнозойским рифтам В. Ф. Карташев и А. А. Недовизин (1979) выделили пять стадий континентального рифтогенеза:

1. Эмбрионная, или сводовая. Проявляется в геосинклиналях в орогенную стадию их развития, когда напряжения в сводах растущих поднятий достигают предела прочности пород и это предопределяет разрушение сводов и заложение грабенов.

2. Рождение грабенов (или тафрогенная в истории развития геосинклиналией). Выражена обрушением сводов поднятий и образованием небольших грабенов (точнее «полуграбенов»). Такие полуграбены существовали в протерозое на территории Припятского грабена, а в раннем палеозое и на территории Суэцкого грабена.

3. Пассивного (медленного) развития. Характеризуется медленным спокойным развитием территории в тесной связи с развитием окружающей платформы. И лишь слабые колебания накопившихся в это время осадков (в основном над зонами разломов) выдают продолжающиеся процессы рифтогенеза.

4. Активного развития (омоложения рифта). Эта стадия наступает при резкой активизации тектонических процессов и выражается раскрытием разломов, вулканизмом, интенсивным погружением блоков оснований и преобразованием древнего полуграбена в настоящий глубокий грабен, в котором наряду с накоплением терригенных и карбонатных толщ формируется хорошо известная во многих рифтовых грабенах (Красноморском, Суэцком, Рейнском, Припятском, Днепровском) вулканогенно-эвапоритовая формация.

5. Океаногенеза, или старения и отмирания. Если активный тектогенез продолжается длительное время, континентальный рифт может преобразоваться в океанический. В этом случае рифтогенез перерастет в океаногенез. Но нередко процессы тектогенеза прекращаются на стадии активного развития, и тогда рифтовые грабены сохраняются в форме известных палеоавлакогенов или палеорифтов.

К палеорифтам относятся платформенные авлакогены, обладающие всеми признаками рифтов, но прекратившие рифтогенное развитие (на континенте Евразия — Донецко-Припятский, Кировский, Виллюйский авлакогены; в Австралии — грабены Перт и Карнарвон, в Северной Америке — грабеновая система Ньюарк и др.).

Образование океанических рифтов тоже обусловлено развитием глубинного астенолита, приводящим к подъему и

растяжению литосферы. В результате формируются протяженные литосферные поднятия — срединно-океанические хребты, а в их сводах — грабены (рифтовые долины). Океанический рифтогенез выражается интенсивным периодическим магматизмом, вследствие которого на срединном хребте и вдоль него образуются магматические тела, отражающиеся на магнитных полях известными полосовыми аномалиями.

Сторонники мобилистской концепции рассматривают океанические рифты как зоны расхождения литосферных плит и образования новой океанической коры. Сторонники фиксизма считают эти рифты зонами плавления континентальной коры и образования океанической при неподвижном или почти неподвижном положении материков.

Проблематичным является вопрос о возрасте «молодых» рифтов. Существует мнение, что эти рифты образовались в мезозое и развиваются в течение кайнозоя (их еще называют мезо-кайнозойскими). Более внимательное изучение показывает, что в мезозое или кайнозое они лишь претерпели стадию активного развития, а сформировались в палеозое или докембрии. Фактически корни «молодых» рифтов уходят в далекое геологическое прошлое: это древние образования литосферы, дожившие до наших дней, развивающиеся и сейчас. Поэтому их следует называть современными и отличать от палеорифтов, уже прекративших свое развитие.

**Платформы.** Платформы — это малоподвижные, крупные, изометричной формы глыбы земной коры, имеющие фундамент из магматических и метаморфических пород и осадочный чехол и характеризующиеся сравнительно низкой проницаемостью и слабой сейсмичностью (в основном асейсмичны). Различаются платформы континентальные и океанические. Основные их различия — разнородный состав второго слоя коры (см. гл. I, параграф «Внутреннее строение»), большая разница в послышной и суммарной мощности литосферы и неодинаковая внутренняя структура этих платформ. Осадочный чехол платформ характеризуется горизонтальным или почти горизонтальным залеганием слоев, сравнительным постоянством их состава и выдержанностью мощностей, а также набором определенных «платформенных» формаций (см. табл. 4).

**П л а т ф о р м ы к о н т и н е н т а л ь н ы е.** Среди континентальных платформ имеются древние и молодые. Древние образовались в карельскую эпоху складчатости (на границе раннего и позднего протерозоя) или в более ран-

нее время. Они характеризуются следующими признаками: 1) двухэтажным строением: состоят из фундамента, сложенного консолидированными породами докембрийского возраста, и осадочного чехла; 2) большим площадным распространением осадочных пород сравнительно однообразного состава и выдержанных мощностей; 3) складчатостью прерывистого типа, которая отличается бессистемным расположением структур, их большими площадными размерами и незначительной вертикальной амплитудой; 4) отсутствием прямой наследственной связи между структурами чехла и складчатостью фундамента, образовавшейся в геосинклинальную стадию развития территории (табл. 9, рис. 16).

Молодыми считаются платформы, образовавшиеся в байкальскую, каледонскую, герцинскую и более поздние эпохи складчатости, т. е. начиная с конца протерозоя-кембрия и в течение всего палеозоя и мезозоя. Для них характерно: 1) трехэтажное строение разреза, включающего фундамент из интенсивно дислоцированных, гранитизированных и метаморфизованных пород геосинклинального комплекса; промежуточный комплекс, состоящий из моласс — продуктов денудации геосинклинальных поднятий, скопившихся во впадинах древнего рельефа и подвергшихся незначительному метаморфизму и дислокации; осадочный чехол; 2) расположение на периферии геосинклинальных поясов и на стыке с древними платформами; 3) частичная унаследованность структурного плана и типа складчатости от структуры основания, зафиксированной в

Таблица 9

Наиболее крупные древние платформы, их щиты и синеклизы

Платформа	Щит	Синеклиза
Северо-Американская	Канадско-Гренландский	Иллинойс, Пермская, Альберта
Восточно-Европейская	Балтийский, Украинский	Московская, Прикаспийская, Балтийская
Сибирская	Алданский	Тунгусская, Вилюйская
Южно-Американская	Гвианский, Бразильский	Амазонская, Мараньяно, р. Параны
Африканская	Гвинейский, Регибатский, Туарегский, Нубийский, Родезийский, Трансваальский	Ливийская, Конго, Карру, Калахари
Индостанская		Деканская
Австралийская	Юго-Западный, Северо-Западный	Каннинг, Виктория

геосинклинальную стадию развития территории; 4) наличие как прерывистого, так и линейного типов складчатости.

В литературе молодые платформы часто называют плитами\* складчатых областей (Центрально-Европейская, Западно-Сибирская, Скифская, Туранская плиты) или квазикратонами, что означает «подобны платформам».

Временем рождения молодых платформ считается период консолидации и денудации геосинклинальных образований, т. е. время образования фундамента. Название платформа получает по географическому или историческому признаку, а возрастное определение — по возрасту складчатого основания с приставкой «эпи» («на» — греч.). Например: Печорская эпибайкальская, Туранская эпигерцинская платформы (плиты).

Познакомимся с основными структурными элементами платформы (см. табл. 9). *Щиты* — это поднятые области платформ, где гранитно-метаморфические породы фундамента обнажены на дневной поверхности, а осадочные образования встречаются на небольших изолированных участках и имеют весьма скромные мощности. Щиты являются структурами длительного подъема литосферы.

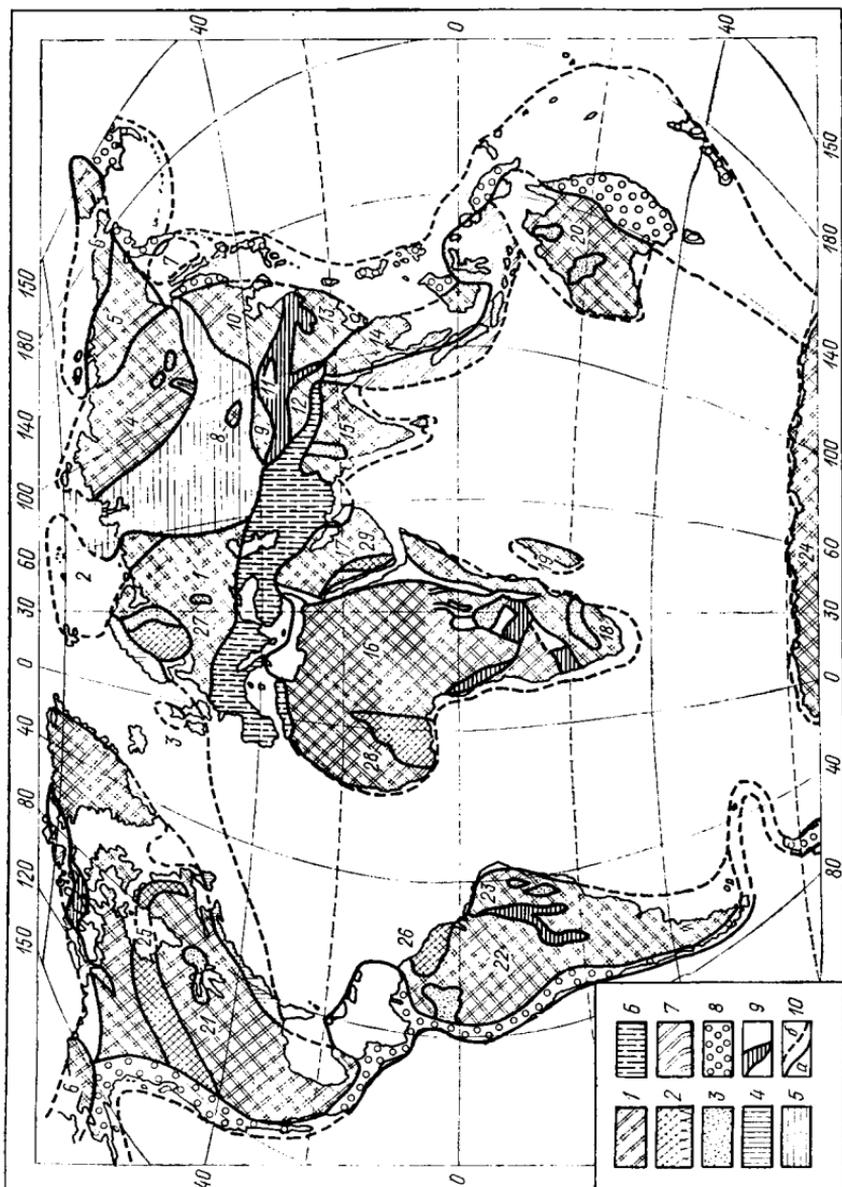
*Плиты* — области платформ, перекрытые осадочным чехлом. Мощность чехла меняется от нескольких десятков метров на антекклизах до 10—15 км в синеклизах.

Щиты и плиты — наиболее крупные структурные элементы платформ. Они сочленяются или путем постепенного погружения фундамента под осадочный чехол или через флексуры и разломы.

В связи с поисками полезных ископаемых в древнейших толщах планеты ученых интересует глубинное строение щитов и физическое состояние кристаллических пород на больших глубинах. С этой целью на Балтийском щите в районе Кольского полуострова бурится сверхглубокая скважина с проектной глубиной 15000 м. В 1984 г. глубина скважины превысила 12000 м. Материалы бурения обрабатываются, но некоторые сведения опубликованы. Так, с глубины 2 км температура разреза растет вдвое быстрее проектных расчетов и на глубине 7263 м достигла 120 °С вместо 72 °С. На глубине 7000 м предполагалось вскрыть переходный горизонт от гранитно-метаморфического слоя к «базальтовому». На самом деле до 12-километровой глу-

---

\* Плитой еще именуют океанические платформы, области древних платформ, погруженные под чехол, а также крупные блоки литосферы.



бины продолжается разрез гранитно-метаморфического слоя. Породы характеризуются высокой трещиноватостью, трещины заполнены водными растворами, углеводородом, углекислым газом и гелием. На глубине более 4,5 км обнаружены остатки органического мира в возрасте свыше 2 млрд. лет.

Элементами третьего порядка, слагающими щиты и плиты, являются антеклизы и синеклизы.

*Антеклизы* — крупные и очень пологие поднятия изометричной формы. Их площадь превышает 60 тыс. км<sup>2</sup>, а углы падения крыльев составляют доли градуса. Мощность осадочного чехла на антеклизмах сокращается к своду от сотен до десятков и единиц метров. Наиболее приподнятые участки антеклиз, где фундамент особенно приближен к поверхности, выделяются в качестве *массивов*. Название массивов обычно то же, что и антеклиз: Белорусская и Воронежская антеклизы и одноименные массивы.

*Синеклизы* — депрессии изометричной формы, площадью более 60 тыс. км<sup>2</sup>, глубиной от 2 до 10 км и более, с полого (в доли градуса) падающими к центру крыльями. Встречаются чаще на плитах (Московская, Балтийская, Парижская), реже — на щитах (Гудзонова залива). Обычно синеклизы развиваются длительное время — в течение нескольких эр — и заполняются осадочными и вулканогенно-осадочными толщами. Синеклизы, у которых ложе интенсивно погружается по разрывам и развитие сопровождается интенсивным вулканизмом и накоплением осадочно-магматической формации с преобладанием базальтовых покровов (траппов), называются *амфиكليзами*.

К территориальным тектоническим элементам четвертого порядка относятся своды, валы, прогибы, впадины и седловины.

---

←

Рис. 16. Древние платформы материков и разделяющие их складчатые пояса и системы (по М. В. Муратову).

1. Древние платформы (архейские массивы) (1—Восточно-Европейская; 2—Баренцево-Печорская; 3—Эриа; 4—Сибирская; 5—Верхояно-Чукотская; 6—Восточно-Сибирская (Гиперборейская); 7—Охотская; 8—Джунгарский массив; 9—Таримская; 10—Китайско-Корейская; 11—Цайдамский массив; 12—Тибетская; 13—Южно-Китайская; 14—Индосинийская; 15—Индостанская; 16—Африканская; 17—Аравийская; 18—Южно-Африканская; 19—Мадагаскарская; 20—Австралийская; 21—Северо-Американская; 22—Южно-Американская; 23—Восточно-Бразильская; 24—Антарктическая). 2. Главнейшие раннепротерозойские складчатые области (25—Гудзонская; 26—Гвианская; 27—Свекофенская; 28—Бирримская; 29—Аравийская). 3. Области распространения нижнепротерозойского протоплатформенного чехла: 4—9—складчатые пояса (4—Атлантический; 5—Урало-Монгольский; 6—Средиземноморский; 7—Индонезийский; 8—Тихоокеанский; 9—межплатформенные); 10—ограничения платформ и разломы (а—на суше, б—подводные).

*Своды* — поднятия округлой формы площадью от 10 тыс. км<sup>2</sup> до 100 000 км<sup>2</sup>, амплитудой поднятия несколько сот метров и углами падения крыльев менее 1°. Часто ограничены крупными разломами (например, Ставропольский, Башкирский, Центрально-Каракумский).

*Валы* — протяженные, линейно вытянутые пологие структуры длиной в сотни километров и шириною в первые десятки километров. Высота измеряется первыми сотнями метров, углы падения крыльев — минутами и единицами градусов. Обычно валы имеют длительное конседиментационное развитие, вследствие чего мощности слоев к их сводам сокращаются. По структурным особенностям и взаимоотношению осадочного чехла с фундаментом В. Е. Хаин выделяет три типа валов: *унаследованные* — приуроченные к поднятиям фундамента (Туймазинский, Каневский), *шовные* — возникшие над разломами фундамента в связи с движениями его блоков (Жигулевский, Большекинельский, Сальский) и *инверсионные* — расположенные в осевых зонах грабенообразных впадин (Вятский, Тиманский, Карпинского).

*Прогибы* — линейные депрессии литосферы с соотношением длины к ширине более 3:1. К платформенным структурам этот термин применяется редко (Припятский прогиб). Обычно им обозначаются депрессии платформенных окраин (краевые прогибы) и геосинклинальных областей.

*Впадины* — депрессии изометричной формы с соотношением длинной и короткой осей менее 3:1. Площадь от 10 000 до 60 000 км<sup>2</sup> (например, Мелекесская, Оршанская и др.).

*Седловины* — структуры сложной формы, напоминающей седло. Расположены в зонах сочленения двух положительных и двух отрицательных структур. Так, Жлобинская седловина одновременно разделяет Белорусскую и Воронежскую антеклизы, Оршанскую впадину и Припятский прогиб.

Особую группу структур, развитых в пределах платформ, составляют эпиплатформенные орогенные пояса (или активизированные области платформ), краевые прогибы и кольцевые структуры.

*Эпиплатформенные орогенные* пояса являются подвижными поясами, возникшими на длительно развивающихся платформах. Они характеризуются абсолютным преобладанием поднятий, средне- и высокогорным рельефом, сводово-

глыбовой структурой и протяженностью в тысячи километров при ширине в сотни километров.

По положению на платформах эти пояса делятся на три типа (В. Е. Хаин, 1973): перигеосинклинальные, периокеанические, интракратонные. Перигеосинклинальные пояса лежат на границах платформ с геосинклиналями. Их образование обусловлено захватом окраин платформ орогенезом в геосинклиналях. К числу перигеосинклинальных орогенов относятся, например, Восточно-Скалистые горы в США, Анти-Атлас в Африке, Горный Крым в СССР.

Эпиплатформенные пояса периокеанического типа располагаются на границе платформ с океаническими областями. Например, Аравийско-Африканский пояс — вдоль индоокеанского побережья Африки, Западные и Восточные Гаты — на Индостанском полуострове, Бразильское и Гвианское нагорья — в Южной Америке.

Интракратонные эпиплатформенные орогенные пояса находятся внутри платформ. Например, Урал, хребет Бырранга на Таймыре, Центрально-Азиатский пояс, протягивающийся от Тянь-Шаня до Станового хребта и охватывающий полосу от Прибайкалья до Тибета.

Эпиплатформенные орогенные пояса обычно выражены очень широкими (в десятки и первые сотни километров) блоково-глыбовыми мегаскладками: горст-мегантиклиналями и грабен-мегасинклиналями, ограниченными субвертикальными разрывами и надвигами. В грабен-мегасинклиналях накапливаются молассы.

Современные эпиплатформенные орогены являются преимущественно неотектоническими сооружениями: они образовались в период от олигоцена до антропогена на территориях, испытывавших платформенный режим развития. Горообразовательные процессы часто сопровождались магматизмом с преобладанием щелочных базальтов, но в перигеосинклинальных поясах встречаются вулcano-плутонические ассоциации кислой магмы.

*Краевые прогибы (передовые прогибы)* — крупные сложно построенные депрессии, расположенные на окраинах платформ в зонах их сочленения с геосинклиналями (с незначительным захватом геосинклинальных окраин) и возникающие в период орогенных процессов в геосинклиналях и в тесной связи с ними.

Краевые прогибы почти целиком располагаются на окраинах платформ (перикратонах) и лишь узкие зоны окраин внутренних, примыкающих к геосинклиналям, бортов находятся на геосинклинальном «субстрате».

Согласно Ю. М. Пущаровскому (1960), краевые прогибы отличаются следующими признаками: 1) характерной формой — это весьма протяженные (на многие сотни и более тысячи километров), сравнительно узкие (от нескольких десятков до 100 км) и очень глубокие (до 10 км и более) депрессии; 2) асимметричным строением — имеют очень пологие внешние (платформенные) и крутые внутренние крылья: крутизна первых составляет доли и первые единицы градусов, вторых — десятки градусов до запоркинутого залегания (поворота); 3) смещением оси прогиба вверх по разрезу в сторону платформы в связи с сокращением мощности молассовых толщ; 4) относительной выдержанностью состава и мощности пород по простиранию и изменчивостью — вкрест простирания прогиба: мощности пород сокращаются в сторону платформы и в этом же направлении грубообломочные породы сменяются тонкообломочными.

От геосинклинальных систем краевые прогибы отделяются глубинными разломами, которые в верхних слоях осадочного чехла бывают выражены крупноамплитудными флексурами или взбросо-надвигами. С платформами они связаны пликативно (в этом случае граница определяется по зоне увеличения крутизны склона) или через малоамплитудные разрывы и флексуры. Например, Предкопетдагский прогиб отделяется от Копетдагского горно-складчатого сооружения: в центральной зоне — взбросо-надвигом с амплитудой вертикального смещения до 10 км, а горизонтального — более 1,3 км, в восточной зоне — флексурой, амплитуда которой достигает 2—3 км. Граница этого прогиба с платформой проводится по зоне увеличения крутизны погружения окраины Южно-Туранской плиты. Предуральский прогиб сочленяется с Уральской складчатой системой через надвиги, а от платформы отделяется малоамплитудными разрывами, которые в осадочном чехле четко выделяются благодаря развитию над ними в пермской толще рифовых массивов.

Особенность глубинной структуры некоторых краевых прогибов — крупные поднятия мантии. Такие поднятия установлены глубинным сейсмондированием под Индоло-Кубанским и Кузнецким прогибами. Не исключено, что по мере дальнейшего изучения литосферы методом глубинного сейсмического зондирования такие поднятия могут быть обнаружены и под другими краевыми депрессиями. В этой связи возможно отнесение некоторых (а может и всех?!) передовых прогибов к категории инверсионных депрессий и,

Наиболее крупные краевые прогибы

Прогиб	Длина, ширина, км	Внутренние структуры	
		выступ	депрессия
Предгималайский	3500×300	Шиллонгский	Индская, Бенгальская, Ассамская
Предуральский	2100×120	Каратауский, Полюдов Камень	Бельская, Уфимско-Соликамская, Печорская
Месопотамский	2000×400	—	—
Приверхоьянский	1200×180	Китчанский	Ленская, Алданская
Предкавказский	1200×120	Ставропольский	Индоло-Кубанская, Терско-Кумская
Предальпийский	700×120	—	—
Предкопетдагский	640×100	Кизиларватский	Казанджикская, Ашхабадская
Предкарпатский	500×60	Станиславский	Косовская, Угерско-Крукеничская
Предпиренейский	350×60	—	—

соответственно, возникает вопрос о причине и механизме их образования.

Внутреннее строение краевых прогибов достаточно сложное. Наиболее крупными их элементами являются впадины-депрессии, разделенные поперечными выступами фундамента (табл. 10). Так, Предкавказский прогиб Ставропольским выступом разделен на Терскую и Индоло-Кубанскую впадины; Предкопетдагский прогиб Кизиларватским и Аксуйским выступами — на Казанджикскую, Ашхабадскую и Каахкинскую депрессии, Предуральский прогиб выступами Полюдова Камня и Каратауским — на Бельскую, Уфимско-Соликамскую, Печорскую впадины.

Различную структуру имеют внутренние и внешние борты прогибов. Для первых характерно развитие узких и протяженных, сложнодислоцированных антиклинальных и синклинальных зон, расположенных параллельно Главному разлому или под углом к нему. На внешнем борту изредка встречаются одиночные брахискладки и пологие структурные носы. Вдоль осевых зон прогибов обычны узкие и довольно протяженные антиклинальные поднятия: Изгантское — в Предкопетдагском прогибе, Анастасиево-Троицкое — в Предкавказском и др.

Сопоставив более 20 типичных краевых прогибов, Г. А. Кузнецов (1973) описал тесную взаимосвязь между их возрастом, с одной стороны, и особенностями строения,

историей развития и характером вмещающих пород — с другой. По времени формирования выделяются прогибы: раннепалеозойские, позднепалеозойские, мезозойские и кайнозойские. В докембрии краевые прогибы еще не формировались.

Раннепалеозойские краевые прогибы в своем развитии связаны с системами байкалид. Это Прибайкальский, При-Саянский и Приенисейский прогибы. Они характеризуются большой шириной (350—480 км), незначительной глубиной (3—5 км), расплывчатой формой, малым объемом грубых моласс.

Позднепалеозойские прогибы (Предуральский, Предгерцинский в Западной Европе, Предаппалачский в Северной Америке) имеют узкую линейную форму с соотношением длины к ширине 10 : 1, содержат большие скопления грубых моласс и характеризуются резкой сменой фаций по латерали и значительной дислокацией слоев как на внутреннем, так и на внешнем склонах.

Мезозойские прогибы (Предверхоаянский, Канадский и др.), как и позднепалеозойские, узкие и протяженные, но менее глубокие. Они отличаются сравнительно спокойной внутренней тектоникой.

Кайнозойские прогибы почти все сосредоточены в Средиземноморском геосинклинальном поясе. Они имеют большую протяженность при незначительной ширине, асимметричное строение со сложной внутренней тектоникой и содержат по две молассы: шлировую (тонкообломочную) внизу и грубообломочную — в верхней части разреза.

История геологического формирования краевых прогибов тесно связана с историей развития сопредельных геосинклиналей. Еще на ранних стадиях развития геосинклинали происходит погружение окраины платформы, и в этой области будущего краевого прогиба накапливаются толщи терригенных и карбонатных отложений платформенного облика, но с резко возрастающими в сторону геосинклинали мощностями. Этот комплекс осадков составляет нижний (подстилающий) структурный этаж краевых прогибов. Прогиб рождается в раннеорогенную стадию развития геосинклинали (см. рис. 5) в связи с началом формирования вдоль краевого шва внутреннего борта.

Пока геосинклинальная горная система развивается медленно и продукты ее эрозии хорошо перерабатываются, в прогибе накапливается тонкообломочная моласса. В орогенную стадию развития геосинклинали, когда скорость подъема земной коры значительно превышает скорость

эрозии горных поднятий, продукты разрушения не успевают размельчаться и сносятся в прогиб, образуя верхнюю грубообломочную молассу.

Со временем связь краевых прогибов с открытым морем затрудняется, они мелеют и последовательно превращаются во внутренние моря, лагуны, озера и, наконец, становятся сушей. Соответственно этому процессу в молассах появляются горизонты эвапоритов, каменных углей, известняков-ракушечников и других осадков замкнутых мелеющих и высыхающих бассейнов.

В краевых прогибах содержатся основные мировые запасы нефти и газа. Продукты магматизма и залежи металлов для них не характерны.

Место *кольцевых структур* в схеме классификации тектонических элементов Земли пока точно определить невозможно. До начала исследования Земли из космоса о них почти ничего не было известно. Космическая съемка показала, что кольцевые структуры довольно широко распространены во многих тектонических областях, и в этом отношении Земля напоминает Луну, Марс, Меркурий, многие спутники Сатурна и Юпитера и, возможно, другие еще недостаточно исследованные планеты Солнечной системы (см. гл. IV, рис. 22). Поэтому кольцевые структуры условно отнесены к платформам, в которых наиболее распространены и сравнительно неплохо изучены. По-видимому, по мере более детального изучения древнейших толиц они будут отнесены к числу планетарных дислокаций начальных стадий развития литосферы.

Различают два типа кольцевых структур: эндогенные магматические образования и метеоритные кратеры — «астроблемы».

*Эндогенные кольцевые структуры* — дислокации магматического происхождения, размерами от единиц до 700 км и более. Морфологически они выражены центральным округлой формы поднятием, окруженным несколькими (до семи) кольцевыми валообразными поднятиями и периферийным валом. В хорошо развитых структурах центральное поднятие обычно обнажается на дневной поверхности породами основного и ультраосновного состава, которые последовательно окаймляются полями из гранитно-метаморфических пород и пород осадочного чехла. Например, Муйская кольцевая структура в северном Прибайкалье, по В. Н. Брюханову с соавторами (1977), состоит из центрального кольца радиусом 30—40 км и концентрических дуг радиусами 60; 110—130; 160—170 и 220—285 км. Централь-

ная часть структуры радиусом до 60 км — массив из пород габбро и гипербазитов раннепротерозойского возраста. Поле, очерченное в отрезке радиуса между 60 и 160 км, сложено гранито-гнейсами, а периферийная часть — породами осадочного чехла.

Неподалеку от Муйской структуры в центре Алданского щита располагается Алданская кольцевая структура, центральное поле которой сложено самыми древними породами нашей планеты. Это гипербазитовые сланцы сутамской серии, образовавшиеся 4,6 млрд. лет назад. Предполагается, что они являются первичной «лунной» корой Земли.

*Астроблемы*, или метеоритные кратеры, представляют собой округлые углубления в земной коре, возникающие в результате удара метеорита. Кратер имеет чашеобразную форму с центральной горкой и валом из выброшенных пород. При диаметре кратера более 10 км внутри его появляются одно или несколько промежуточных колец. По строению астроблемы очень похожи на эндогенные кольцевые структуры и поэтому не всегда различаются. Отличительные признаки астроблем относительно эндогенных кольцевых структур — обычно менее крупные размеры (от первых десятков метров до первых десятков километров), отсутствие или незначительное проявление магматизма; богатое содержание обломков метеоритного вещества, стеккол-тектитов, образующихся из расплавленных силикатов, а также минералов коэсит, стишовит и других, возникающих в коренных породах под воздействием высокой температуры (до 10000 °С) и давления (до 10 к бар) во время удара метеорита. Астроблемы, как и кольцевые эндогенные структуры, характеризуются аномалиями магнитных и гравитационных полей.

*Платформы океанические* (талассократоны). Это устойчивые малоподвижные, погруженные в среднем на 4—6 км равнинные блоки литосферы, сложенные корой океанического типа. Они характеризуются незначительной и сравнительно постоянной мощностью коры (около 6,5 км), положительными гравитационными аномалиями в редукции Буге (примерно 300—400 мГал), неспокойным магнитным полем из аномалий с инверсирующими знаками, низким тепловым потоком (в среднем 1,13 м·кал/см<sup>2</sup>·с). Границами океанических платформ являются рифтовые пояса и современные геосинклинали.

В составе талассократонов выделяются подчиненные им структурные элементы: сводовые поднятия, вулканические и глыбовые хребты, одиночные горы, микроконтиненты,

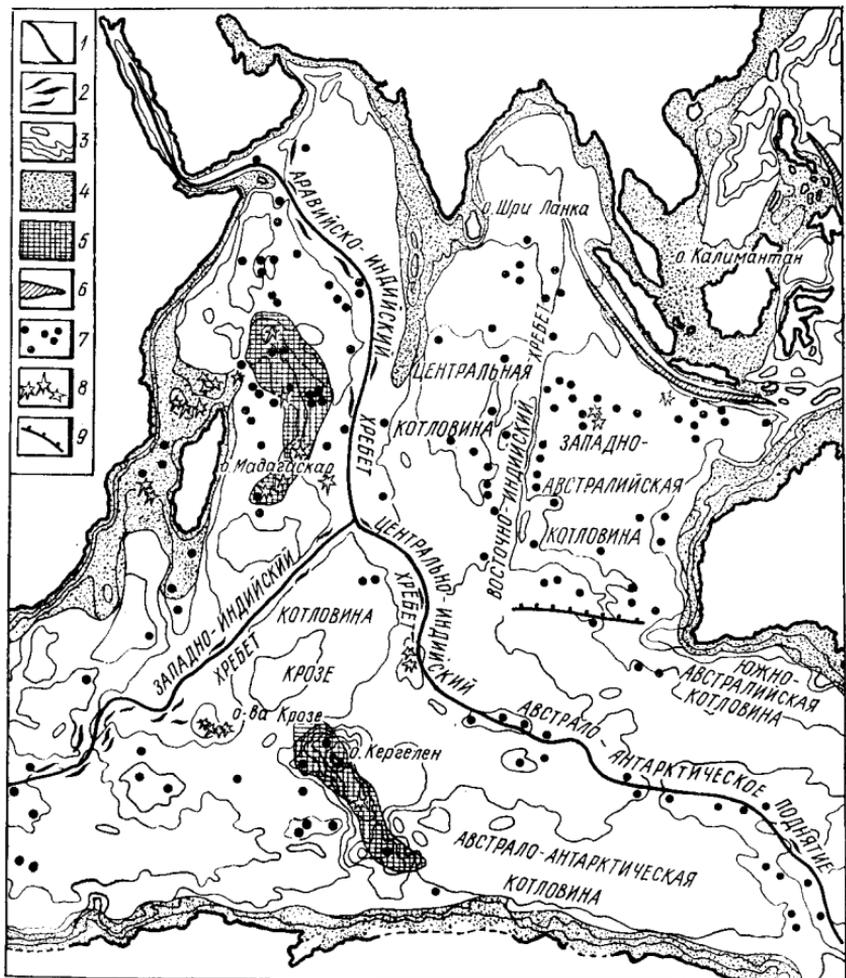
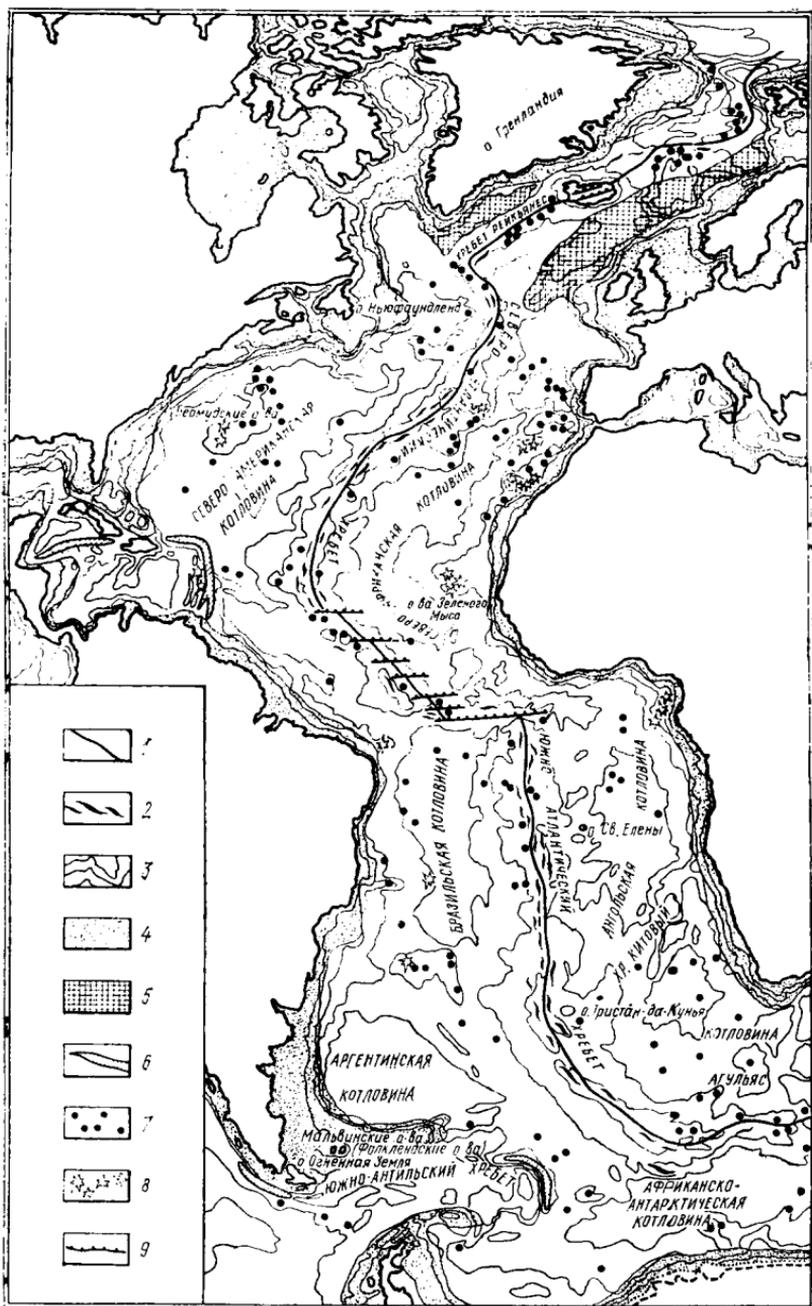


Рис. 17. Индийский океан, схема строения дна (по М. В. Муратову):  
 1—рифтовая зона срединно-океанического хребта; 2—отдельные гряды; 3—изобаты; 4—шельфы; 5—участки дна с континентальной корой; 6—глубоководные желоба; 7—подводные вулканы; 8—вулканические острова; 9—крупнейшие разломы.

трансформные разломы. Крупные вулканические и глыбовые хребты делят платформы на отдельные чашеобразные блоки, носящие геоморфологическое название — котловины.

Тектоника океанического дна еще недостаточно изучена, что вызывает путаницу в терминах и в отнесении структурных элементов к тому или иному типу. Эти несоответствия могут встретиться и в данном учебном пособии. Позна-



комимся со структурными элементами океанических платформ (рис. 17, 18, 19).

*Сводовые поднятия* — это очень крупные и пологие изометричной формы поднятия океанической коры, часто осложненные хребтами, одиночными горами, разрывами. Например, сводовое поднятие Шатского длиной 1500 км и шириной 500 км расположено в северо-западной части Тихого океана на глубине 5500 м (в контуре соответствующей изобаты). Поднятие осложнено четырьмя возвышенностями, вершины которых подняты на 2—3 км от основания. В Атлантическом океане имеются сводовые поднятия Риу-Гранде и Бермудских островов, а в Индийском — плато Крозе.

*Вулканические хребты* — узкие протяженные валообразные поднятия из базальтовых лав, образовавшиеся вдоль глубинных разломов в связи с вулканической деятельностью. Они состоят из цокольного поднятия и вулканов, которые располагаются на нем. Обычно возраст вулканов изменяется вдоль хребта от мезозойских умерших до современных действующих. Вокруг вулканических хребтов образуются краевые понижения — кальдеры оседания. Очаги магматизма расположены в мантии на глубине около 60 км. Оттуда магма поступает в «магматические камеры», имеющиеся под каждым вулканом на глубине 8—10 км. Из этих камер через жерла вулканов магма вытекает на поверхность.

Вулканические хребты в целом являются подводными сооружениями. Но наиболее высокие вулканы поднимаются над водной поверхностью, образуя отдельные острова и целые архипелаги. Классическим примером служит Гавайский хребет шириной 150—350 км. Он простирается от Гавайского архипелага на северо-запад до атолла Мидуэй на расстоянии 2700 км и выражен подводным хребтом, на вершине которого расположено 50 подводных и 47 островных вулканических гор и 8 мелководных банок.

*Глыбовые (горстовые) хребты* — узкие протяженные асейсмические поднятия горстового типа длиной в первые тысячи километров, шириной 100—200 км и высотой в сотни и тысячи метров. Для глыбовых хребтов тоже характерен, хотя и в меньшей степени, вулканизм, поэтому их не всегда можно отличить от вулканических. В качестве при-

---

←  
Рис. 18. Атлантический океан, схема строения дна (по М. В. Муратову).  
Условные обозначения те же, что и на рис. 17.

мера многие называют Восточно-Индоеокеанский хребет в Индийском океане и Китовый хребет — в Атлантическом.

*Микроконтиненты* — это разной величины и формы блоки литосферы с корой субконтинентального типа, ограниченные океанической корой. Морфологически они представлены поднятиями океанического дна, увенчанными подводными и островными горными массивами вулканического и невулканического происхождения. Уверенно к мик-

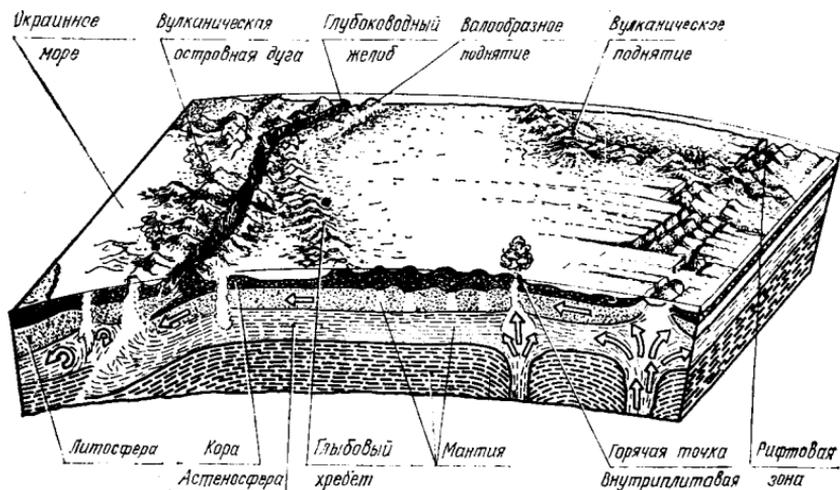


Рис. 19. Схема строения океанической области литосферы (по Г. П. Авдейко с уточнениями).

В левой части изображена современная геосинклиналь: окраинное море соответствует многосинклинали, островная дуга — геантиклинали, глубоководный желоб — эвгеосинклинали. Валообразное поднятие отделяет геосинклиналь от океанической плиты (талассократона), занимающей всю центральную часть схемы. На плите слева внизу показан глыбовый авулканический хребет, справа сверху — вулканический хребет. Правую часть схемы занимает рифт: видны отдельные поднятия с грабенами, смещенные по трансформным разломам.

роконтинентам можно отнести лишь те блоки коры, в разрезе которых обнаружены граниты или метаморфические породы. Например, на Фолклендском микроконтиненте обнаружены докембрийские гнейсы. Континентальную кору имеет гряда, протягивающаяся от Мадагаскара до Сейшельских островов (включая эти острова) в Индийском океане, подводное поднятие с островами Фиджи — в Тихом океане.

*Одиночные горы* встречаются на океанических платформах повсеместно, особенно много их в Тихом океане. Диаметр таких гор обычно составляет 10—15 км, а высота измеряется сотнями и тысячами метров. Чаще всего это

одиночные вулканы, реже — глыбовые поднятия. Одиночные горы с плоскими вершинами, нередко увенчанными рифовыми постройками, называются *гайотами* (*гейотами*). На примере гайотов хорошо наблюдается амплитуда вертикального движения океанической коры. Иногда вершины гайотов с коралловыми постройками погружены на 2—3-километровую глубину (известно, что кораллы живут в приповерхностном слое воды), в других случаях вершины срезаны, и это свидетельствует о том, что в какой-то период гора выступала над водной поверхностью. По подсчетам Н. И. Лариной, в Тихом океане общее число крупных вулканических гор высотой более 1 км от основания достигает 6000, а мелких, включая холмы, — несколько сот тысяч.

*Трансформные (трансокеанические) разломы* довольно широко распространены в океанических областях. Множество трансформных разломов осложняет океанические рифты. Они представлены поперечными нарушениями, по которым сегменты хребтов смещены в плане. Морфологически эти разломы выражены *U*-образными впадинами с глубиной, превышающей глубины рифтовых грабенов.

Но особенно крупные трансформные разломы осложняют северо-восточную платформенную часть Тихого океана. Это большая группа субширотных прямолинейных парных разломов гигантской протяженности (4—7 тыс. км) и сравнительно небольшой ширины разрывной зоны (50—150 км). Центральные зоны между парными разломами чаще опущены и образуют грабены-желоба, но иногда приподняты в форме уступов-горстов высотой до 1500 м. Горизонтальные перемещения крыльев (они установлены не во всех трансформных разломах) составляют многие сотни километров и наблюдаются лишь в средней зоне, затухая к периферии. Некоторые разломы «ныряют» под Северо-Американский континент и оказывают влияние на характер структуры материка развитием поперечных дислокаций. К числу крупнейших трансокеанических разломов северо-восточной части Тихого океана относятся: Меррей (5400×70 км), Клиппертон (7000×100 км), Мендосно (5000×150 км).

## ГЛАВА IV. КОСМИЧЕСКАЯ СЪЕМКА ЗЕМЛИ И СРАВНИТЕЛЬНАЯ ПЛАНЕТОЛОГИЯ

### ДОСТИЖЕНИЯ, ПРЕИМУЩЕСТВА И ПЕРСПЕКТИВЫ КОСМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ В ГЕОЛОГИИ

В последние годы появился новый вид исследования тектоники Земли и планет Солнечной системы — космический. Картирование осуществляется с помощью космических кораблей, межпланетных станций и спутников. Исследования Земли и других планет показали, что в их строении имеются черты принципиального сходства, и, следовательно, установленные на них особенности тектоники и структурной эволюции могут быть использованы при интерпретации геологического развития Земли.

Преимущества космических исследований заключаются: 1) в большой обзорности территории съемки — охвате площади в сотни и тысячи квадратных километров; 2) в генерализации наблюдаемой панорамы — способности выделить главное; 3) в рентгеноскопичности — возможности видеть структуру глубокопогруженных слоев по особенностям ландшафта; 4) в наблюдении быстропотекающих процессов: землетрясений, извержений вулканов, цунами и т. п.; 5) в картировании районов, недоступных или труднодоступных для наземных исследований; 6) в возможности очень быстро, экспресс-методом, закартировать конкретную площадь; 7) в сравнительной экономичности исследований.

Получаемые из космоса материалы столь разносторонне освещают геологию нашей планеты и связанные с нею процессы, протекающие в околоземном пространстве, что академик А. В. Сидоренко предложил выделить новое научное направление — «космическое землеведение», в задачи которого входит комплексное изучение процессов, протекающих на Земле — в ее коре, гидросфере, атмосфере и биосфере, чтобы выявлять природные ресурсы и удовлетворять быстро растущие потребности человечества.

### МЕТОДЫ КОСМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

*Космические исследования* — это преимущественно дистанционная форма изучения Земли и планет, так как осуществляются они на расстоянии, с космических аппаратов.

Физической основой дистанционных исследований являются прежде всего электромагнитные волны, которые излучаются или отражаются природными объектами и регистрируются специальными приборами, включая фотографические аппараты. Кроме этого, из космоса ведется дистанционное изучение гравитационных и магнитных полей.

Дистанционные исследования проводятся как в видимом, так и в невидимом диапазонах спектра электромагнитных волн. Видимый диапазон используется для визуальных наблюдений, фотосъемки и телесъемки, невидимый — для инфракрасной, ультрафиолетовой, радиолокационной (радарной) и радиационной съемок.

**Исследования в диапазоне видимых волн.** *Визуальные* наблюдения заключаются в изучении космического объекта человеком с борта космического аппарата, передаче сведений на Землю и фиксации их в дневниках. Это наиболее эффективный метод, так как позволяет сознательно выбрать объект, быстро передать на Землю результаты наблюдений, видеть динамику процесса, использовать знания и накопленный опыт.

Особое значение имеет возрастающая в космосе острота зрения наблюдателя: простым глазом он различает предметы, которые из-за небольших размеров не всегда фиксируются приборами.

*Фотографическая и телевизионная съемки* осуществляются по заранее запланированному или регулируемому с Земли режиму исследований в рамках интересующих районов. Эти методы не требуют постоянного нахождения в космосе специалиста и поэтому наиболее распространены. Но качественно они уступают визуальным исследованиям.

При дешифрировании фотоснимков необходимо заранее знать особенности окраски объектов. Например, Африка имеет желтый цвет, Южная Америка — зеленый, Азия — коричневый, Средиземное море — голубой, Карибское — зеленый. Породы разной литологии так различаются по окраске: карбонатно-сульфатные имеют окраску светло-серую до белой, песчаные выделяются серым цветом, а магматические — черным. На состав пород указывает запечатленный на снимках рельеф местности: отрицательные формы его свидетельствуют о выходе легко разрушающихся пород, чаще всего это глины; положительные формы соответствуют крепким породам, главным образом магматическим, а дифференцированный рельеф — выходам терригенных и карбонатных образований.

Значительная часть космо-геологической информации приходится на тектонику. Из космоса картируются дислокации разного масштаба и типа, как обнаженные на поверхности, так и завалуированные осадочным чехлом. С помощью визуальных наблюдений и фотоснимков решаются следующие задачи: 1) выявляются структурные элементы и их взаимосвязь; 2) выделяются структурные этажи и ярусы по комплексам обнаженных и закартированных слоев; 3) определяются элементы залегания слоев по соотношению между направлением склона и формой выхода пласта на поверхность; 4) решаются вопросы истории тектонического развития регионов по соотношению формационных комплексов, структурных этажей и ярусов.

**Исследования в диапазоне невидимых волн.** *Инфракрасная съемка* основана на регистрации волн инфракрасного диапазона, излучаемых неодинаково нагретыми предметами: обнаженными слоями, элементами рельефа, биологическими объектами и т. п. По сравнению со съемкой в видимом диапазоне она обладает некоторыми преимуществами: возможна в любое время суток, действует сквозь дымку, туманы, неплотные облачные покровы. Степень инфракрасного излучения коренных пород определяется их составом и текстурой. Трещиноватые гранитные массивы дают темные поля и сетчатый рисунок, доломиты — белые поля, известняки — серые, песчаники — темно-серые. На инфракрасных снимках обычно хорошо отражаются структурные дислокации и разрывные нарушения.

*Радиолокационная (радарная) съемка* может осуществляться двумя методами: путем фиксации прибором естественных волн, исходящих от поверхности картируемой территории, и фиксации искусственных волн, посланных с космического корабля, отраженных объектами и возвратившихся на корабль. Радиолокационные лучи легко проникают через почву и рыхлые отложения поверхностного слоя. Поэтому при такой съемке хорошо картируется структура плотных коренных слоев чехла и поверхность фундамента в областях неглубокого залегания. На радарных снимках четко отражаются локальные складки и разрывные нарушения.

Радиолокационную съемку можно проводить в любое время года и суток, при любой погоде (исключая грозовую) и облачном покрове, в условиях пышной растительности и мощного почвенного слоя. Она становится ведущим методом дистанционных исследований.

*Радиационная, гравиметрическая и магнитная съемки*

осуществляются обычно с самолетов на небольшом расстоянии от поверхности Земли. С космических высот эти методы геологического исследования низкоэффективны: с высотой резко снижается интенсивность гамма-излучения, магнитных полей и силы земного тяготения. Эти методы широко применяются при исследовании других планет.

## СРАВНИТЕЛЬНАЯ ПЛАНЕТОЛОГИЯ

*Сравнительная планетология* — новая, быстро развивающаяся отрасль геологии. Ее задача сравнить строение Земли и планет Солнечной системы, чтобы выяснить некоторые вопросы геологической истории нашей планеты, особенности ее современного строения, на примере других планет выявить какие-либо черты тектоники земной коры, завуалированные осадочным чехлом или гидросферой и поэтому до сих пор не известные человеку.

Солнечная система состоит из центральной звезды — Солнца, девяти больших планет (у некоторых имеются спутники); астероидного пояса, включающего десятки тысяч малых планет и миллиарды комет и метеоритов (см. рис. 1, табл. 11).

**Луна.** Луна имеет близкую к шару грушевидную форму (селеноид). Ее центр смещен в сторону Земли на 2,2 км. Средний радиус Луны 1738 км, средняя плотность лунного

Таблица 11

### Краткие сведения о Солнце и планетах Солнечной системы

Планеты и Солнце	Расстояние от Солнца, а. е.	Средний радиус, км	Средняя плотность, г/см <sup>3</sup>	Средняя температура поверхности, °С	Спутники планет	
					количество	наиболее крупные
Солнце	—	686000	1,41	+6000	—	—
Меркурий	0,39	2420	5,42	+510—-180	—	—
Венера	0,72	6200	5,11	+470	—	—
Земля	1,00	6371	5,52	+50—60	1	Луна
Марс	1,52	3393	3,95	-30—-125	2	Фобос, Деймос
Юпитер	5,20	73320	1,33	?	13	Ио, Европа, Ганимед, Каллисто и др.
Сатурн	9,54	60250	0,69	?	14	Титан, Диона, Рея, Феба и др.
Уран	19,19	26700	1,56	?	5	Миранда, Ариель, Оберон и др.
Нептун	30,07	24800	2,27(?)	?	2	Тритон, Нереида
Плутон	39,65	2930	4,00(?)	?	—	—

вещества  $3,35 \text{ г/см}^3$ . По сейсмическим данным, Луна состоит из коры мощностью 20—60 км, мантии мощностью примерно 1400 км и ядра радиусом 300 км (рис. 20).

Лунная кора сложена породами трех типов: базальтами, анортозитами и реголитами. Лунные базальты образуют большую группу разных по химическому составу пород — от меланократовых до высокоглиноземистых. Ими сложены

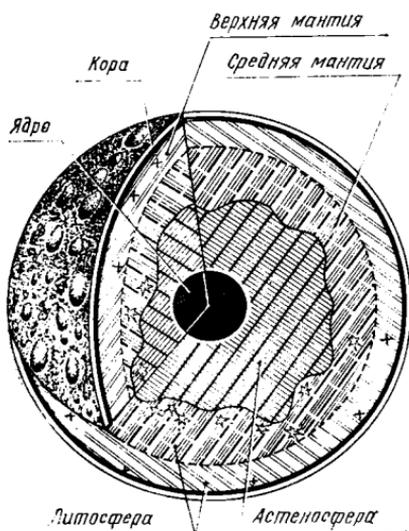


Рис. 20. Схема глубинного строения Луны по сейсмическим данным (по В. В. Добровольскому).

Звездочками показаны очаги приливных лунотрясений, крестиками — очаги тектонических лунотрясений.

«океанические» впадины и внутриконтинентальные талассоиды. Анортозиты — это светлая плагиоклазовая порода с примесью темноцветных минералов и самородного железа. На Земле они встречаются довольно редко, обычно в форме пластовых интрузий на щитах древних платформ (например, в Бушвельдском комплексе на юге Африки составляют пластовое тело мощностью 200 м). На Луне анортозиты распространены наравне с базальтами, но слагают континентальные массивы. Реголит — своеобразная осадочная порода Луны, продукт разрушения коренных пород — базальтов и анортозитов. Это разнозернистый порошок, состав которого отвечает типу коренной породы в данной местности. В материковых областях реголит содержит 50—60% анортозита, кристаллы полевого шпата и множество мельчайших железо-никелевых сферидов. В реголите областей развития океанической коры преобладают оплавленные зеркально блестящие частицы базальта, железа и титансодержащего минерала, а примесь анортозита не превышает 5%.

Мощность лунной коры в «океанических» областях около 20 км, в континентальных — 50—60 км. Возраст материковых пород достигает 3—4 млрд. лет (до 4,6 млрд. лет), а возраст самых древних базальтов не превышает 3,3 млрд.

лет. Следовательно, лунные «океаны», как и земные, значительно моложе континентов.

Мантия Луны делится на три слоя. *Верхняя мантия* уверенно отделяется от коры по скачкообразному возрастанию продольных сейсмоволн с 7 до 8,1 км/с и прослеживается до глубины 300—350 км. Предполагается, что она имеет оливин-пироксеновый состав. *Средняя мантия* прослеживается в интервале 300—350 км по резкому сокращению скорости сейсмоволн, что указывает на низкую плотность пород; но вопрос о их составе пока проблематичен. *Нижняя мантия* является, по всей видимости, лунной астеносферой, т. е. зоной частичного расплавления пород: в ней резко сокращаются скорости продольных волн и полностью поглощаются поперечные. Залегает нижняя мантия в интервале 800—1400 км. *Ядро* Луны характеризуется малой скоростью прохождения продольных волн. Следовательно, оно обладает низкой плотностью и, возможно, состоит из каменного вещества или сульфида железа.

Познакомимся с основными тектоническими элементами лунной коры.

*Материки* представляют поднятия лунного рельефа, возвышающиеся над «океаническими» впадинами на 1—3 км. Сложены преимущественно породами анортозитового типа. Занимают 85% лунной поверхности. Наиболее распространенными элементами их структуры являются *кратеры* — эндогенные (магматогенные) и экзогенные (метеоритные) кольцевые структуры поперечником от нескольких метров до сотен километров, среди которых выделяются *талассоиды* — крупные внутриматериковые «морские» впадины с базальтовой корой. *Кордильеры* — краевые глыбовые поднятия континентов на границе с «океаническими» областями, развитые по краевым разломам — *швам*. Высота кордильер в среднем 1—2 км от поверхности материка. Внутри континентов имеются *щиты* и *плиты* — соответственно приподнятые оголенные и погруженные, покрытые реголитом области. На щитах выделяются *гребни* — внутриконтинентальные тектонические поднятия протяженностью 5—25 км, высотой 0,5—1,5 км и шириной 2—5 км. Гребни развиты вдоль разломов линейного или концентрического простирания и имеют соответствующую форму. Они сопоставимы с поднятиями земных платформенных щитов.

«Океанические» области — это крупные депрессии в рельефе лунной поверхности, обладающие корой базальтового типа и отделенные от континентов ступенчатыми дугообразными сбросами. В их составе особого внимания заслу-

живают *талассократоны* (океанические платформы) — абиссальные впадины с сокращенной мощностью коры; *валообразные поднятия* (вулканические гряды) — поднятия длиной 10—30 км, шириной 2—5 км и высотой в десятки и первые сотни метров, к которым приурочены очаги излияния базальтов; *борозды* (или тектонические долины (рис. 21) — корытообразные погружения протяженностью во многие километры, шириной в несколько сотен метров и

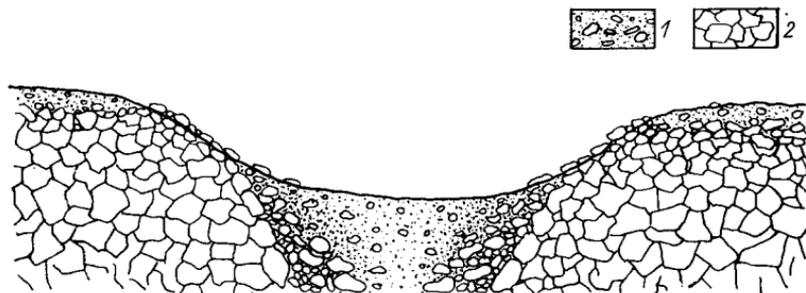


Рис. 21. Схема строения лунного рифта (?) — щели «Борозда прямая» (по К. Л. Флоренскому и др.):  
1—реголит; 2—базальт.

глубиной в десятки метров, заполненные обломочным материалом и рассматриваемые в качестве аналогов земных рифтов. В «океанических» областях выделяются *микроматиненты* — островные поднятия с корой материкового типа.

Среди разрывных нарушений в лунной коре выявлены *сбросы* на границе материков и океанических областей; *взбросы*, определяющие развитие кордильер; *раздвиги* вдоль тектонических долин и какие-то нарушения неопознанной формы.

Лунная кора сейсмоактивна. Ее сейсмичность обусловлена следующими факторами: 1) резкими перепадами температуры поверхности (от  $-180$  до  $+130$  °С), вызывающими растрескивание и сотрясение коры; 2) приливными движениями внутрилунного материала под действием солнечных и земных притяжений; 3) сотрясениями от метеоритной бомбардировки; 4) проявлением эндогенных сил. Приливными движениями вызывается 90% лунотрясений. Эндогенные лунотрясения отличаются сравнительно неглубокими гипоцентрами (до 300 км), отсутствием строгой периодичности и более высокой энергией — в тысячи раз превосходящей энергию лунотрясений от других источников.

Наиболее интересная особенность лунной коры — наложенность «океанических» впадин на окраины более древних континентов. Заложение «океанических» впадин сопровождалось излиянием базальтов.

Эндогенные процессы на Луне продолжают. На ее поверхности установлены слабые тепловые потоки, склоны вулканов покрыты молодыми лавами, а в некоторых кратерах, возможно, имеются небольшие лавовые озера.

**Марс.** О глубинном строении Марса известно мало. По данным советских и американских космических исследований, планета обладает корой непостоянной мощности: в областях поднятий она достигает 70 км, в областях впадин сокращается до 8 км. Анализ грунта показал, что в марсианской коре имеются породы базальтоидного и гранитоидного состава.

По особенностям рельефа, окраске пород и гравитационным полям в структуре марсианской коры выделены два полушария: «океаническое» — погруженное в рельефе и сложенное темноцветными породами высокой плотности, и «континентальное» — приподнятое, светло-серое, с породами пониженной плотности. Первое занимает северную часть планеты и называется Бореальным, второе — южную и именуется Аустральным.

«Океаническая» область погружена относительно среднего уровня планеты на 1—2 км и имеет сравнительно ровную поверхность. Континентальная соответственно возвышается на несколько километров, а ее поверхность испещрена многочисленными кратерами. Но наиболее дислоцирована область Экваториального пояса, расположенная между Бореальной и Аустральной областями. В этой области выделяются краевые плато, сводово-вулканические поднятия, щитовые вулканы и рифтовые (?) системы. *Краевыми плато* являются равнинные тектонические блоки, ступенчато погружающиеся от континентальных поднятий к «океаническим» впадинам. *Сводово-вулканические* поднятия Фарсида и Элисиум выражены системой щитовых вулканов, среди которых выделяется наиболее крупное горное сооружение Солнечной системы — щитовой вулкан Никс Олимписка: его высота превышает 20 км, диаметр щита достигает 500 км, а диаметр кратера составляет 65 км. Вдоль поднятия Фарсида на расстоянии 2700 км простирается рифтовая (?) система Копрат, осложненная крутостенными каньоноподобными грабенами (ширина до 60 км и глубина до 5—6 км).

На поверхности Марса обнаружены русла временных

потоков невыясненной природы, весьма напоминающие русла земных рек, и системы планетарных разломов, с которыми связаны глыбовые горы, напоминающие лунные кордильеры.

Спутники Марса Фобос и Деймос — это небольшие каменные глыбы неправильной формы, их размеры в поперечнике соответственно 20 км и 12 км. Поверхности обоих испещрены метеоритными кратерами. Поверхность Деймоса покрыта слоем пыли, на Фобосе пыли не обнаружено.

**Меркурий.** На поверхность Меркурия космические аппараты не опускались и по его орбите не вращались. По материалам дистанционных исследований, с пролетавших мимо этой планеты кораблей и с земных астрономических обсерваторий установлено, что строение ее поверхности в общих чертах аналогично лунной. Основными структурами являются кольцевые депрессии, размеры которых варьируют в широком диапазоне: от кратеров диаметром в десятки метров до впадин поперечником 200 км и более. Диаметр самой крупной впадины Калорис достигает 1300 км. Она имеет концентрическо-радиальную структуру, выраженную несколькими промежуточными валами, периферийным валом в виде горного кольца с вершинами до 2 км и радиальными дислокациями. Днище Калориса, как и многих других кольцевых впадин, сложено черноцветными породами, по-видимому, базальтами. По аналогии с Землей и Луной эти впадины можно назвать «океаническими» и соответственно приподнятые в рельефе Меркурия области, сложенные светло-серыми минералами, отнести к континентам. Поверхности континентов характеризуются ярким блеском. По этому признаку предполагается, что они покрыты оплавленными силикатами гранитоидной породы. На планете выделяются кордильеры, талассоиды, валообразные поднятия и разрывные нарушения. Особую группу структур представляют «уступы» — дугообразно изогнутые поднятия протяженностью в сотни километров и высотой до 3 км, осложненные взбросами и пологими надвигами. По мнению ученых, они образовались вследствие сильного сжатия и коробления коры. На других планетах подобные структуры не обнаружены и нет никаких признаков мощного сжатия коры.

На Меркурии имеются крупные трещины растяжения, осложненные грабенами длиной до 10 км и шириной до 1 км. Возможно, эти дислокации рифтовой природы.

**Венера.** Визуальное дистанционное изучение этой планеты в диапазоне видимых волн невозможно, так как ее

поверхность постоянно закрыта 20-километровым облачным слоем из аэрозоля серной кислоты (85%) с примесью хлоридов. Сведения о строении поверхности Венеры базируются на данных советских и американских космических исследований.

На поверхности планеты выявлено четыре типа морфологических провинций: высокогорные плато, холмистые возвышенности, горные вулканические (?) образования и низменности. Высокогорные плато «Земля Иштар» и «Земля Афродита» превышают нулевой уровень планеты на 2—10 км. Они имеют многочисленные линейные и кольцевые структуры, чередующиеся с высокими горными хребтами. Земля Афродита простирается вдоль экватора примерно на 15000 км и постепенно переходит в холмистые равнины. Земля Иштар располагается у северного полюса, она изометрично-округлой формы с поперечником около 5000 км и с юга отделяется от равнины дугообразным уступом. По тектоническим признакам высокогорные плато напоминают земные, марсианские и лунные континенты, однако о составе слагающих их пород пока ничего неизвестно. Их площадь по отношению к поверхности планеты составляет всего 7%.

Холмистые возвышенности занимают около 61% площади и превышают средний уровень планеты на 0,5—2 км. Рельеф сглаженный холмистый, изобилует кольцевыми структурами. По данным «Венеры-13» и «Венеры-14», эти возвышенности сложены щелочными базальтами. Возможно, они относятся к областям обнажения древней венерианской коры.

Венерианские низменности занимают уровень от 0,5 км до —1,5 км и составляют около 27% площади. Они заполнены туфом толеитовых базальтов, скрывающим структуры коренных пород. Надо полагать, что коренные породы тоже являются базальтами.

Горные поднятия представлены округлыми сооружениями, напоминающими земные щитовые вулканы. В основном они сконцентрированы в две меридианальные цепи: Бета-Феба и Темис-Альфа, пересекающие холмистые равнины. Их лавы близки к щелочным базальтам. Одно из наиболее выраженных горных поднятий имеет округлую форму, высоту около 1 км, диаметр около 300 км и в центре — провал (кратер?) диаметром около 80 км.

На Венере установлены многочисленные каньоны и щели рифтового облика протяженностью до 1500 км.

**Юпитер.** По данным космических исследований, пред-

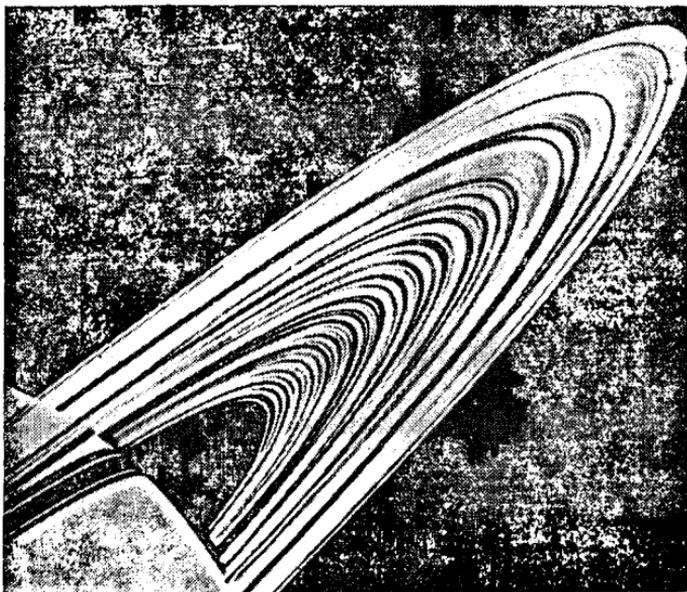
полагается, что Юпитер является жидким телом, находящимся в состоянии гравитационного равновесия. По-видимому, Юпитер, — это или стареющая или рождающаяся звезда, излучающая в пространство большие потоки света, тепла и радиации (интенсивность его радиационного потока многократно превышает радиационное поле Земли). Предполагается, что в планете протекает реакция горения дейтерия.



*Рис. 22.* Поверхность Каллисто сплошь усеяна кратерами. Вверху — многокольцевая структура диаметром 3000 км (Природа, 1979. № 12).

Юпитер окружает кольцо из частиц разного диаметра — от микроскопических до глыб в несколько километров. Оно расположено в плоскости экватора на расстоянии 57 000 км от поверхности облачного слоя, имеет ширину 9000 км и толщину 30 км. Сфотографировать поверхность планеты невозможно из-за плотного облачного слоя. Станции «Вояджер-1» и «Вояджер-2» передали на Землю фотографии спутников Юпитера. У Каллисто (рис. 22) поверхность покрыта кратерами примерно одинаковой величины, но на северном полушарии расположена крупная многокольцевая впадина темной окраски диаметром 600 км. Спутник Ганимед обладает чрезвычайно низкой плотностью и, по-видимому, на 50% состоит из глыб льда. Его поверхность

напоминает лунную с ее материками, «океанами» и кратерами. Кроме этого, на поверхности Ганимеда обнаружены системы узких параллельных борозд, напоминающих трещины земных ледников и пересекающих все элементы рельефа, что указывает на их молодость. Спутник Европа своей формой и внешним видом очень похож на треснутое яйцо: его поверхность покрыта полосами протяженностью в многие тысячи километров и шириной 50—200 км, их предпо-



*Рис. 23.* Кольца Сатурна состоят из частиц размерами от микронов до сантиметров. Температура частиц около  $-200^{\circ}\text{C}$ , расстояние от Земли до Сатурна 1 276 570 000 км (Природа, 1981, № 7).

ложительно относят к разломам. Основным морфологическим элементом и этого спутника остаются кольцевые структуры. Спутник Ио отличается очень красивой поверхностью ярко-красного цвета с голубовато-белыми пятнами ледников (?). На нем обнаружено шесть действующих вулканов, извергающих газы и пыль на высоту до 500 км. Это единственное, кроме Земли, небесное тело Солнечной системы, где обнаружена современная вулканическая деятельность.

**Сатурн.** Поверхность Сатурна, как Венеры и Юпитера, закрыта плотной атмосферой, и никаких данных о его строении пока нет. Вблизи Сатурна радиационное поле тоже высокое, но менее активное, чем вблизи Юпитера.

Зато он обладает мощным магнитным полем, и многие спутники движутся внутри магнитосферы этой планеты.

Вокруг планеты имеются три кольца (рис. 23) общей шириной 63 000 км. Пересекая плоскость одного из них, «Пионер-11» зарегистрировал столкновение всего лишь с пятью частицами, диаметр каждой не превышал 5 мкм.

«Вояджер-1» сделал снимки некоторых спутников Сатурна. Поверхность Мимаса усеяна кратерами, диаметр самого крупного 130 км. Видны прямолинейные долины, две наиболее крупные протяженностью 200 и 400 км и шириной около 5 км. На Тетии обнаружена подобная долина, которая протягивается узкой извилистой полосой среди многочисленных кратеров от южного полюса к северному, имеет длину около 800 км и ширину 20—60 км.

Предварительный анализ пока очень скромных сведений о строении планет Солнечной системы и их спутников в сравнении с Землей позволяет отметить следующие закономерности.

1. Коровый слой Земли, Луны, Марса, Венеры, Меркурия и, возможно, некоторых других планет и их спутников состоит в основном из пород гранитоидного и базальтоидного типов.

2. Основными тектоническими дислокациями всех исследованных планет являются кольцевые структуры эндогенного и метеоритного происхождения. Линейные дислокации образуются, по всей вероятности, на более поздних стадиях развития коры и связаны с линейно расположенными кольцевыми дислокациями (Луна, Марс, Меркурий). В условиях Земли с ее мощным осадочным чехлом, переходящим в состав гранитно-метаморфического и «базальтового» слоев, линейные структуры приобрели в ходе тектонической эволюции главенствующее положение. Но «просвечиваемые» из космоса кольцевые структуры указывают на то, что в тектонике литосферы нашей планеты они играют далеко не последнюю роль.

3. Крупные кольцевые структуры сложены породами базальтоидного типа. Они погружены относительно усредненной поверхности планет и образуют «океанические» впадины. Приподнятые в рельефе планет области сложены породами гранитоидного типа и рассматриваются как континенты. Отмечается на планетах глобальная асимметрия: «океанические» впадины группируются в одном полушарии, континентальные поднятия — в другом.

4. На Луне, Марсе и Меркурии установлены возможные аналоги тектонических элементов Земли: щиты, плиты,

кордильеры и талассоиды на континентах; талассократоны, вулканические и глыбовые хребты в «океанических» областях. Общими для всех исследованных планет являются системы планетарных разломов и грабены, возможно, рифтовой природы.

5. Впадины «океанических» областей на Луне, как и на Земле, моложе континентальных поднятий и, вероятно, являются структурами наложенного типа.

Основной практический вывод из анализа сравнительного строения Земли и исследованных в разной мере планет Солнечной системы заключается в следующем: при решении задач земной геологии и прежде всего при разработке направлений поисков полезных ископаемых необходимо учитывать, что древние толщи земной коры периода протогей были дислоцированы преимущественно в кольцевые структуры, к которым приурочены многие месторождения рудных полезных ископаемых. Тектоника толщ неогей подчинена линейным дислокациям, с которыми связаны месторождения различных (особенно горючих) полезных ископаемых.

ГЛАВА V. КОНЦЕПЦИИ О ПРИЧИНАХ  
И МЕХАНИЗМЕ ТЕКТОГЕНЕЗА.  
СХЕМА ГРАВИТАЦИОННОЙ  
ЛИТОДИНАМИЧЕСКОЙ ФОРМЫ ТЕКТОГЕНЕЗА

Вопросы о причинах и форме движения земной коры и механизме развития в ней тектонических элементов разного ранга и типа важные и трудноразрешимые. Нет сомнения, что движение и деформация коры происходят под воздействием комплекса взаимосвязанных сил разной природы: тепловых эндогенных, гравитационных, планетарных. Но какая из этих сил играет главенствующую роль? Какая форма движения преобладает в тектоносфере — вертикальная или горизонтальная? Что определяет место заложения тех или иных тектонических структур и каков механизм их развития?

В попытке найти ответы на эти и другие подобные вопросы ученые на протяжении многих столетий создавали разные концепции. И хотя концепции базируются на фактическом материале, они весьма противоречивы.

КЛАССИЧЕСКИЕ КОНЦЕПЦИИ

**Гипотезы нептунизма и плутонизма.** Эти гипотезы возникли на заре человеческой цивилизации и касались главным образом вопросов происхождения морей и «земной тверди». Жители прибрежных областей преклонялись перед величием океана и высказывали нептунистические взгляды. Так, японцы считали Землю островом, образовавшимся в океане из тины. Для древних вавилонян вся суша была горой, выросшей среди океана. Греческий философ Анаксимандр предполагал, что острова образовались в связи с сильным испарением воды в океане и снижением его уровня. Аристотель пришел к заключению, что суша разрастается за счет речных наносов. Но еще до Аристотеля Платон на примере легендарной Атлантиды утверждал, что суша не только рождается в океане, но и поглощается им.

Концепция непутизма достигла своей вершины в трудах немецкого ученого А. Г. Вернера. В 1787 г. он высказал предположение, что в древние геологические эпохи воды Океана были насыщены растворами и осевшие соли образовали континенты. К числу солей водных растворов Вернер относил все известные горные породы: граниты, базальты, доломиты, песчаники и др. Он считал, что формирование рельефа определяется динамикой водных масс: в спокойных зонах образуются горные массивы, а в зонах течений — ложбины. В последующие геологические эпохи водные растворы разложились на «водотворное» и «кислотворное» вещество (воду и воздух), уровень воды снизился и над ее поверхностью обнажились наиболее высокие элементы рельефа дна.

Плутоническая концепция родилась в странах действующих вулканов, где люди издавна страшились мощи глубинного жара. Древнеримский философ Сенека считал, что в Земле имеются каналы и пустоты, по которым циркулируют воздух, вода и огонь. Напор газов вызывает землетрясения и поднятия земной поверхности, вырывающийся огонь приводит к извержениям вулканов. В других случаях земная кора проваливается в пещеры, образуя водные бассейны. Плутоническая концепция развивалась Н. Стено, Р. Декартом, А. Моро и др.

Концепции непутизма и плутизма изжили себя, но начатый в них спор о природе материков и океанов продолжается.

**Контракционная гипотеза.** Эта гипотеза была предложена французским геологом Эли де Бомоном в 1829 г. Она основана на космогонической концепции Канта—Лапласа и предполагает, что в связи с остыванием некогда раскаленного земного шара и уменьшением его объема земная кора испытывает напряжение сжатия и деформируется. Но по своему составу кора неоднородна: она состоит из жестких глыб и пластичных зон. Жесткие глыбы сжимают пластичные зоны, преобразуя их в горные системы. Деформация коры приводит к образованию поднятий — материков и впадин — морей и океанов. Гипотеза контракции просуществовала до начала XX в. и развивалась Д. Дэном, И. В. Мушкетовым, А. И. Карпинским, Э. Зюссом и др. Современная геологическая наука отрицает ее по следующим причинам: 1) не учитывает эндогенные процессы; 2) не объясняет развитие структур на платформах («жестких глыбах»); 3) не допускает возможности растяжения коры.

**Гипотеза расширения Земли.** Согласно ей, объем земно-

го шара до конца палеозойской эры был примерно в два раза меньше современного, а его поверхность была сплошь покрыта гранитно-метаморфическим слоем. С конца палеозоя планета Земля стала интенсивно расширяться, увеличивая свой радиус примерно на 0,6 мм/год. Материковая кора начала трескаться, обнажая подкорковый слой. Между удаляющимися континентами образовались впадины — океаны.

Причину расширения Земли авторы этой гипотезы О. Хильгенберг, Л. Эдьед и их последователи видят в разуплотнении вещества нашей планеты: предполагается, что Земля образовалась из взорвавшегося белого карлика и первоначальная плотность ее вещества составляла  $15,5 \text{ г/см}^3$ .

Гипотеза расширения Земли вызывает много существенных возражений: 1) не понятно, каким образом на расширяющейся планете проявляются силы сжатия; 2) почему расширение ее началось только с палеозоя; 3) в истории Земли и ее биосферы не установлены революционные «скачки», которые, несомненно, произошли бы в связи с резким увеличением ее объема, изменениями скорости ее вращения и гравитационной постоянной.

**Пульсационная гипотеза.** Эта гипотеза была предложена немецким ученым А. Ротплетцем в 1902 г. и базируется на данных о периодичной повторяемости на Земле процессов вулканизма, тектонической активности и спокойствия, трансгрессий и регрессий. Предполагается, что наша планета через определенные промежутки времени испытывает то сжатие, то расширение. Расширение происходит в связи с разогревом недр радиоактивным или иным источником. В это время земная кора растягивается и разрывается, в ней возникают раздвиги, сбросы и грабены, включая гигантские зоны рифтов, активизируются процессы магматизма, морские воды покидают континенты.

По мере выделения магмы, глубинных вод и пара объем Земли уменьшается и наступает фаза сжатия земной коры. Магматическая деятельность затихает, в геосинклиналях протекают горообразовательные процессы, погружающиеся области континентов покрываются морскими водами.

Пульсационная гипотеза пользовалась большой популярностью в 30—40-е годы XX в. и развивалась американцем А. Грэбо и советскими геологами М. А. Усовым, В. А. Обручевым, П. Н. Кропоткиным. Со временем и она не стала отвечать требованиям науки, так как: 1) не могла объяснить происхождение континентов и океанов; 2) не учи-

тивала факты одновременного проявления в земной коре сил сжатия и расширения.

**Гипотеза мобилизма А. Вегенера.** Вопрос о причине поразительного сходства и параллелизма береговых линий Атлантического океана давно волнует ученых. Еще в 1830 г. об этом писал Ч. Ляйель. В 1910 г. Ф. Тэйлор высказал соображения о возможном расколе некогда единого континента и о раздвижении его обломков с образованием океанической впадины.

Наиболее полную и обоснованную геологическими фактами картину тектонического развития Земли в связи с расколом континента, горизонтальным перемещением его обломков и образованием океана нарисовал немецкий геофизик А. Вегенер в 1912 г. и позднее. Вегенер предположил, что в конце палеозоя под воздействием сил вращения Земли и лунно-солнечных притяжений произошел раскол ранее единого континента Пангея и его обломки из сиалической (гранитно-метаморфической) части коры начали перемещаться по симатическому («базальтовому») слою. Западные обломки — Американские континенты — переместились в сторону Тихого океана и на месте раздвижения образовалась впадина Атлантического океана. На форланде Американских континентов вследствие «драгирования» пород в процессе движения образовались горы Кордильеры. Миграция остальных обломков Пангея — Индостанского к северу, Австралийского к востоку и Антарктического к югу — привела к образованию Индийского океана.

Обоснованием этой концепции послужили следующие факты: 1) параллелизм побережий Атлантики (рис. 24); 2) палеонтологические данные об аналогичности палеозойских форм фауны и флоры на Африканском и Южно-Американском континентах и о резком различии их мезозойских и кайнозойских форм, что указывает на единство этих континентов в палеозое и раздел — в мезозое; 3) сопоставимость геологических структур на атлантических побережьях Африки и Бразилии; 4) различие в составе коры на континентах (сиалическая) и в океанических областях (симатическая).

Концепция мобилизма была встречена современниками с большим интересом. Но уже в 30-е годы у многих геологов вызвали сомнения следующие вопросы: 1) возможность горизонтального перемещения одного твердого слоя по другому; 2) причины раскола и движения блоков коры; 3) многие континентальные структуры длительно (с палеозоя и даже с докембрия) развиваются на одном месте в тесной

связи с глубинными процессами, но если признать миграцию континентов, то это невозможно; 4) структурные дислокации не обрываются на побережьях разорванных материков, а продолжают на их шельфах, следовательно, прибрежные структуры не являются фрагментами разорванных дислокаций.

**Гипотезы гравитационного тектогенеза.** Согласно этим гипотезам, сила земного притяжения — основной источник дислокаций земной коры. В 1930 г. А. Хаарман предложил осцилляционную (волновую) концепцию, согласно которой в Земле под действием лунных притяжений происходит подъем подкорового вещества, вследствие чего в верхних слоях коры образуются поднятия (геотумы) и впадины (геодепрессии). Под действием силы тяжести слои коры сползают с геотумов в геодепрессии и деформируются. В 1933 г. ундационную (волновую) концепцию предложил голландский геолог Беммелен. По его мнению, источником движения земных слоев является процесс дифференциации земного вещества по плотности. В мантии происходит погружение более плотного и подъем менее плотного вещества. В зоне подъема вещества в коре образуется крупное поднятие, с которого перекрывающие слои сползают и деформируются. Беммелен выделил следующие формы гравитационного тектогенеза: 1) подкоровый, выраженный развитием в мантии магматических поднятий — астенолитов; 2) глубиннокоровый (батидермальный) — формирование в коре над астенолитами крупных дислокаций; 3) коровый (дермальный) — развитие менее крупных дислокаций в верхней части консолидированной коры; 4) надкоровый (эпидермальный) — определяет развитие в осадочном чехле гравитационных дислокаций типа: а) сползания и смятия небольшого комплекса пород с одного склона корового поднятия; б) сползание комплекса слоев с противоположных склонов с образованием в ядре депрессии складок сжатия; в) скольжение крупных пластин горных пород по моноклиналям на большие расстояния с образованием шарьяжей; г) проседание слоев возле вулканов, т. е. образование кальдер. В 1965 г. Беммелен создал еще один вариант ундационной гипотезы, увязанный с появившимся новым вариантом мобилистской концепции «тектоники литосферных плит». В качестве первопричины движения автор называет физико-химические процессы, протекающие в нижней мантии и нарушающие гравитационное равновесие слоев на разных уровнях мантии и коры, что приводит в действие силы земного тяготения. Он выделяет

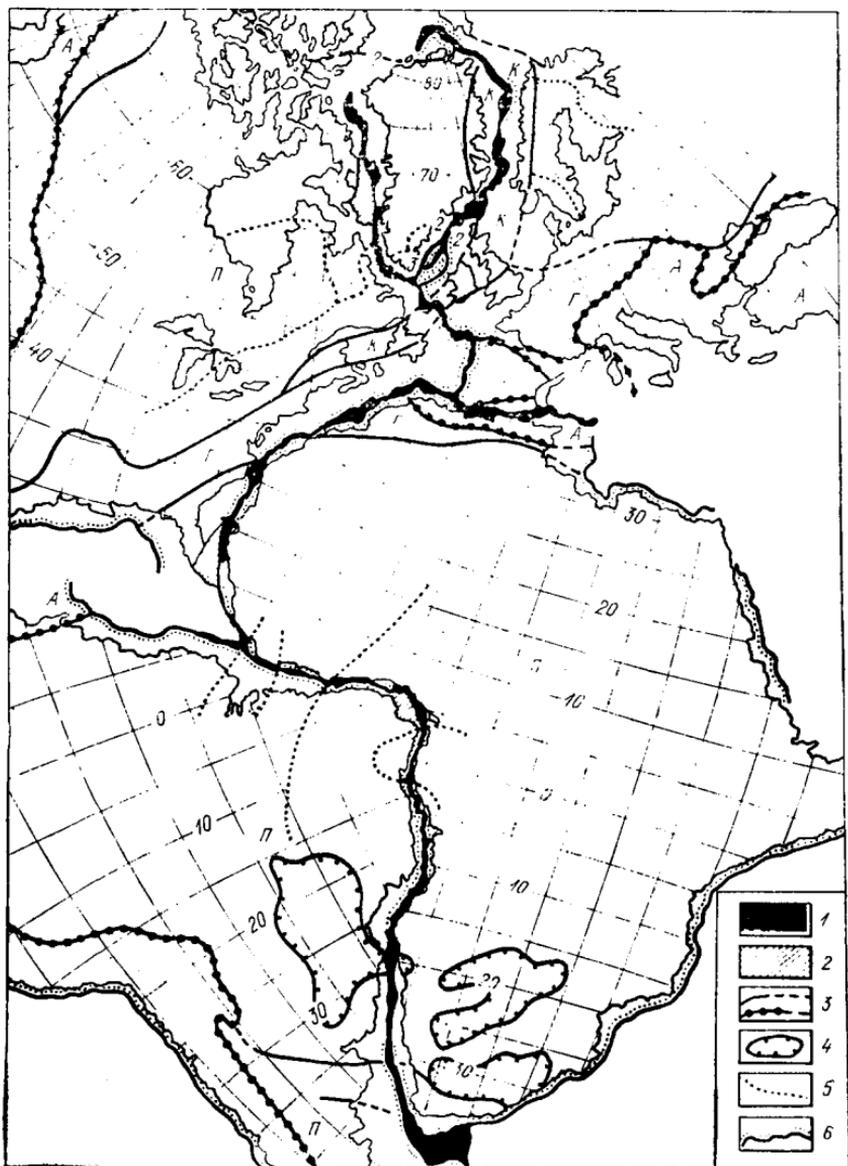


Рис. 24. Сосдинение окраин Атлантического океана по контуру материкового склона (изобата 580 м), показывающее геологическое единство континентов (по М. В. Муратову):

1—оставшиеся открытыми участки океанического дна между сдвинутыми материками; 2—участки, где контуры берегов взаимно перекрываются; 3—границы складчатых областей и платформ; 4—крупные впадины; 5—оси простираения докембрийских структур; 6—подножия материкового склона. Буквы на карте означают: П — платформы древние и эпипайкальские, Г — герцинские складчатые области, К — каледониды, А — альпиды.

пять групп ундаций: 1) мегаундации, диаметр которых достигает многих тысяч километров, а корни уходят в нижнюю мантию; 2) геоундации — прогибы геосинклинальных поясов и эпигеосинклинальные горно-складчатые сооружения, океанические хребты и т. д.; корни геоундаций достигают астеносферы; 3) мезоундации, представленные дислокациями средней величины; 4) небольшие ундации, обусловленные внедрением магматических тел в комплекс складчатого основания (батолиты, гранито-гнейсовые купола и т. п.); 5) мелкие ундации, выраженные диапирами в эпидерме — соляными куполами, лакколитами и т. п.

Развитие ундаций протекает последовательно и взаимосвязано. Подъем глубинного вещества приводит к формированию мегаундаций. В сводах мегаундаций, соответствующих щитам материковых платформ, кора разрывается и образуются рифтовые грабены. Континентальная кора сползает по склонам мегаундаций. В тыльной части сползающей плиты формируется океаническая депрессия, а вдоль фронтальной части в геосинклинальной зоне породы сминаются и происходят горообразовательные процессы.

Ундационная гипотеза не объясняет характер развития геосинклиналей по стадиям и от центра к окраинам, причины их магматизма и другие факты развития геосинклиналей.

#### СОВРЕМЕННЫЕ КОНЦЕПЦИИ

**Ротационная гипотеза.** Основную причину дислокации земной литосферы сторонники этой гипотезы видят в неравномерном вращении Земли в связи с лунно-солнечными притяжениями, их влиянием на движение внутрипланетной массы и форму планеты. На связь рельефа и тектоники земной коры с вращением планеты еще в конце XIX — начале XX в. указывали русские ученые А. А. Тилло (1889), А. И. Воейков (1893) и Л. С. Дейбензон (1910), французский математик А. Веронне (1912) и др. Многие тектонисты (Б. Л. Личков, Н. С. Шатский, Ю. А. Косыгин, В. Е. Хаин, В. Г. Бондарчук, Г. Менард и др.) считают, что только планетарными причинами можно объяснить образование регматической сетки Земли, по которой развиты рифтовые и геосинклинальные пояса; а также образование трансформных разломов в океанах.

В наиболее разработанной форме ротационная концепция представлена советским геологом М. В. Стывасом в

1963 г. Суть ее в следующем. Под влиянием солнечного и главным образом лунного (в два раза активнее солнечного) притяжения внутри Земли происходят приливы и отливы ее вещества. Приливные волны изменяют форму планеты и это приводит к изменению скорости ее вращения. Но и изменение ротационного режима служит причиной планетарного изменения формы Земли: при увеличении скорости эллипсоид становится более сплюснутым у полюсов и более раздутым на экваторе, при уменьшении скорости вращения форма Земли приближается к шару.

Разнонаправленные перемещения вещества внутри планеты и периодические изменения ее формы и скорости вращения вызывают в литосфере вертикальные и горизонтальные, субширотные и субмеридианальные напряжения сжатия и растяжения, приводящие к разрыву коры и формированию линейных элементов. Особенно высокое напряжение испытывают зоны вдоль параллелей  $35^\circ$  северной и южной широт. В связи с изменением дважды в сутки формы земного шара от эллипсоида к шару и опять к эллипсоиду эти зоны бесконечно подвергаются сжатию и растяжению. Поэтому именно в них сформировались наиболее активные геосинклинальные пояса планеты: Средиземноморско-Гималайский и Южный. Первый характеризуется высокогорными хребтами, глубоководными впадинами внутренних морей, высокими показателями сейсмичности и вулканизма; на месте второго образовалась впадина Южного океана. Изменение скорости вращения планеты приводит главным образом к развитию долготных дислокаций, в частности, многих океанических и континентальных рифтов (включая Восточно-Африканский пояс), горных систем и т. п.

Против этой гипотезы выдвинуты существенные возражения. Основное заключается в слишком малой величине планетарных сил, их неспособности к построению существующих дислокаций. В. В. Белоусов в «Геотектонике» (1976) утверждает, что возникающие в Земле планетарные напряжения имеют величину до  $1000 \text{ кг/см}^2$ , а это намного ниже предела ползучести и прочности горных пород: «...все связанные с вращением Земли силы слишком малы, чтобы иметь какое-либо тектоническое значение» (с. 245). В. Е. Хаин (1973) находит, что ротационные силы в тектогенезе Земли играют далеко не главную роль, а сама концепция имеет существенные недостатки: 1) не объясняет историю формирования подвижных зон литосферы; 2) игнорирует глубинные процессы и вулканизм. Однако, отмечает В. Е. Хаин, «суммирование длительно действующих напряжений

и деформаций приводит к весьма существенным преобразованиям лика Земли» («Общая геотектоника», с. 462).

Не исключено, что в далеком геологическом прошлом, когда Луна была ближе к Земле, а наша планета, возможно, имела более крупные размеры и вращалась быстрее, действие планетарных сил было более существенным.

**Гипотеза глубинной дифференциации вещества и базификации земной коры.** Эта гипотеза предложена В. В. Белоусовым (1975) и среди других «фиксистских» концепций является наиболее совершенной, так как основана на последних геологических данных. Она отрицает возможность существенного горизонтального перемещения блоков литосферы и в этом отношении, а также в вопросе о механизме формирования многих структур противопоставлена мобилитской концепции тектоники плит.

По В. В. Белоусову, в основе развития земной литосферы лежит гравитационная дифференциация вещества мантии по плотности. В результате протекающих в нижней мантии физико-химических процессов образуются вещества с менее и более высокой плотностью. Тяжелые фракции опускаются в ядро, а легкие поднимаются в астеносферный слой. В месте поступления горячего мантийного вещества породы астеносферного слоя плавятся, теряют вязкость и плотность и всплывают в коровый слой, образуя диапир. Диапиры сложены наиболее легкой фракцией мантии — базальтами, но имеется и перидотит. Некоторые диапиры полностью отрываются от астеносферы и образуют бескорневые тела — астенолиты. Возбужденное астеносферное вещество проникает в тектонически наиболее ослабленные высокопроницаемые зоны литосферы — геосинклинали, рифты и области магматической и тектонической активизации платформ.

В геосинклинальных областях базальтово-перидотитовая магма заполняет трещины коры, застывает и производит «базификацию» породы. Пропитанные магмой и поэтому утяжеленные блоки литосферы погружаются в жидкое вещество диапира. Так образуются геосинклинальные впадины. На втором, инверсионном этапе развития геосинклиналей, когда базифицированная кора стала непроницаемым монолитом, глубинные диапиры раскалывают ее и приподнимают целыми глыбами — геоантиклинальными поднятиями. Вследствие раскола коры и увеличения ее проницаемости возрастает степень магматизма и размах дифференцированных движений — происходят горообразовательные процессы.

На платформах, где проницаемость литосферы ниже, чем в геосинклиналях, подъем мантийных диапиров приводит прежде всего к образованию широких сводовых поднятий. На следующем этапе своды поднятий разрываются и возникают грабены проседания. Магма проникает в трещины грабенной зоны, базифицирует породу и способствует дальнейшему развитию грабенов. Так формируются рифты.

В тех случаях, когда в астеносферном слое возникают крупные очаги высокотемпературного плавления вещества и в процессе диапиризма участвуют большие массы базальто-перидотитового расплава, магма изливается на поверхность в очень больших объемах, а пропитанная ею континентальная кора погружается на большие глубины и полностью растворяется в астеносфере. Так, по мнению В. В. Белоусова, происходит формирование океанической коры и океанических впадин. Океанизация коры протекает от окраин современных океанов к их центрам — срединным хребтам, где этот процесс еще продолжается. Это подтверждается возрастом океанического дна — омоложением его пород от окраин к срединным рифтовым хребтам.

Гипотеза глубинной дифференциации и базификации коры встретила возражения части геологов и геофизиков. И. А. Резанов (1979) высказывает следующие сомнения.

1. Механизм базификации противоречит закону Архимеда: плотность корового расплава в любом случае будет ниже плотности мантийного вещества, следовательно, коровый расплав погружаться в мантию не может.

2. Скорости сейсмических волн в мантии океанических областей выше скорости волн в мантии континентов, а по схеме В. В. Белоусова должно быть наоборот.

3. Куда «исчезают» из базифицированной коры избытки щелочей кремния и алюминия?

В. Е. Ханн (1973) предъявляет и другие претензии: 1) гипотеза В. В. Белоусова полностью отрицает возможность горизонтальной миграции литосферных блоков, хотя эти процессы зафиксированы в трансформных разломах; 2) игнорируются данные палеомагнетизма; 3) не объясняется природа регматической сетки Земли.

**Гипотеза тектоники литосферных плит, или новой глобальной тектоники.** В 60-е годы возрождается гипотеза мобилизма А. Вегенера на основе новых научных открытий:

1. Установлена мировая система рифтов и выяснено, что рифты являются зонами растяжения земной литосферы и каналами для проникновения глубинной базальтовой магмы и формирования океанической коры.

2. С помощью глубинного сейсмозондирования в верхней мантии открыт астеносферный слой, в полужидкую массу которого, как предполагают, погружены литосферные блоки.

3. В зонах океанических желобов обнаружены сверхглубинные разломы (зоны Заварицкого—Беньофа), ныряющие под континенты на глубину до 700 км и более.

4. Установлены крупные (в сотни и более тысячи километров) горизонтальные сдвиги литосферных блоков в трансокеанических разломах.

5. Доказана молодость океанического дна (не старше юрского) и связь его образования с процессами активного вулканизма.

Основатели нового варианта мобилистской гипотезы американцы Г. Гесс (1962) и Р. Диц (1961) выдвинули концепцию спрединга — растекания морского дна с образованием коры океанического типа в рифтах. Механизм спрединга представлен следующим образом. В астеносферном слое, согласно концепции А. Холмса (1929), существует система конвекционных течений. Под континентами в них образуются восходящие потоки, а на контакте океанов с континентами остывшее астеносферное вещество погружается. Восходящие потоки разрывают литосферу и разделяют ее на отдельные плиты. Противоположными (фронтальными) краями плит являются разломы зон Заварицкого—Беньофа. Над восходящими потоками формируются рифты — срединно-океанические хребты. Именно в этих зонах происходит спрединг океанического дна: растаскиваемые конвекционными течениями литосферные плиты образуют щель, которая немедленно заполняется всплывающей лавой. Лава застывает и формирует молодое океаническое дно. В зонах Заварицкого—Беньофа протекает обратный процесс: форланды плит засасываются нисходящими конвекционными течениями в мантию и растворяются в астеносфере. Этот процесс называется субдукцией.

Первоначально концепция Гесса—Дица особого внимания не привлекла. Но в 1963 г. появилась статья английских геофизиков Ф. Вайна и Д. Метьюза «Магнитные аномалии над океаническими хребтами». В ней авторы предположили, что параллельные океаническим хребтам полосовые магнитные аномалии отражают периодически вытекающие из рифтов потоки лавы и что инверсионные изменения знаков в аномалиях свидетельствуют о периодической инверсии магнитных полюсов Земли и о влиянии этого явления на ориентацию ферромагнетиков в свежих

лавах. Таким образом, Ф. Вайн и Д. Мэтьюз подтвердили предположение о новообразовании океанического дна в океанических рифтах.

Магнитометрические исследования и полученные результаты привлекли внимание ученых к гипотезе спрединга. В. Морган (1968) и Кс. Ле Пишон (1968) предлагают свои модели плитовой геометрии литосферы и рассматривают возможные механизмы дрейфа плит. В работах Дж. Дьюн и Дж. Берда (1970) и У. Диккинсона (1971) с позиций плитовой тектоники рассматривается вопрос о происхождении и развитии геосинклиналей. А. Мнясиро (1972) объясняет с этих позиций процессы магматизма и метаморфизма пород.

Новый вариант мобилистской гипотезы, получивший названия «концепция литосферных плит» и «концепция новой глобальной тектоники», стал находить подтверждение при палеотектонических реконструкциях положения континентов в прежние геологические эпохи. Оказалось, что если допустить миграцию плит с некоторым вращением, то сравнительно хорошо объясняется современное несоответствие ориентации магнитных частиц в разновозрастных породах одного континента и в одновозрастных породах разных континентов при условии периодической инверсии полюсов.

На основе гипотезы литосферных плит рождается концепция «горячих точек Земли», утверждающая, что зоны восходящего потока раскаленного мантийного вещества являются своеобразными «автогенными горелками», проваривающими проплывающие над ними литосферные плиты. Этим, например, можно объяснить постепенное изменение возраста вулканов в вулканических грядах океанических областей, миграцию зон магматизма на континентах и т. д.

Несомненная положительная черта гипотезы литосферных плит — глобальный подход к геологическим событиям, протекающим одновременно на поверхности всего земного шара. Вместе с тем многие геологи предъявляют к ней серьезные претензии, так как она не объясняет механизм развития платформ, ошибочно представляя их мертвыми жесткими глыбами, а также образование континентальной коры, противоречит фактам длительного развития (с докембрия) многих континентальных структур на одном месте; не объясняет направление миграции многих плит (например, куда мигрирует Африка: от Атлантического хребта к Индоокеаническому или наоборот?).

**Гипотеза расширяющейся и пульсирующей Земли. Эта**

гипотеза предложена Е. Е. Милановским в 1982 г. Он считает, что такие важнейшие геологические явления, как планетарные эпохи усиления складчатых деформаций и рифтогенеза, периодические активизации глубинной магматической деятельности и вулканизма, чередование планетарных трансгрессий и регрессий объясняются процессами расширения и пульсации Земли.

Признаки вероятного расширения Земли обнаруживаются с самых ранних стадий ее развития до настоящего времени. Например, современным признаком является существование в земной коре локализованных полосовидных зон открытой трещиноватости, проницаемых для глубинных флюидов и образующих густую решеткообразную сеть, разделяющую кору на блоки. Ширина зон варьирует от сотен метров до нескольких километров, а расстояние между зонами — от 2 до 30 км. К этим зонам приурочены очаги землетрясений. К древним признакам расширения планеты автор гипотезы относит очень глубокий метаморфизм раннеархейских пород гранулитовых поясов. Такая степень метаморфизма в современных условиях возможна лишь на глубинах 30—40 км, однако трудно предположить, что эти породы погружались на указанные глубины. Но если допустить, что в раннем архее радиус Земли был в 1,5—2 раза меньше современного, то для метаморфизма пород до гранулитовой ступени была вполне достаточна глубина их погружения — 7—10 км.

Главной причиной увеличения объема планеты могут быть физико-химические процессы в ее недрах, ведущие к разуплотнению вещества.

Признаками пульсации Земли служат чередующиеся в ее истории эпохи сжатия и расширения коры, трансгрессий и регрессий, горообразовательных процессов и рифтогенеза, обильного магматизма и периодов его слабого проявления. Выделяются «пульсы» различного масштаба и длительности. Самые крупные — это мегациклы: протогей (древнее 3,5 млрд. лет), дейтерогей (3,5—1,6 млрд. лет), неогей (1,6—0,2 млрд. лет) и постнеогей (последние 200 млн. лет).

Каждый мегацикл начинается с глобального расширения Земли, интенсивного рифтогенеза, образования океанов, деструкции коры и регрессии, а завершается сжатием Земли, горообразованием, глобальной консолидацией коры и трансгрессией.

Мегациклы состоят из геотектонических циклов продолжительностью в несколько сотен миллионов лет, последние

делятся на циклы эндогенной активности длительностью 40—50 млн. лет. Первая половина циклов эндогенной активности отмечена усилением процессов рифтогенеза, вторая — сгущением фаз складчатости, горообразованием.

В данной гипотезе, по признанию ее автора, остаются неясными вопросы: об иерархии процессов расширения и пульсации; о глубинных причинах этих процессов; о масштабах расширения Земли в разные эпохи и за всю ее историю и др.

#### СХЕМА ГРАВИТАЦИОННОЙ ЛИТОДИНАМИЧЕСКОЙ ФОРМЫ ТЕКТОГЕНЕЗА

Рассмотренные выше гипотезы предлагают своеобразные решения многих геологических проблем. Однако, признавая в качестве главенствующей только определенную форму тектонического движения и действия преимущественно одного пространственно ограниченного и одностороннего источника энергии, они не объясняют причины и механизм одновременного и органически взаимосвязанного развития тектонических структур, различных по происхождению и типу, но часто находящихся в непосредственном контакте друг с другом или даже развивающихся в теле своего антипода.

Между тем в тектоносфере Земли происходит постоянное и взаимосвязанное движение материала в разных направлениях и в разной форме. Это движение приводит к развитию несметного числа структур, отличающихся размерами и нередко антиподальных по типу, но гармонично и тесно взаимосвязанных генетически. Например, погружение геосинклинальных прогибов сопровождается поднятием в их теле горно-складчатых сооружений, а своды последних проседают, образуя грабены; одновременно с поднятием гор происходит погружение прилегающей окраины платформы и формирование краевого прогиба. Или еще пример. В рифтовых зонах поднятие мантии сопровождается погружением коры над их сводами, что приводит к образованию грабенов, а внутри грабенов из пород осадочного чехла формируются поднятия.

Очевидно, что такие разнонаправленные и в то же время тесно взаимосвязанные тектонические движения слоев литосферы не могут происходить только от единого односторонне действующего глубинного источника силы. Здесь, несомненно, участвует сила, действующая разнонаправленно, повсеместно, постоянно и обладающая ко-

лоссальной величиной. Такие качества имеет только сила тяжести (гл. I, параграф «Физические свойства», пункт 2), в частности, одна из наиболее активных ее форм — литодинамическая, выраженная внутрислоевым перемещением пластичных пород.

Предлагаемая схема гравитационного литодинамического тектогенеза не является новой концепцией глобального тектогенеза, а всего лишь раскрывает одну из форм тектонического развития литосферы и объясняет взаимосвязь разнородных на первый взгляд процессов и взаимообусловленное развитие разнотипных структур. Эта схема базируется на многочисленных фактах и естественно вытекает из них.

### **Некоторые закономерности и взаимосвязи в литосфере.**

Одна из важных особенностей тектоники литосферы — инверсия ее структуры по вертикали. Она выражается развитием поднятий в теле впадин, впадин — в сводах поднятий, переходом глубинных сбросов во взбросы и надвиги в верхних слоях и т. д. Например (рис. 25), антиклинорий Большого Кавказа образовался в геосинклинальном прогибе (а), Главная антиклиналь Донбасса — в глубоком рифтовом грабене (б), Ивангородское солянокупольное поднятие — во внутренней впадине Днепровского грабена (в), Южнодомановичская межсолянокупольная антиклиналь — над соляной депрессией в Припятской впадине (г), поднятие вала Уилд — в центре Лондонско-Гемпширской платформенной синеклизы (д), Днепровский грабен и Кузнецкий прогиб сформировались над выступами мантии (е, з), многие мульды и грабены проседания развиваются над соляными куполами (ж). Примерами инверсионных разломов являются многие взбросы и надвиги Донбасса, которые на глубине переходят в сбросы амплитудой до 5—7 км. Инверсия структуры известна и в более крупных масштабах. В книге Я. Г. Каца, А. Г. Рябухина, Д. М. Трофимова «Космические методы в геологии» (1976) отмечается, что на Кавказе «в самом общем виде своды отвечают прогибам поверхности Мохоровичича, а впадины — ее поднятиям» (с. 223). Н. И. Павленкова пишет: «Главной особенностью структуры земной коры глубоких прогибов является обратная корреляционная связь между глубиной, на которой находится поверхность фундамента, и глубиной нижних границ земной коры... То есть при образовании многих тектонических структур поверхность фундамента и поверхность мантии как бы движутся в противоположных направлениях, и в результате возникают «корни» гор и

«антикорни» глубоких прогибов» (Природа, 1983, № 12, с. 43—44).

Особое внимание обращает на себя следующее обстоятельство: под инверсионными поднятиями чехла отсутствуют глыбовые поднятия основания. А в отдельных гипотезах они призваны объяснить природу инверсионных дисло-

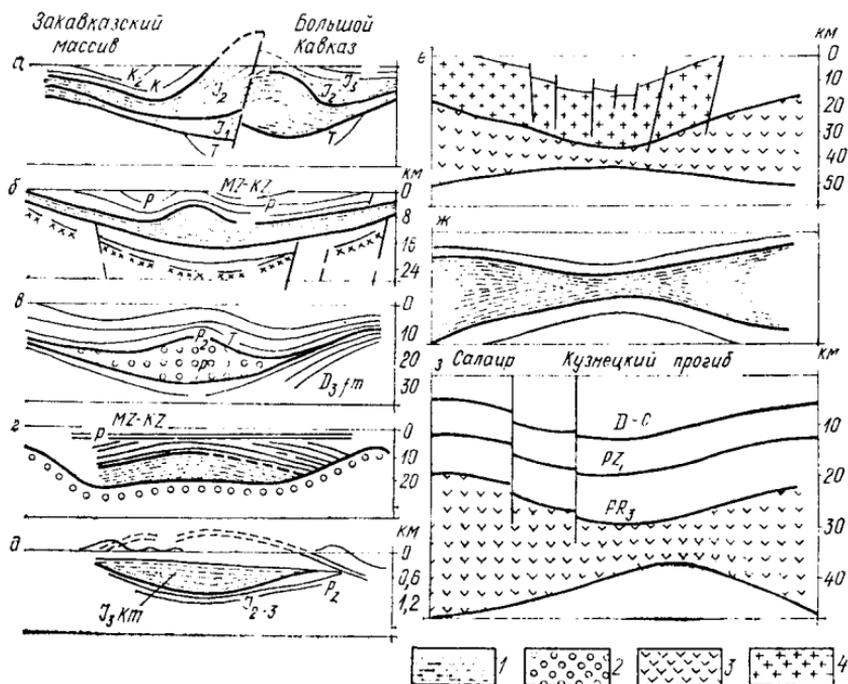


Рис. 25. Примеры обращенных (инверсионных) структур:

а—горно-складчатое поднятие Большого Кавказа в геосинклинальном прогибе; б—Дружковско-Константиновская антиклиналь в Донецком грабене; в—Ивангородское солянокупольное поднятие в Днепровском грабене; г—Южно-Домановичская межсолянокупольная антиклиналь в Припятском грабене; д—вал Уилд в Лондонско-Гемпширском бассейне; е—Днепровский рифтовый грабен над поднятием мантии; ж—мульда проседания над соляным поднятием; з—Кузнецкий прогиб над поднятием мантии; 1—терригенные породы; 2—эвапориты; 3—породы «базальтового» слоя; 4—породы гранитно-метаморфического слоя.

каций — инверсия происходит без очевидного вмешательства глубинных сил. Не отмечаются в этих структурах и следы сжатия блоков мобильными плитами — в случае горизонтального сжатия многие разломы имели бы на полную глубину взбросовый характер, а впадины преобразовались бы в рампы. Следовательно, происхождение инверсионных структур очень трудно объяснить с помощью существующих гипотез. Установлены закономерности:

*Инверсия структуры происходит только в некомпетент-*

*ных, склонных к пластичному течению слоях; компетентные слои повторяют в общих чертах структуру поверхности пластичного слоя в пликативном или дизъюнктивном варианте (см. рис. 25).*

В нормальных термодинамических условиях тектоносферы способность к пластическому течению проявляют породы астеносферного слоя мантии, «базальтового» слоя коры, солевые, терригенные и гипсо-ангидритовые толщи осадочного чехла. Инверсия структуры происходит в связи с изменением мощности пластичного слоя — увеличением в депрессиях и сокращением над поднятиями подстилающего комплекса до такой степени, что его кровля над депрессиями становится выше, чем над поднятиями.

Подобные изменения мощности слоев обусловлены перетоком пластичной массы: сползанием со склонов растущих поднятий в развивающиеся депрессии и подъемом — в центральных зонах этих депрессий. Изменения мощности пластичного слоя приводят к проседанию перекрывающих слоев над поднятиями и к подъему — над депрессиями, т. е. к формированию впадин и поднятий инверсионного типа.

Таким образом, в пластичной серни в связи с внутрипластовым перетоком массы происходит гармоничный переход горизонтальных движений в вертикальные. Это приводит к сопряженному развитию положительных и отрицательных дислокаций и нередко к инверсии структуры.

*Размеры инверсионных структур и их количество определяются размерами и формой структур-антиподов, над которыми или в теле которых они возникли.* Так, размеры и количество инверсионных и бескорневых поднятий зависят от размеров и крутизны склонов вмещающих их впадин, т. е. условий, благоприятствующих сползанию пластичных пород. В этой связи В. В. Белоусов в книге «Основные вопросы геотектоники» (1954) отмечает следующее. Г. Штилле, изучая складчатость Центральной Германии, установил, что «интенсивность складчатости увеличивается с увеличением амплитуды прогибания земной коры», а С. Бубнов показал, что «в Европе существует как бы «лестница впадин» со все увеличивающейся амплитудой прогибания от Подмосковского бассейна на востоке через Польско-Германскую впадину к впадинам Субгерцинской и Тюрингской на западе. В этом же направлении усиливается и платформенная складчатость — от слабо развитой складчатости близ Москвы к пологим валам Польско-Германской впадины и к ярко выраженным складкам Центральной Германии» (с. 394).

Подобная взаимосвязь прослеживается и в рифтовых грабенах Припятско-Донецкого авлакогена. В Припятском грабене, глубина которого не превышает 6 км, преобладают поднятия сквозного типа, а инверсионные и бескорневые практически отсутствуют. В Днепровском грабене по мере увеличения глубины его основания с запада на восток до 10—12 км в соленосных и отчасти терригенных толщах происходит массовое развитие инверсионных и бескорневых поднятий, количество и размеры которых с приближением к Донбассу резко возрастают. Так, над центральным наиболее погруженным трогом на западе появляются небольшие, а к востоку, с погружением, — все более крупные сливающиеся структуры, образующие в конечном счете огромные валообразные поднятия — Глинско-Розбишевское, Солоховско-Диканьское и др. Одновременно с развитием инверсионных валов в центре грабена над его склонами формируются бескорневые антиклинали: Сагайдакская, Ведильцевская, Коландинская, Зачепиловская и др. В Донбассе, где древний фундамент погружен на глубину более 20 км, а крутизна склонов в среднем превышает  $20^\circ$ , в осадочном чехле образовались крупные поднятия антиклинорного типа протяженностью в сотни километров и амплитудой 5—6 км и более. Это Главная, Южная и Северная антиклинали. Здесь же многочисленные крупноамплитудные сбросы инверсируют в верхних слоях чехла во взбросы и надвиги, появляются массовые признаки горизонтального перемещения пластов, выраженные образовавшимися при трении слоями агломератов (брекчированных пород), разлинзованием пород, смещением сводов складок и т. п.

Ярким примером зависимости размеров поднятий от глубины вмещающих их прогибов являются геосинклинальные орогенные области: известно, что высота горно-складчатых сооружений пропорциональна глубине их «корней» (впадин).

*Инверсионные структуры развиваются синхронно и в тесной динамической связи с развитием антиподов, в теле которых они рождаются. Это опять-таки соответствует периоду активного проявления гравитационных сил.* А. С. Бубнов (1936) отмечал, что более интенсивное поднятие складок совпадает во времени с эпохой более быстрого общего опускания земной коры, а В. В. Белоусов (1954) писал: «Продолжительность поднятия складок, по-видимому, ограничена временем прогибания субгеосинклинали: купола поднимаются лишь до тех пор, пока продолжается общее опускание местности» («Основные вопросы геотекто-

ники», с. 394). Оба автора подчеркивают тесную динамическую взаимосвязь развития поднятий с погружением основания. Но В. В. Белоусов полагает, что инверсионное движение прекращается с затуханием движения в слоях, подстилающих инверсирующую толщу. Очевидно, это происходит далеко не всегда. Имеются факты роста неотектонических и современных поднятий в прогибах, давно прекративших развитие. Так, современные поднятия и опускания известны в Предкарпатском прогибе, в Припятском, Днепровском, Донецком грабенах, Причерноморской впадине, орогенных областях Карпат и Крыма и многих других депрессиях, характеризующихся относительным тектоническим спокойствием. В большинстве случаев прослеживается тесная динамическая связь между развивающимися в верхних слоях современными складками и движениями погребенной гравитационно неустойчивой пластичной массы: солевых и терригенных отложений в грабенах Припятско-Донецкого авлакогена, флишевых пород таврической серии в Горном Крыму и т. д.

*Инверсия структуры не происходит в тех случаях, когда:*  
а) в разрезе отсутствует пластичная серия; б) пластичная серия не течет и сохраняет свою мощность по латерали; в) пластичная масса нагнетается в своды поднятий, образуя «сквозные» складки. Все три случая приводят к формированию по всему разрезу структур «сквозного» типа, так как в первом и втором вариантах направление движения глубинных слоев передается без искажения в перекрывающие слои, а в третьем варианте размеры глубинных поднятий даже увеличиваются за счет нагнетания в их своды пластичной массы.

Примеры развития сквозных структур известны более широко, чем инверсионных, так как в верхних слоях земной коры, доступных визуальному наблюдению и картированию, изучению буровыми и геофизическими методами, преобладают прямые структурные взаимоотношения. В частности, в Припятском грабене (рис. 26) рассмотренный случай а соответствует подсолевым отложениям верхнего протерозоя, среднего и низов верхнего девона. Эта толща не имеет пластичной серии и полностью повторяет ступенчато-блоковую структуру фундамента. Случай б иллюстрируется нижней (ливенской) соленосной толщей, которая не проявила, за некоторым исключением, особой склонности к пластическому течению и передала межсолевым (задонско-елецким) отложениям блоковое строение подстилающего комплекса. Правда, ливенская соль несколько смяг-

чила влияющие разломы, и поэтому для межсоловых отложений характерно пликативно-блоковое строение. Случай в хорошо выражен в верхней (елецко-лебедянской) соленосной толще, которая подверглась нагнетанию в приподня-

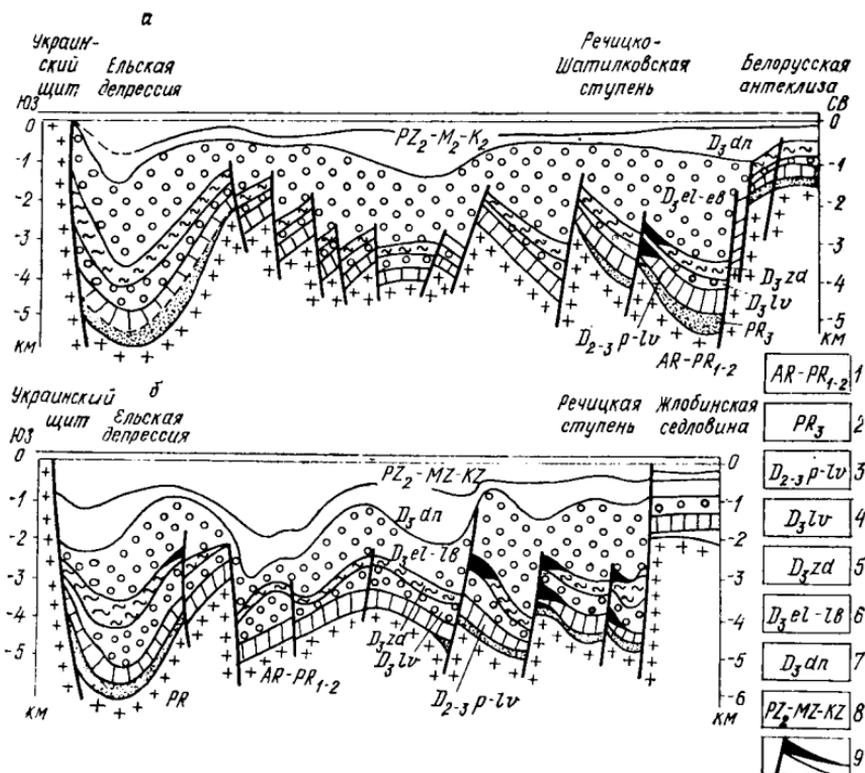


Рис. 26. Профильные разрезы Припятского грабена, показывающие «сквозную» структуру по всему разрезу несмотря на наличие двух соленосных толщ (отношение вертикального масштаба к горизонтальному 1 : 10):

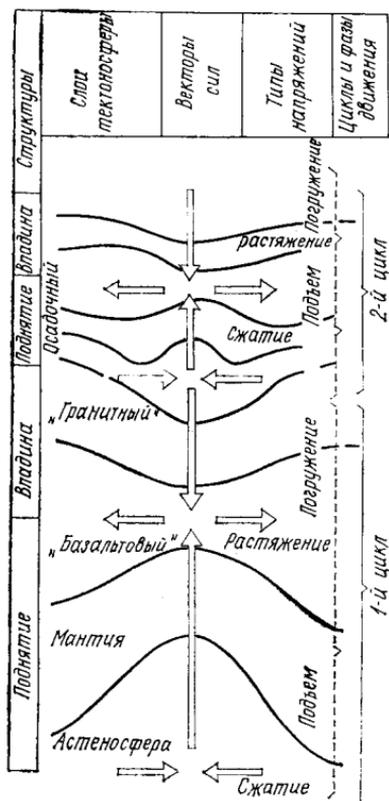
1—древний фундамент; 2—отложения верхнего протерозоя; 3—подсолоевой комплекс девона; 4—нижняя соленосная толща; 5—комплекс межсолоевого девона; 6—верхняя соленосная толща; 7—комплекс надсолоевого девона; 8—отложения верхнего палеозоя, мезозоя и кайнозоя; 9—залежи нефти, ограниченные разрывными нарушениями.  
 Остальные пояснения в тексте.

тые зоны тектонических ступеней и образовала над чх уступами крупноамплитудные соляные валы.

По вертикальному разрезу тектоносферы от одного пластичного инверсирующего комплекса к другому происходит неоднократное изменение направления структуроформирующих сил и формы напряжений, подчиненное за-

кономерной последовательности (рис. 27): сжатие→подъем→растяжение→погружение→сжатие... и т. д.

Комплекс сил и напряжений образует замкнутые циклы. В каждом цикле выделяются две фазы: положительная (сжатие и подъем) и отрицательная (растяжение и погружение). Инверсия структуры происходит в тех случаях, когда фаза сменяется. Смена фаз и структурно-динамических циклов приводит к



последовательному и циклическому изменению структуры комплексов по вертикальному разрезу литосферы. Так, в рифтовой зоне (см. рис. 27) в астеносферном слое проявляются силы сжатия и подъема, приводящие к образованию диапира и подъему литосферы. Но это способствует появлению в «базальтовом» слое сил растяжения, кровля слоя проседает, и в образовавшуюся депрессию обрушивается хрупкий «гранитный» слой, раскалываясь на характерные для рифтовых

Рис. 27. Схема неоднократной смены структуры и ее циклической повторяемости по вертикальному разрезу Днепровской рифтовой зоны.

Пояснение в тексте.

грабенов протяженные блоки-ступени. В новообразованном и развивающемся грабене накапливаются осадочные толщи, и их пластичные серии выпирают вверх, образуя очередные поднятия. Но и в этих поднятиях вновь проявляются силы растяжения, их своды обрушиваются, образуя грабены. Эта закономерная смена по вертикальному разрезу разнонаправленных сил и разнотипных взаимоотрицающих структур указывает на отсутствие прямой связи между их формированием и сквозной глубинной силой. Очевидно, что в каждом пластичном слое проявляются свои силы.

действующие во взаимосвязи, но в разных направлениях и выраженные гравитационным перетоком пластичной массы.

Перечисленные факты свидетельствуют, что: 1) инверсионные структуры — это не частное явление, а широко распространенные и закономерные элементы литосферы; 2) инверсионные структуры формируются вследствие гравитационного течения пластичных масс: сползания с поднятий и нагнетания в ядрах депрессий; 3) формирование инверсионных структур не связано непосредственно с действием сквозной мощной глубинной силы, хотя и следует предположить, что таковая проявляется и, нарушая гравитационное равновесие пластичных слоев, дает начало движению их масс, т. е. является «спусковым крючком» литодинамического тектогенеза.

Это факты. Попробуем подвести под них теоретическую основу.

**Понятие о литодинамическом тектогенезе.** Все горные породы, даже очень хрупкие (мраморы, граниты и др.), могут обладать пластичным течением. Это свойство они обнаруживают под длительным воздействием больших внешних нагрузок или высоких температур или испытывая длительное время гравитационно неустойчивое положение. По этому поводу С. А. Ушаков и М. С. Красс в книге «Сила тяжести и вопросы механики недр Земли» пишут: «... разница между твердым телом и жидкостью лишь относительная: все течет, если достаточно времени»; и далее: «... хотя некоторые материалы медленно текут или ползут... они обладают упругостью» (с. 13).

Но реологические свойства разных горных пород различны. В одинаковых термодинамических условиях земной коры большую склонность к пластичному течению проявляют, как отмечалось, каменная соль, гипс, ангидрит, базальт, глина, а также толща терригенных пород, обогащенных глинистой фракцией. Эти породы, оказавшись на склонах растущих депрессий, стремятся сползти в их ядерные зоны. Но пластичные породы обычно перекрыты компетентными, и свободное течение оказывается невозможным. В этом случае пластичная масса давит со склонов в ядерную часть депрессии и создает там зону компрессионного сжатия (рис. 28). Величина сжатия возрастает и за счет давления перекрывающих толщ. Таким образом, в ядрах депрессий формируются зоны упругого сжатия и, следовательно, высокого давления пластичных пород. Все это напоминает гидродинамическую систему: вода в водоносном пласте (коллекторе) испытывает в погруженной зоне

высокое пластическое давление и упругое сжатие за счет давления перекрывающих коллектор слоев и главным образом давления собственной массы (гидростатическое давление). Таким образом, система, состоящая из пластичной породы и заключающих ее некомпетентных слоев как по форме, так и по физическому состоянию аналогична гидродинамической системе. Поэтому ее можно назвать литодинамической, а протекающие в ней структуроформирующие процессы — литодинамическим тектогенезом.

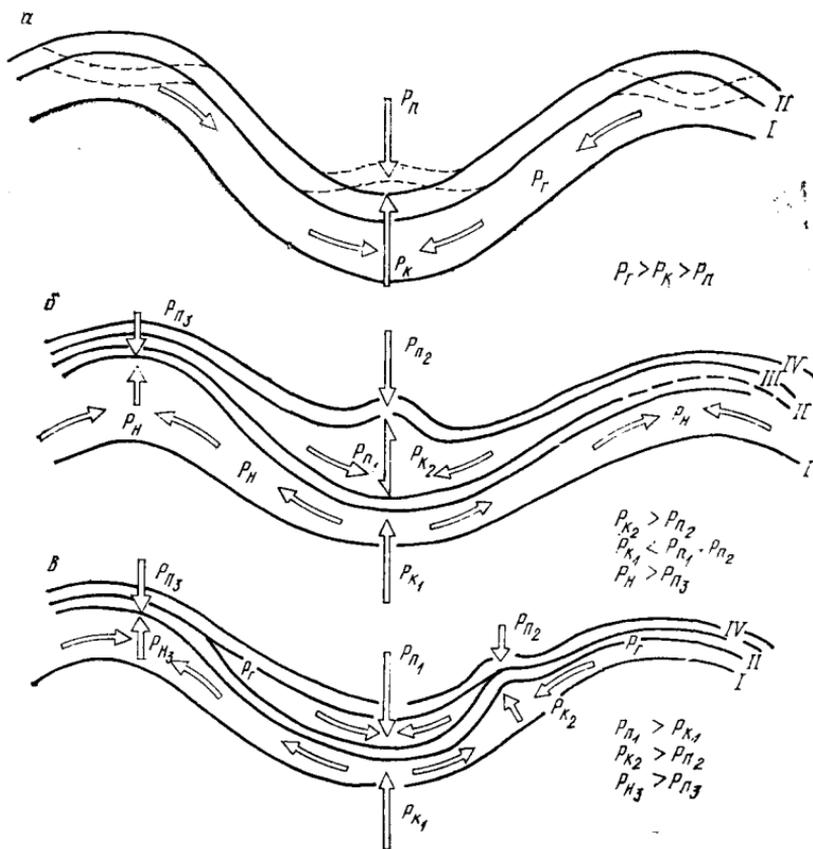


Рис. 28. Схема динамики пластичной породы в литодинамических системах:

I и III—слои с пластичными породами, II и IV—слои компетентные; а—однослойная литодинамическая система, прогибающаяся в условиях некомпенсированного осадконакопления; б—двухслойная литодинамическая система. В более активном слое III по описанной схеме образовалось инверсионное поднятие; в—прогибание литодинамической системы с двумя пластичными слоями, в процессе которого формируются инверсионные и бескорневые складки.

Но пластичная масса в литодинамической системе обладает несравненно более высокими динамическими способностями, чем жидкость в пласте-коллекторе. Этому благоприятствуют следующие факторы: а) плотность каменного материала в 2—3 раза выше плотности жидкости и, следовательно, во столько же раз в пластичной серии возрастает статическое давление; б) пластичная серия целиком воспринимает давление перекрывающего комплекса, а в гидросистеме основная нагрузка ложится на скелет пласта-коллектора, и лишь незначительная часть давит на жидкость; в) благодаря высокой вязкости выдавливаемая пластичная масса не рассеивается в порах и трещинах перекрывающих слоев, а приподнимает и разрывает их, образуя структуры.

Рассмотрим механизм литодинамического тектогенеза в элементарном звене литодинамической системы, представляющем собой депрессионный перегиб между антиклинальными поднятиями (см. рис. 28). В наиболее погруженной части литодинамической системы пластичная порода находится в состоянии упругого компрессионного сжатия ( $P_K$ ), обусловленного статическим давлением ( $P_T$ ) собственной массы, находящейся в гравитационно неуравновешенном состоянии на крутых склонах растущей депрессии (на практике это колоссальное давление гигантских объемов пластичной серии, фокусируемое в узкой осевой зоне депрессии), и давлением массы осадков, перекрывающих пластичную серию ( $P_{II}$ ).

По мере углубления депрессии величины давлений  $P_T$  и  $P_{II}$  возрастают. Соответственно возрастает и суммарная величина компрессионного сжатия ( $P_K$ ). И когда последняя превысит одну из своих составляющих, т. е. давление собственной массы или давление перекрывающих слоев, произойдет литодинамический взрыв (подобный гидроразрыву) и пластичная масса силой упругого расширения или приподнимет перекрывающие слои (при  $P_K > P_{II}$ ) и начнет нагнетаться вверх, образуя инверсионное поднятие (этот процесс будет поддерживаться за счет сползающей со склонов пластичной массы при условии  $P_T > P_K > P_{II}$ ), или станет вытесняться из ядра вверх по склонам депрессии и образовывать над сводами прилегающих поднятий сквозные структуры нагнетания (при соотношении  $P_{II} > P_T$ ).

Рассмотрим поведение пластичных пород в литодинамической системе при разных соотношениях давлений.

В случае некомпенсированного прогибания коры (см. рис. 28, а) возникает взаимоотношение  $P_T > P_{II}$ , при котором

литодинамический взрыв будет направлен вертикально вверх. Он приподнимет перекрывающие слои и даст начало развитию инверсионного поднятия. Синхронно с развитием инверсионного поднятия в ядре депрессии над ее бортами будут формироваться отрицательные инверсионные структуры в связи с оттоком вниз сползающей пластичной массы (слой I) и проседанием перекрывающего слоя (II).

Но инверсия структуры не произойдет в том случае, если давление на пластичную серию в ядре депрессии со стороны перекрывающего комплекса пород ( $P_{II}$ ) превышает давление ее собственной массы со склонов ( $P_r$ ), т. е. при  $P_{II} > P_r$ . Такое условие возникает при компенсированном прогибании или в случае двухслойной системы, когда в более активном верхнем слое формируется инверсионное поднятие (см. рис. 28, б); или когда нелитофицированные илистые осадки слоя III сползают в ядро развивающейся депрессии (см. рис. 28, в), или в некоторых других случаях. При этом пластичная масса будет вытесняться из депрессии и нагнетаться в своды окружающих поднятий, формируя над ними структуры нагнетания сквозного типа — валы, купола или штоки (см. рис. 28, б, в, слева в слое I). В данном случае перекрывающие слои в связи с оттоком материала из депрессии интенсивно погружаются и образуют наложенные мульды проседания (см. рис. 28, б, в, в центре в слое I).

Если на склоне депрессии в месте встречи нагнетаемой вверх и сползающей вниз пластичной массы возникает зона компрессионного давления, величина которого превышает величину противодействия со стороны перекрывающих слоев ( $P_{K_2} > P_{II_2}$ ), начинается развитие бескорневого поднятия (см. рис. 28, в, справа в слое I).

**Формы гравитационного тектогенеза.** Можно выделить следующие формы гравитационного тектогенеза:

1. Литодинамический тектогенез. Выражен перемещениями пластичной массы в литодинамических системах, включая астеносферный и «базальтовый» слои и мощные толщи терригенных, чисто глинистых и эвапоритовых пород чехла. По всей видимости, этот тектогенез играет большую, если не определяющую, роль в развитии инверсионных поднятий в геосинклинальных прогибах, поднятий и грабенов проседания — в рифтовых зонах, гранито-гнейсовых куполов — на платформах, всевозможных структур нагнетания и проседания — в осадочном чехле различных тектонических областей.

2. Тектогенез свободного скольжения. Проявляется в

верхних слоях коры, когда пластины горных пород оказываются на склонах растущих поднятий, теряют гравитационное равновесие и сползают вниз. Примерами служат хорошо известные оползневые явления, развитие крупных покровов. Можно предположить, что в глобальном масштабе этот тектогенез выражается в форме ограниченного перемещения литосферных плит со склонов астеносферных поднятий в рифтах.

3. Тектогенез проседания. Выражен свободным погружением участков земной коры или отдельных слоев в связи с уменьшением мощности подстилающего слоя и проседанием его кровли. Это может произойти по причине оттока вещества в литодинамической системе или уплотнения породы. С этой формой гравитационного тектогенеза, по-видимому, связано развитие почти всех структур депрессионного типа: синеклиз, мульда, прогибов, грабенов, кольдер и т. п.

## ГЛАВА VI. ТЕКТНИКА И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Для каждого региона Земли характерен набор определенных полезных ископаемых, которые образовались в связи с особенностями его тектонического развития и палеогеографических условий древних геологических эпох.

Вопросы формирования и скопления полезных ископаемых подробно рассматриваются в специальном курсе, поэтому ограничимся описанием тех ископаемых, которые наиболее характерны для конкретных тектонических областей.

### ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ КОНТИНЕНТОВ

**Месторождения геосинклиналей.** *Рудные* полезные ископаемые приурочены в основном к магматическим поясам, с которыми генетически связаны. Магматические пояса в свою очередь развиты по глубинным разломам в эвгеосинклиналях или на их границе со срединными массивами. В. И. Смирнов (1976) в составе магматических поясов выделяет несколько формаций, каждая из которых содержит группу определенных рудных ископаемых. Так, спилито-кератофиристо-порфиристовая формация вмещает колчеданные руды меди, цинка, свинца и окисные руды железа и марганца. Формация габбро-пироксенит-дунитовых пород — залежи титано-магнетитов и других элементов платиновой группы (платины, палладия, осмия и т. д.). Формация плагиогранит-сиенитов обладает месторождениями железной и медной руды. Формация умеренно кислых гранитоидов включает скарновые месторождения руд вольфрама и гидротермальные залежи золота, меди, молибдена, свинца, цинка. Формация нормальных и крайне кислых гранитоидов характеризуется скоплением руд олова, вольфрама, тантала, лития, бериллия. В формации малых интрузий, состоящей из гипабиссальных пород от диорита до гранита и сиенит-порфира и являющейся наиболее продуктивным магматическим комплексом, имеются плутоногенные гидротермаль-

ные месторождения руд цветных, редких, радиоактивных и благородных металлов и скарновые месторождения комплексных руд — свинцово-цинковых, вольфраммолибденовых и др.

Рудные ископаемые осадочного происхождения приурочены к зонам развития карбонатной и терригенной пестроцветной формации. В первой встречаются залежи лимонита, марганца и боксита, а во второй в условиях сменяющегося окисно-закисного режима седиментации формируются осадочно-инфильтрационные месторождения железа, меди, ванадия, урана.

Ископаемые *строительные материалы* в основном распространены в горных областях. Валунные гальки, гравий, щебень, песок и глина слагают обломочную и молассовую формации, заполняющие межгорные впадины, подножья гор и конусы выносов. Пласты известняков, мергелей, доломитов, глины обнажаются на склонах гор.

В межгорных впадинах среди лагунных формаций широко представлены залежи *каменных углей*; менее значительными, но тоже существенными являются скопления *каменной и калийных солей, гипсов и ангидритов*. Именно в межгорных впадинах нередко промышленные залежи *нефти и газа*. По сравнению с месторождениями платформенных структур (включая краевые прогибы) их объемы скромные.

**Месторождения платформ.** Залежи *рудных* полезных ископаемых обнаружены в метаморфических породах фундамента и магматических телах чехла. Последние приурочены к областям тектоно-магматической активизации, траппового вулканизма и кольцевым структурам.

Архейские породы фундамента бедны полезными ископаемыми. В них встречаются незначительные залежи железистых кварцитов, серного колчедана, корунда, графита. Основным ископаемым протерозойских толщ являются железистые кварциты. Особенно крупные месторождения железистых кварцитов имеются в древних впадинах — палеорифтах. В протерозойских образованиях содержится около 93% известных запасов железа. Кроме железа, в них встречаются небольшие залежи метаморфогенного золота и цветных металлов.

В областях тектоно-магматической активизации платформ с магмами в основном гранитоидного состава связаны гидротермальные месторождения олова, вольфрама, золота, свинца, цинка, тантала.

В областях траппового магматизма с преобладающими

там базальтоидными магмами связаны сульфидные медно-никелевые месторождения и гидротермальные месторождения железной руды.

В телах глубинных плутонов, и в частности в кольцевых структурах энтогенного происхождения, имеются всевозможные рудные полезные ископаемые. Их размещение контролируется положением в структуре магматических пород разного типа. С основными и ультраосновными породами, слагающими центральные зоны, связаны месторождения меди, никеля, хрома, титана, магнетита. В окаймляющем центральную зону кольце развития гранитоидных пород встречаются редкометалльные минералы и золото.

В зонах глубинных разломов, ограничивающих платформы или разделяющих их крупные сегменты, тела перidotитовой магмы нередко содержат алмазонасные кимберлиты.

В осадочном чехле платформ среди континентальных песчано-глинистых формаций бывают месторождения бокситов, железных и марганцевых руд осадочного или эффузивно-осадочного происхождения.

*Строительные материалы* на платформах развиты по всему разрезу. В фундаменте они представлены гранитами, кварцитами, лабрадоритами и т. д.; в осадочном чехле — песками, глинами, известняками, доломитами и т. д.

*Горючие полезные ископаемые* сосредоточены во внутриплатформенных и краевых депрессиях. Крупнейшие в мире залежи нефти и газа приурочены к краевым прогибам и прилегающим к ним окраинам платформ. Значительные объемы этих ископаемых имеются и во внутриплатформенных синеклизах. В последние десятилетия местоскопления нефти обнаружены на молодой Западно-Сибирской платформе. Основные запасы нефти и газа находятся в отложениях фанерозоя. Все чаще обнаруживаются залежи и в древних отложениях протерозоя.

Наряду с залежами нефти и газа в платформенных депрессиях распространены месторождения *каменного угля, каменной и калийных солей.*

**Месторождения рифтов.** Вдоль разломов, ограничивающих рифтовые грабены, располагаются цепи *алмазонасных кимберлитов*, а в карбонатитах, сопровождающих интрузии основного и ультраосновного состава, — промышленные скопления *ниобия, тантала, меди, магнетита, редких земель.*

В заполняющих грабены осадочных отложениях часто распространены мощные толщи каменной и калийных со-

лей, реже — каменного угля. Во многих грабенах обнаружены промышленные местоскопления нефти и газа.

### ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ ОКЕАНОВ

На территории океанов промышленный интерес представляют только рудные и горючие полезные ископаемые.

**Рудные ископаемые.** Несмотря на обилие базит-гипербазитовых тел интрузивного и эффузивного типов на талассократонах, в рифтах и в зонах трансокеанических разломов существенных скоплений руд эндогенной природы не обнаружено. Лишь местами установлены непромышленные оруденения коренных пород. И только в окраинных структурах океанов — островных дугах современных геосинклиналей имеются промышленные скопления эндогенных руд. Академик С. И. Смирнов выделяет в них три формации магматических пород и ассоциированных с ними полезных ископаемых. Это перидотитовая формация с месторождениями хромитов и металлов платиновой группы; габбровая формация с титаномагнетитами и базальто-андезито-дацитовая с рудами меди, цинка, свинца, железа, марганца.

Главное рудное богатство океанов связано с экзогенной металлогенией, обусловленной растворенными в воде и осажденными на дно (в форме конкреций и илистых осадков) металлами. Несмотря на ничтожные концентрации в воде металлов, общие запасы их огромны и многократно превышают содержание руд в континентальных месторождениях. По данным С. И. Смирнова (1976), в водах Мирового океана содержится: золота — 5,5 млн. т; меди, олова и урана — по 4 млрд. т; серебра, ртути и свинца — по 45 млн. т; магния — 2 трл. т. Добыча металлов из океанических вод экономически нецелесообразна, но нет сомнения, что в недалеком будущем будет разработана технология простой и дешевой разработки этих ископаемых.

Основные запасы руд, извлекаемых по современной технологии, содержатся в железомарганцевых конкрециях, залегающих на поверхности океанического дна и в толще его осадков. В них заключено около 20% марганца, 16% железа, 0,6% никеля, 0,33% кобальта, 0,35% меди, 0,15% свинца и другие металлы.

Железомарганцевые конкреции образуются во всех областях Мирового океана — от экватора до полярных широт и во всех его тектонических структурах. Но особенно много их в экваториальных и средних широтах, приурочены конкреции к талассократонам и зонам трансокеанических

разломов. Области высокой концентрации этих руд именуется «полями железомарганцевых конкреций». Известно 12 таких «полей»: 7 — в Тихом океане, 4 — в Атлантическом, 1 — в Индийском. Размеры конкреций различны — от нескольких миллиметров до нескольких десятков сантиметров в поперечнике, но наиболее распространены конкреции диаметром 2—6 см. Залегают конкреции на глубинах в среднем 4800—5400 м, покрывают поверхность дна на 30—50%, на 1 м<sup>2</sup> донной поверхности может залежать от нескольких граммов до 10—20 и даже 40 кг.

Самое крупное содержание конкреций установлено между трансокеаническими разломами Кларифон и Клиппертон: на площади 4 млн. км<sup>2</sup> 9,6 млрд. т конкреций. Общие запасы железомарганцевых конкреций в Мировом океане составляют около  $2,5 \cdot 10^{12}$  т.

**Горючие полезные ископаемые** (нефть и газ). Эти полезные ископаемые в океанах обнаружены лишь на их периферии и в прилегающих к океанам материковых окраинных морях, т. е. в акваториях, где имеется достаточно мощный осадочный чехол с коллекторами, покрывками и ловушками, способный генерировать из органического вещества и накапливать флюиды нефти и газа.

Наиболее крупные скопления нефти и газа обнаружены в акваториях Атлантического океана. На конец 1977 г. в Средиземном море было открыто 10 нефтяных и 17 газовых местоскоплений; в Северном море — более 100, на шельфе Мексиканского залива — 270 местоскоплений нефти и газа, а в прибрежной зоне от Колумбии до Венесуэлы и Тринидада выявлена нефтегазоносная провинция протяженностью 1800 км (Калинко, Рябухин, 1979).

Крупные нефтегазоносные провинции имеются в акваториях Тихого и Индийского океанов и в Северном океане.

Перспективы океанических областей на другие полезные ископаемые выяснены еще не достаточно.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Трудно назвать такие вопросы геологии, при решении которых не привлекались бы те или иные положения геотектоники. Вместе с тем не в каждой отрасли геологии имеется столько спорных положений и нерешенных проблем, как в геотектонике. Основными среди нерешенных являются проблемы причины и формы движения вещества в литосфере, механизма формирования тектонических структур разного типа и широкого внедрения тектонических разработок в народное хозяйство.

Чтобы решить эти проблемы геотектоники, необходимо следующее:

1. Узнать, действительно ли существуют в верхней мантии конвекционные течения и, если существуют, способны ли они перемещать литосферные плиты, как это утверждают мобилисты.

2. Определить, происходит ли дифференциация вещества на менее и более плотные составные части и перемещение этих частей вверх (к астеносфере) и вниз (к ядру), дающее начало «инверсии плотности» — основной форме глобального тектонического движения в соответствии с концепцией В. В. Белоусова и ее сторонников.

3. Дать более полную оценку реально существующих сил земного тяготения и межпланетного притяжения и определить их роль в тектонике литосферы.

4. Изучить механизм комплексного воздействия эндогенных, экзогенных, гравитационных и планетарных сил на литосферу и их роль в формировании всевозможных структур на разных этапах их геологического развития.

5. Искать и изучать новые формы дислокаций. В частности, необходимо выяснить, существуют ли в природе предполагаемые А. В. Пейве крупные «тектонические срывы», разделяющие кору и мантию, и различные слои внутри этих сфер. Подтверждение наличия таких «срывов» открывает новые позиции для решения глобальных проблем

геотектоники, и прежде всего — проблемы образования океанических впадин.

6. Продолжать выяснение связей между тектоникой земной коры и распределением в ней полезных ископаемых; характером движения земной коры (в связи с решением вопросов инженерного строительства) и характером ее проницаемости (в связи с захоронением вредных отходов химической и ядерной промышленности).

Крупные открытия последних десятилетий в геологии, геофизике, океанологии, планетологии и смежных науках приближают разработку теории глобального тектогенеза. Такая теория необходима прежде всего для более эффективного прогнозирования месторождений полезных ископаемых, решения вопросов инженерного строительства и охраны окружающей среды.

## ЛИТЕРАТУРА

- Бакиров А. А., Варенцов М. И., Бакиров Э. А.* Нефтегазоносные провинции и области зарубежных стран.—М.: Недра, 1971.—544 с.
- Белюсов В. В.* Геотектоника.—М.: Изд-во МГУ, 1976.—334 с.
- Боголепов К. В., Чиков Б. М.* Геология дна океанов.—М.: Наука, 1976.—247 с.
- Гарецкий Р. Г.* Тектоника молодых платформ Евразии.—М.: Наука, 1971.—297 с.
- Геологический словарь*/Под ред. П. Ф. Паффенгольца. Т. I, II.—М.: Недра, 1978.
- Карташев В. Ф., Недовизин А. А.* Методы исторической геологии.—Гомель, 1980.—101 с.
- Кац Я. Г., Рябухин А. Г., Трофимов Д. М.* Космические методы в геологии.—М.: Изд-во МГУ, 1976.—246 с.
- Конищев В. С.* Тектоника областей галокиннеза древних платформ.—Минск: Наука и техника, 1980.—240 с.
- Косыгин Ю. А.* Тектоника.—М.: Недра, 1983.—586 с.
- Милановский Е. Е.* Рифтовые зоны континентов.—М.: Недра, 1976.—279 с.
- Муратов М. В.* Происхождение материков и океанических впадин.—М.: Наука, 1975.—176 с.
- Нестеров И. И., Рябухин Г. Е.* Нефтяные и газовые месторождения мира.—М.: Знание, 1984.—48 с.
- Наливкин Д. В.* Геология СССР.—М.: Изд-во АН СССР, 1962.—789 с.
- Нефтегазоносные провинции и области СССР*/Г. Е. Рябухин, М. С. Буруштар, Н. М. Музыченко и др.—М.: Недра, 1969.—476 с.
- Николаев Н. И.* Неотектоника и ее выражение в структуре и рельефе территории СССР.—М.: Госгеолтехиздат, 1962.—391 с.
- Орленок В. В.* Геоморфология дна океана.—Калининград: Кн. изд-во, 1976.—144 с.
- Пуцаровский Ю. М.* Приверхоанский краевой прогиб и мезозойды Северо-Восточной Азии.—М.: Изд-во АН СССР, 1960.—236 с.
- Рингвуд А. Е.* Происхождение Земли и Луны.—М.: Недра, 1982.—293 с.
- Сейсмическое районирование территории СССР* /Под ред. В. И. Буня, Г. П. Горшкова.—М.: Наука, 1980.—345 с.
- Тектоника Белоруссии* /Р. Г. Гарецкий, Р. Е. Айзберг, З. А. Горелик и др.—Минск: Наука и техника, 1975.—198 с.
- Тектоника Евразии* /Под ред. А. Л. Яншина.—М.: Недра, 1966.—487 с.
- Хаин В. Е.* Общая геотектоника.—М.: Недра, 1973.—512 с.
- Хаин В. Е.* Региональная геотектоника: Северная и Южная Америка, Антарктида, Африка.—М.: Недра, 1971.—548 с.
- Хаин В. Е., Михайлов А. Е.* Общая геотектоника.—М.: Наука, 1985.—326 с.

## ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие . . . . .	3
Введение	
Предмет, задачи и методы геотектоники . . . . .	5
История геотектоники как науки (краткие сведения) . . . . .	6
<b>Глава I. Строение Земли</b>	
Общие сведения . . . . .	11
Внешние оболочки . . . . .	12
Внутреннее строение . . . . .	13
Физические свойства . . . . .	19
<b>Глава II. Тектонические движения и дислокация литосферных слоев</b>	
Классификация тектонических движений . . . . .	26
Современные естественные и техногенные движения.	
Землетрясения . . . . .	28
Новейшие (неотектонические) движения . . . . .	36
Древние движения . . . . .	38
Деформация и дислокация горных пород . . . . .	44
Складчатость и складки. Классификация складок . . . . .	46
Разрывная тектоника . . . . .	54
Магматизм, грязевый вулканизм и гидровулканизм . . . . .	57
<b>Глава III. Тектоника литосферы</b>	
Тектонические структуры и их классификация . . . . .	64
Условия, определяющие структурное развитие региона. Типы структур. Цикличность тектогенеза . . . . .	65
Планетарные структуры Земли. Строение и эволюция . . . . .	69
<b>Глава IV. Космическая съемка Земли и сравнительная планетология</b>	
Достижения, преимущества и перспективы космических исследований в геологии . . . . .	110

Методы космических исследований . . . . .	110
Сравнительная планетология . . . . .	113

**Глава V. Концепции о причинах и механизме тектогенеза.  
Схема гравитационной литодинамической формы тектогенеза**

Классические концепции . . . . .	124
Современные концепции . . . . .	130
Схема гравитационной литодинамической формы тектогенеза . . . . .	137

**Глава VI. Тектоника и полезные ископаемые**

Полезные ископаемые континентов . . . . .	150
Полезные ископаемые океанов . . . . .	153
Заключение . . . . .	155
Литература . . . . .	157

Виталий Филиппович Карташев

## ГЕОТЕКТОНИКА

Зав. редакцией А. В. Шалковская

Редактор Т. С. Литвинская

Мл. редактор И. А. Лукашевич

Обложка и худож.

редактирование В. И. Шолка

Техн. редактор И. П. Тихонова

Корректор Т. К. Хваль

ИБ № 2092

Сдано в набор 04.05.85. Подписано в печать 30.09.85.  
АТ 18753. Формат 84×108<sup>1</sup>/<sub>32</sub>. Бумага типогр. № 1. Гар-  
нитурa литературная. Высокая печать. Усл. печ. л. 8,4.  
Усл. кр.-отт. 8,4 Уч.-изд. л. 8,89. Тираж 1300 экз. Зак.  
987. Цена 75 к.

Издательство «Высшая школа» Государственного ко-  
митета БССР по делам издательств, полиграфии и книж-  
ной торговли. 220048. Минск, проспект Машерова, 11.

Типография им. Франциска (Георгия) Скорны изда-  
тельства «Наука и техника». 220600. Минск, Ленин-  
ский пр., 68.