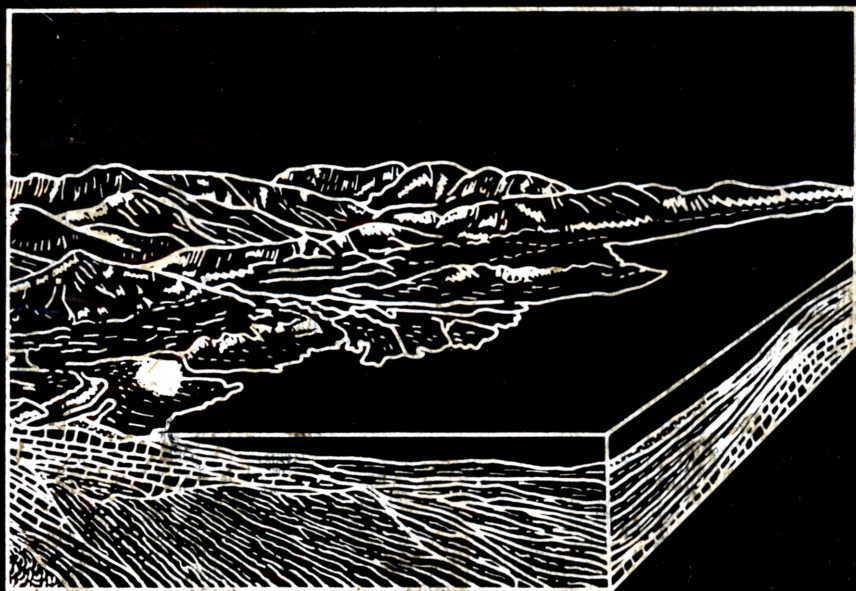


Г.С.Ананьев
О.К.Леонтьев

ГЕОМОРФОЛОГИЯ МАТЕРИКОВ И ОКЕАНОВ



Г. С. АНАНЬЕВ, О. К. ЛЕОНТЬЕВ

ГЕОМОРФОЛОГИЯ МАТЕРИКОВ И ОКЕАНОВ

ИЗДАТЕЛЬСТВО
МОСКОВСКОГО УНИВЕРСИТЕТА
1987

Ананьев Г. С., Леонтьев О. К. Геоморфология материков и океанов. — М.: Изд-во МГУ, 1987.—275 с.

В учебном пособии рассмотрены региональные особенности строения и происхождения рельефа Земли, основы геоморфологического районирования материков и океанов. Даны характеристики рельефа каждого региона, его морфологические и морфоструктурные черты, закономерности происхождения и пространственного размещения основных орографических элементов, черты сходства и причины различий в их строении. Критически оцениваются вопросы рельефообразования трансконтинентальных и трансокеанических горных поясов с позиций «тектоники плит».

Рецензенты:

Кафедра геоморфологии Иркутского государственного университета;
профессор, доктор географических наук **П. А. Каплин**

ПРЕДИСЛОВИЕ

Региональная геоморфология изучает строение, происхождение, возраст и историю рельефа отдельных регионов Земли. Основными задачами этой отрасли геоморфологии является установление пространственных закономерностей распространения рельефа в конкретном регионе и сравнительная характеристика регионов. Новые исследования в области региональной геоморфологии постоянно обогащают и развивают общую теорию геоморфологии. Поэтому при обучении студентов-геоморфологов «региональная геоморфология» — одна из основных специальных дисциплин.

Основная цель курса — познакомить с конкретными особенностями строения континентального и подводного рельефа различных регионов Земли; расширить географический кругозор студентов, обратив внимание на явления и исторические особенности рельефообразования, не встречаемые на территории СССР; дать представление о расположении наиболее интересных зарубежных геоморфологических объектов, упоминаемых в качестве классических форм рельефа в учебниках и учебных пособиях; остановиться на некоторых важных проблемах развития рельефа крупных регионов и провести ряд обобщений.

Естественно, что при небольшом объеме пособия невозможно равномерно осветить в региональном плане все особенности каждой территории и историю ее развития. Поэтому рассмотрены главные черты рельефа геоморфологических зон и стран, редко — провинций.

ВВЕДЕНИЕ

Под геоморфологическим районированием понимается разделение поверхности литосферы на геоморфологические региональные категории — регионы разного таксономического ранга. Каждый регион характеризуется своими индивидуальными геоморфологическими признаками, по которым он отличается от смежных регионов того же ранга. Это основное отличие геоморфологического районирования от типологического геоморфологического картографирования, при котором выделяются классификационные (систематические) категории рельефа (а не целостных территорий!) с учетом их существенных геоморфологических характеристик.

Приступая к районированию, необходимо прежде всего определить, на основании чего в данный регион определенного ранга будет включена именно эта площадь поверхности литосферы, а смежная площадь будет рассматриваться как отличающаяся от него и поэтому относящаяся к другому региону того же ранга. Отделяя горные территории от равнинных, т. е., разделяя наиболее крупные регионы, мы принимаем во внимание наиболее крупные отличия рельефа. При разделении какой-либо равнины (или горной страны) на более мелкие регионы в качестве признака для такого разделения принимаем более тонкие отличия в рельефе, не столь резко выступающие, однако отчетливо фиксируемые.

Одним из важнейших критериев является морфоструктурная характеристика. При геотектоническом районировании материков планетарные морфоструктуры (тектонические структуры I порядка) делятся на структуры II порядка, к которым относят платформы и орогенические пояса различных возрастов. Геоморфологическими зонами мы называем такие подразделения геоморфологического районирования, которые территориально и по определяющей роли различий строения земной коры, типа и интенсивности новейших тектонических движений соответствуют геотектоническим структурам II порядка.

Геоморфологические зоны делятся на страны. Геоморфологическая страна — часть зоны, характеризующаяся четко выраженной геотектонической и орографической обособленностью, общностью типа и интенсивности новейших тектонических движений и в связи с этим определенной общностью денудационных или аккумулятивных процессов. В целом страна соответствует морфоструктурам

(геоструктурам) III порядка. В пределах платформ это — щиты, плиты, авлакогены; в пределах складчатых поясов — складчатые системы, крупные межгорные депрессии.

Геоморфологические страны делятся на провинции, в общем случае соответствующие структурам IV порядка, т. е. на платформах — синеклизам, антеклизам, в горных и геосинклинальных странах — мегантиклинориям и мегасинклинориям. Однако при выделении провинций одним из важнейших признаков районирования также являются типы денудации и аккумуляции и их интенсивность; важную роль играет тип субстрата (рис. 1). Поэтому

Материк	Зона	Страна	Провинция	Область	Район
Тип неоген-четвертичных тектонических движений Тип земной коры Интенсивность неоген-четвертичных движений Тип денудации и аккумуляции Интенсивность денудации и аккумуляции Тип субстрата					

Рис. 1. Основные группы рельефообразующих факторов, учитываемых при выделении геоморфологических регионов разных таксономических рангов

провинции не всегда полностью совпадают со структурами IV порядка. При их выделении преобладающими признаками оказываются тип и интенсивность денудационно-аккумулятивных процессов.

Таким образом, геоморфологическая провинция — это часть геоморфологической страны, в общем случае соответствующая структуре IV порядка, часто группе таких структур, характеризующаяся наряду с орографической и тектонической обособленностью, обусловленной типом и интенсивностью неоген-четвертичных движений земной коры, а также определенной общностью типов и интенсивности денудационно-аккумулятивных процессов. В различиях между провинциями некоторую роль играют также и различия в типе субстрата.

Провинции делятся на области. Геоморфологическая область — это часть провинции, в общем случае соответствующая структурам IV и V порядков, орографически и структурно-тектонически относительно однородные, что обуславливается сходством характера и интенсивности новейших тектонических движений и общностью проявлений денудационных и аккумулятивных процессов, а также общностью строения (свойств) субстрата. При этом в платформенно-равнинных условиях нередко последней группе факторов (денудация, аккумуляция, субстрат) принадлежит основная роль, а структурный фактор отступает на второй план, тогда как в горных провинциях отмечается обычно наиболее полное соответствие областей и морфоструктур.

Глава 1

ЕВРОПА

В зарубежной части Европы выделяются две геоморфологические зоны: равнинно-плоскогорная зона Западной и Северной Европы (I); горы и равнины Альпийско-Гималайского пояса (европейская подзона) (II).

РАВНИННО-ПЛОСКОГОРНАЯ ЗОНА ЗАПАДНОЙ И СЕВЕРНОЙ ЕВРОПЫ

Внутри этой зоны, южная граница которой проходит по северным предгорьям Пиренеев, Альп и Карпат, а северной границей является основание шельфа северных морей, выделяются геоморфологические страны: плоскогорья и равнины Фенноскандии (I.1); Скандинавское нагорье (I.2); Западно-Европейские низменные равнины (I.3); Западно-Европейские горы и возвышенные равнины (I.4); плоскогорье Месета (I.5); равнины и нагорья Британских островов (I.6) (рис. 2).

Плоскогорья и равнины Фенноскандии

В Северной Европе наиболее древним рельефом обладают глыбовые нагорья и цокольные равнины в пределах Балтийского кристаллического щита. Крупные орографические элементы здесь: впадина Балтийского моря, наклонное плато Норланд, возвышенность Смоланд, возвышенная равнина Манселькя, озерное плато Финляндии.

Толщина земной коры на этой территории составляет 34—37 км. По данным геофизических исследований, мощность гранитного слоя достигает 7 км, базальтового — 25—28 км. Однако результаты бурения Кольской сверхглубокой скважины показали, что породы, относимые к «гранитному слою», не окончились и на глубине 11 км.

В геологическом строении территории участвуют породы докембрия — граниты, порфиры, гнейсы; осадочные породы силурийского возраста (на юге Швеции). Возраст метаморфических пород докембрия на равнине Манселькя составляет 2,5—3,5 млрд лет. К западу и востоку от этой полосы возраст докембрийских пород «омолаживается». Наиболее древние метаморфические породы в восточной Финляндии смяты в пологие складки, а местами

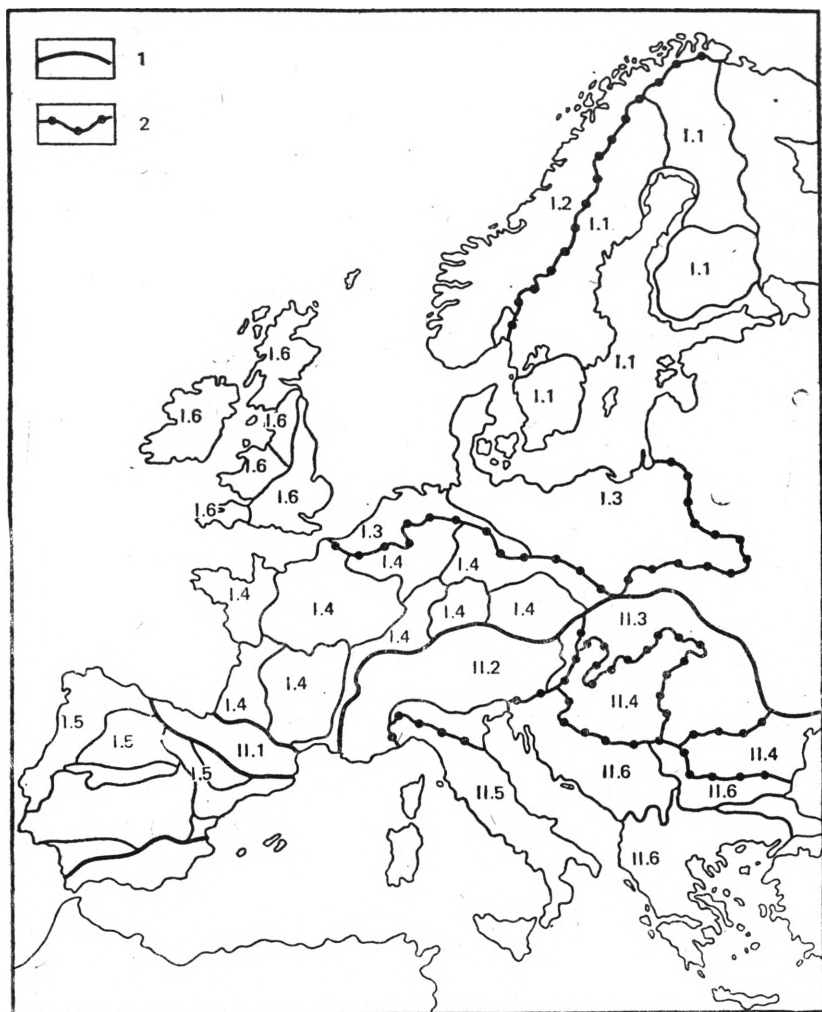


Рис. 2. Схема геоморфологического районирования зарубежной Европы: 1 — границы геоморфологических зон, 2 — геоморфологических стран. Страны равнинно-плоскогогорного пояса Западной и Северной Европы: плоскогорья и равнины Фенноскандии (I.1); Скандинавское нагорье (I.2); Западно-Европейские низменные равнины (I.3); Западно-Европейские горы и возвышенные равнины (I.4); плоскогорье Месета (I.5); равнины и нагорья Британских островов (I.6)

Страны Альпийско-Гималайского пояса (европейская подзона): Пиреней и Андалусские горы (II.1); Альпы (II.2); Карпаты (II.3); Дунайские равнины (II.4); Апеннины (II.5); Балканы (II.6)

образуют покровы. В ядрах складок обнаруживаются выступы гнейсовых куполов облекания. В рельефе последние выражены в виде концентрических гряд, холмов, между которыми в депрессиях располагаются озера.

Сглаженность рельефа цокольных равнин обычно объясняют сохранностью древнего пенеплена, происхождение которого до сих пор условно. Известно, что в силуре в результате трансгрессии море затопило обширную равнину на юге Фенноскандии. В связи с этим реликты выровненной поверхности, на которой залегают силурийские песчаники, могут быть либо абразионной платформой, либо древней досилурийской (кембрийской?) поверхностью выравнивания. Таким образом, платформенный режим развития этой территории (еще с палеозоя) обусловил умеренные тектонические движения, постоянно удерживавшие поверхность Фенноскандии выше уровня моря и обеспечивавшие ее развитие в субэразальных условиях. На протяжении многих сотен миллионов лет эрозия и денудация постоянно «срезали» верхние горизонты земной коры, сохраняя облик выровненного рельефа.

На западной окраине Фенноскандии у границы Скандинавского нагорья расположено гранитное плато Норланд. Его высота изменяется с северо-запада на юго-восток от 800 до 100 м. К характерным чертам рельефа здесь относятся пологоволнистые междуречья и отдельные кряжи, разбитые системами прямолинейных тектонических трещин. Речные долины в своем большинстве используют эти трещины, из-за чего характеризуются значительной глубиной и обрывистыми бортами. Это же служит причиной того, что продольный профиль долин не выработан, содержит много уступов, на которых образуются водопады. В долине р. Далельвен — южное окончание Норланда — обнаружены переуглубленные участки, заполненные водно-ледниковыми галечниками и голоценовыми мелкозернистыми песками и алевроитами общей мощностью около 60 м. Такие же аккумулятивные участки встречаются и в других долинах рек.

На юго-западе Фенноскандия оканчивается сводообразной возвышенностью Смоланд (377 м), сложенной гранитами и гнейсами. Она разбита радиальными трещинами, по которым заложены долины рек. Междуречья характеризуются плосковершинными поверхностями с небольшими замкнутыми впадинами.

Озерное плато Финляндии (150—250 м) представляет собой цокольную равнину с чередующимися низкими гранито-гнейсовыми и кварцитовыми грядами, обрамленными озерными котловинами. Последние в основном структурно-тектонического происхождения и возникли в последние эпохи геологического развития. Гряды и котловины повсеместно обработаны четвертичными ледниками, из-за чего на озерном плато почти не встречается резких форм рельефа.

Рельеф междуречий равнины Манселькя (30—750 м) во многом обусловлен неоген-четвертичными (в том числе и гляцио-

изостатическими) тектоническими движениями. Из-за блокового характера движений большинство возвышенностей ограничено разрывными нарушениями. В отличие от них самая крупная отрицательная морфоструктура — впадина Балтийского моря — является, по данным геофизических исследований, древним прогибом, ограниченным флексурами. В неогене на месте прогиба сформировалась моноклиальная ступенчатая равнина с многочисленными озерами и речными долинами. С началом ледниковых эпох в четвертичное время озера слились в единый бассейн, образовав так называемое «гольштейнское море» (в среднем плейстоцене).

Значительная часть неотектонических структур Фенноскандии развивается унаследованно от докембрийского и палеозойского структурных планов. Обилие тектонических нарушений северо-восточного и северо-западного направлений и подвижки по ним в течение четвертичного периода обусловили широкое распространение приразломных впадин, структурно-тектонических уступов, коленообразные очертания речных долин. Пересечение разломов реками обнаруживается в резких перегибах их продольного профиля, к которым приурочены цепочки водопадов. Длительное развитие рельефа в субаэральных условиях явилось причиной появления «тунтури» (останцов, сложенных устойчивыми к денудации кварцитами).

На большей части площади финской Лапландии, сложенной докембрийскими кристаллическими породами, широко распространены узкие (50—120 м) и низкие (8—12 м) гряды, вытянутые на 2—4 км, слабо прикрытые сверху чехлом морены. Гряды разделены экзарационными ложбинами глубиной 7—10 м. Кроме них наблюдаются друмлины, бараньи лбы и котловины выпахивания. Мощность морены в северной части Фенноскандии колеблется от первых метров до 60 м. При этом в наиболее полных разрезах встречаются два горизонта морены красного и серого цветов, а также песчано-илистые отложения, относимые к межстадиалам.

В речных долинах иногда прослеживается несколько уровней поверхностей, сформированных при остановках ледника. С некоторыми из них связаны небольшие нивационные ниши.

Следы морской абразии ледниковых форм сохранились вплоть до отметок 150—154 м над ур. м. (возвышенность Якобсдальбергет — 170 м абс. выс., к юго-западу от Стокгольма). Абсолютный возраст абразионных террас составляет 10,5 тыс. лет (Балтийское озеро-море). К юго-востоку от Осло одновозрастная с ними береговая линия обнаруживается на отметках 55—65 м, а на крайнем севере Финляндии — на высоте 85—95 м. Таким образом, древние береговые линии на побережье Балтики значительно деформированы. Причиной деформации послужило изостатическое поднятие этой территории в результате дегляциации. Одновременно дегляциация обусловила «оживление» ранее пассивных разломов и повышение в связи с этим степени сейсмичности. С неболь-

шими землетрясениями связано, в частности, появление во многих местах тектонических уступов высотой 10—20 м, подводных оползней на оз. Веттерн и др. В послеледниковое время поднятие происходило сначала очень быстро (более 10 см/год). Затем скорость его замедлилась, и впоследствии стала затухать.

Существование внутренних озер-морей привело к обширной аккумуляции рыхлых отложений и изменению строения продольных профилей в речных долинах. Особенно заметное накопление осадков в нижних частях речных долин, открывавшихся в Балтийское море с северо-запада и с севера, наметилось в анциловое время (т. е. около 8 тыс. лет назад). В связи с этим часть рек вынуждена была изменить положение русел и «пропилить» узкие каньоны в скалах Балтийского побережья. При поднятиях поверхности здесь образовались скалистые уступы высотой до 15 м и многочисленные эвразийские котлы. Предполагается, что сток через скальные пороги поддерживался не менее 1 тыс. лет и прекратился лишь с полным исчезновением ледниковых покровов в литориновое время.

Из аккумулятивных ледниковых гряд наиболее известна система морен Салпаусселькя на юге Финляндии. В их основании лежит выступ пород кристаллического фундамента. Это двойная, а местами тройная цепь ледниковых холмов длиной около 550 км, замыкающая с юга озерное плато Финляндии.

Возраст Салпаусселькя 8—11 тыс. лет. На внешнем склоне южной гряды наблюдаются абразионные ниши — следы действия волн Балтийского озера-моря. Салпаусселькя фиксирует последнюю стадию наступания ледникового покрова. Правда, существует и иная точка зрения, согласно которой Салпаусселькя — система слившихся флювиогляциальных дельт у края остановившегося ледника. Местами дельтовые осадки перекрывали глыбы «мертвого льда», а их вытаивание послужило причиной формирования озерных котловин.

Таким образом, для цокольных равнин и низких глыбовых нагорий Фенноскандии характерен сглаженный, неоднократно обработанный ледниками рельеф. Распределение межгорных впадин, котловин, крупных речных долин контролируется как системами обновленных тектонических нарушений, так и выступами наиболее устойчивых пород. Многие черты рельефа обусловлены гляциоизостатическими движениями.

Скандинавское нагорье

Обрамляя с северо-запада и севера Фенноскандию, Скандинавское нагорье представляет собой систему чередующихся горных цепей и скалистых плато общей длиной около 1500 км и шириной 200—600 км. Оно обладает асимметричным поперечником с крутым северо-западным и пологим юго-восточным склонами. Наивысшая точка нагорья — гора Гальхёпигген (2469 м). В районе Тронхейм-фьорда хребты понижаются до 1100—1300 м, а к се-

веру вновь повышаются, достигая в массиве Кебнекайсе высоты 2123 м.

Нагорье сложено песчаниково-сланцевыми породами, известняками, кварцитами палеозойского возраста. Довольно широко распространены надвиги, в результате чего образовались тектонические покровы с «окнами». Значительным распространением пользуются изверженные (граниты) и метаморфические (гнейсы) породы.

Горные массивы с обширными уплощенными вершинными поверхностями в осевой зоне нагорья получили название фьельдов. Их средняя абс. высота составляет 1200—1400 м. Фьельды принято считать фрагментами древних поверхностей выравнивания. Над ними, как над пьедесталами, часто возвышаются останцовые горные массивы с альпинотипным рельефом. Такова, например, гора Гальхёпигген. В норвежской части нагорья заметным распространением пользуются плоскогорные участки, бронированные породами древних покровов. Несколько обособленно среди глыбовых морфоструктур Скандинавского нагорья стоит «грабен Осло» — линейно вытянутая пластовая возвышенная равнина с абс. отм. от 50 до 450 м. Равнина сложена палеозойскими осадочными и вулканогенными породами, залегающими в узком (около 40 км) грабене, имеющем длину более 200 км. В разрезе пород обнаружены кембрийские, силурийские и пермские породы общей мощностью 500—600 м, что позволяет установить возраст этой морфоструктуры. Пермские породы представлены главным образом субвулканическими и вулканическими образованиями.

Современные представления о рифтогенезе Земли позволяют рассматривать «грабен Осло» как один из элементов рифтовой зоны вдоль указанного линиямента. Молодые движения в грабене сместили древние вулканические породы на несколько сотен метров. На продолжающуюся активность разломов указывает и частота небольших землетрясений в Осло-фьорде.

Таким образом, Скандинавское нагорье обладает глыбовой морфоструктурой. Иногда его называют «возрожденными горами» зоны палеозойской складчатости.

Современное оледенение нагорья сосредоточено в массивах Юстедальсбре, Ютунхеймен, Фольгефонн, Кебнекайсе и др. Граница хионосферы проходит здесь на высоте 1200—1900 м, спускаясь на севере до 500—700 м. На массиве Юстедальсбре располагается крупное ледяное поле (856 км²), от которого в разные стороны спускаются долинные ледники. В западной части массива они почти достигают моря, останавливаясь на высоте всего в 50—100 м над его уровнем. Кроме ледяных полей (покровов) в Скандинавии много каровых и висячих ледников (более 1900), а гору Кебнекайсе (2123 м) покрывает ледяная шапка. Общая площадь современного оледенения нагорья составляет почти 5 тыс. км².

Одна из характерных черт развития ледниковых процессов на Скандинавском нагорье — образование и эпизодические прорывы

приледниковых и внутриледниковых озер, что приводит к катастрофическим выбросам обломочного материала, в том числе морены.

Четвертичное оледенение оставило в рельефе нагорья многочисленные следы. Они выражены прежде всего в обработанных льдом склонах тектонических и эрозионных долин, в оглаженных вершинах фьельдов, в больших карах, сохранившихся на 800—1100 м ниже границы распространения современных ледников. Покровные ледники оставили после себя большие объемы обломочного материала и сформировали как аккумулятивный, так и деструктивный рельеф.

Впервые ледяной покров возник на Скандинавском нагорье в раннечетвертичное время при слиянии ледников подножий. Причинами оледенения послужили прогрессирующие похолодания климата наряду с высоким количеством осадков. Если сейчас в этой области выпадает осадков 1000—2000 мм/год, то в начале четвертичного периода их, вероятно, было около 2000—2500 мм/год. Возможно, что первые ледники возникли здесь еще в плиоцене. Асимметрия строения Скандинавского нагорья обусловила неравномерное разрастание ледяного панциря. Крутой северо-западный склон увеличивал скорость стекания льда, но все ледники сползали в море, образовывали айсберги и площадь ледяного покрова в этом направлении почти не увеличивалась. Пологий же юго-восточный склон нагорья и система внутриматериковых впадин обусловили быстрое разрастание покрова льда в этом направлении. Ледораздел начал постепенно смещаться к юго-востоку и в эпоху максимального оледенения (QII₂) располагался на 400 км юго-восточнее оси Скандинавского нагорья. Максимальная мощность льда вблизи ледораздела при этом достигала 2,3—2,5 км.

Особенно резко сказалось влияние четвертичных ледников на образовании фьордов, часто представляющих троговые долины, затопленные морем. Они обладают корытообразным поперечным профилем, четко выраженными плечами и берут начало от долины с современными ледниками либо от участков, где было распространено наиболее мощное четвертичное оледенение. Длина фьордов значительна. Согне-фьорд достигает 220 км при ширине 8 км, а Тронхейм-фьорд 180 км при ширине 16—18 км. Норвежские исследователи связывают многие фьорды с грабенами, затопленными морем, как например Осло-фьорд. В других фьордах отмечены многочисленные тектонические нарушения, совпадающие с их простиранием (Тронхейм-фьорд и др.). В этой связи обращает на себя внимание величина фьордов, объясняемая не только деятельностью экзогенных процессов, но и характером тектонических движений. Совпадение фьордов с линиями тектонических деформаций при сводово-глыбовом поднятии нагорья вряд ли случайны. Со стороны моря норвежские фьорды часто бывают ограничены приустьевыми порогами, что также объясняется вмешательством тектонических движений. Подводная часть фьордов закрыта мощным чехлом ледниковых отложений. Например, дно

Хардангер-фьорда покрыто позднечетвертичными осадками мощностью около 240 м, включающими морену, аллювиальные, склоновые и прибрежно-морские отложения.

Другая характерная черта рельефа, связанная с четвертичным оледенением, — существование на северо-западном побережье Норвегии узкой наклонной поверхности, частично надводной (с высотой над ур. м. 30—40 м), частично подводной, шириной 40—45 км. Эта абразионная платформа, обработанная льдом, с барными лбами, «курчавыми скалами» и т. п., носит название стрендфлэта.

Западно-Европейские низменные равнины

Западно-Европейские равнины разделяют территорию Фенно-скандии и плоскогорные области Центральной Европы. К первым относятся Польская, Северо-Германская и Фландрская равнины, вытянутые полосой более чем 1500 км и шириной 200—500 км. Обладая абс. отм. от — 4 м до 220 м, равнины располагаются на месте крупного платформенного прогиба между каледонидами Скандинавии с севера и герцинидами Центральной Европы с юга.

В геологическом строении участвуют палеозойские, мезозойские и кайнозойские породы. При этом первые представлены соленосными фациями пермских осадков мелководных морей, из-за чего на территории Северо-Германской низменности впоследствии сформировались диапировые соляные купола.

В западной части пластовые низменные равнины формировались на фоне развития блоковых, в том числе рифтовых структур. Погребенные рифтовые долины домезозойского и юрско-мелового возраста образуют сложную ветвящуюся сеть, имеющую на континенте продолжение в виде Рейнского, Лейнского и «грабена Осло», о котором шла речь выше.

Внешний облик холмистых или холмисто-грядовых равнин генетически связан с ледниковой аккумуляцией. Границы четвертичного оледенения не распространялись западнее р. Эмы (7° в. д.), а на юге проникали в пределы Судет. На Северо-Германской и Польской равнинах выделены следы трех оледенений: эльстерского (окского) — раннечетвертичного (QI₂); заальского (днепровского) — среднечетвертичного (QII₂); вислинского (валдайского) — позднечетвертичного (QIII₂).

В современном рельефе лучше всего выражены следы вислинского оледенения, несколько хуже — заальского. Граница последнего проходит вблизи условной линии: р. Одер (в истоках) — г. Дрезден — р. Липпе, за пределами которой ледниковые отложения уже не встречаются. Заальское оледенение — максимальное для Западно-Европейских низменных равнин. Граница вислинского оледенения располагается вблизи условной линии: п-ов Ютландия — р. Эльба — г. Познань — г. Вильнюс.

Особенно велико было значение деятельности позднечетвертичных ледников. Последний ледниковый покров (QIII₂₋₄) в макс.

мальную фазу своего развития закрывал всю территорию Скандинавии, большую часть Ютландии, Северо-Германскую и Польскую равнины. Свободной от льда оставалась лишь часть осушенной в то время североморского шельфа, где к югу от Доггер-банки существовало приледниковое озеро, а сток рек был направлен через пролив Ла-Манш к западу (рис. 3).

Основными комплексами форм ледникового аккумулятивного

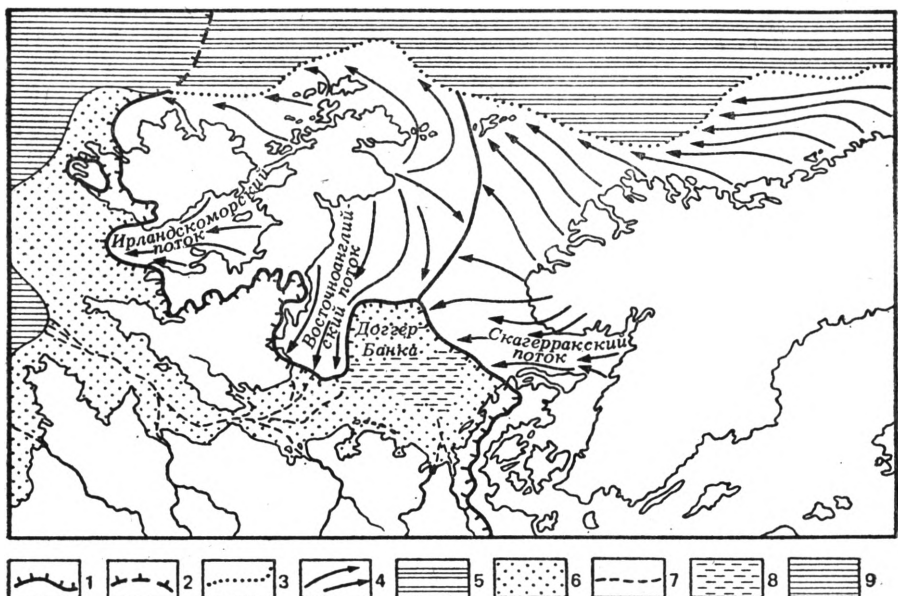


Рис. 3. Строение западной части европейского ледникового покрова в позднем плейстоцене (по М. Г. Гросвальду):

1 — граница наземной части ледникового покрова; 2 — граница его плавучей части; 3 — граница между наземной и плавучей частями; 4 — направление движения льда в пределах континентальных шельфов; 5 — плавучий ледник-шельф; 6 — осушенные участки шельфа; 7 — главные реки осушенного шельфа; 8 — приледниковое озеро на шельфе Северного моря; 9 — свободная от льда акватория Атлантического океана

рельефа являлись: грядово-ложбинные, холмисто-моренные и зандровые равнины. Широким распространением пользовались озы и камы, часть ложбин между которыми имела экзарационное происхождение. Самая глубокая экзарационная рывина обнаружена на Сувальском поозерье, сейчас в ней располагается оз. Ханьча глубиной 108 м.

Грядово-ложбинный рельеф характерен для значительной площади Польской равнины. Гряды высотой в 20—30 м протягиваются в широтном направлении на сотни километров и фиксируют места остановки ледников. Кроме гряд — конечных морен —

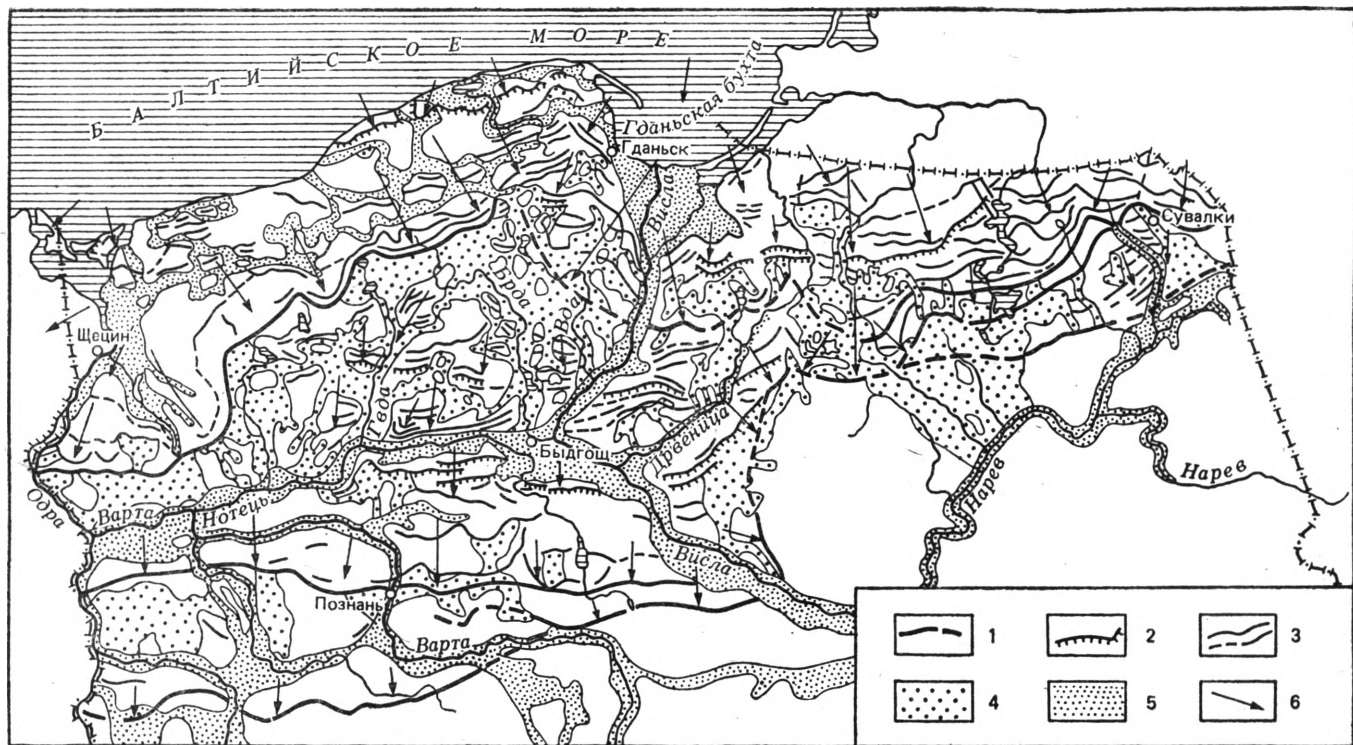


Рис. 4. Схема расположения моренных гряд и маргинальных долин стока на Польской равнине (по Л. Рошко):
 1—3 — моренные гряды разных фаз вислинского оледенения; 4 — задровые равнины; 5 — маргинальные долины стока
 талых ледниковых вод, 6 — направления движения ледников

встречаются участки грядовых междуречий, расчлененных субширотными маргинальными каналами стока талых ледниковых вод. Частично наследуют такие каналы реки Одер, Эльба, Везер и др. (рис. 4). В виде отдельных комплексов форм рельефа, кроме того, существуют останцы ледникового происхождения, равнины перигляциальной денудации. Значительная часть озерных ванн возникла при дегляциации вислинского оледенения распадом края ледника на глыбы «мертвого льда», в результате таяния которых образовались озера. За краем гряд конечных морен наблюдаются холмисто-моренные равнины.

На контакте балтийских и норвежских ледников на северо-востоке Ютландии скапливались огромные массы талых вод, которые по трещинам проникали под лед и под большим давлением, нередко против уклонов подледного рельефа, пробивали каналы стока и выносили много обломочного материала. Такие подледные туннели, судя по отложенным в них песчано-галечным осадкам, тянулись на многие километры.

Внеледниковая часть Западно-Европейских низменных равнин несет следы активной и длительной деятельности моря. Достаточно сказать, что мощность четвертичных осадков в районе г. Амстердама превышает 600 м. Плоские низменности Фландрии покрыты четвертичными морскими и речными песчаными отложениями. Ветры, перенося песок, образовали здесь высокие (около 30 м) дюны, тянущиеся вдоль побережья. Самые высокие (неэолового генезиса) холмы между тем не превышают 8—10 м. Однако было бы неверным представлять эту территорию как малоактивную в тектоническом отношении. Деформация угленосных пластов позволяет утверждать, что четвертичные опускания приводили как к складчатости, так и к разрывным нарушениям.

К югу от низменных равнин поверхности, сложенные озерно-морскими отложениями, сменяются междуречьями, прикрытыми лёссовидными суглинками мощностью 6—10 м. Поэтому эти равнины часто называют лёссовыми. Для узкой (20—70 км) полосы лёссовых равнин характерен овражно-балочный и оползневый рельеф. В разрезах на междуречьях здесь обнаруживается несколько горизонтов погребенных почв. Такие равнины образуют внешнюю кайму низменных равнин Западной Европы.

Таким образом, для рельефа Западно-Европейских низменных равнин характерна определенная зональность: с севера на юг — ледниковые равнины с наложенным эоловым рельефом и морские равнины, частично переработанные эоловыми процессами, сменяются лёссовыми равнинами.

Западно-Европейские горы и возвышенные равнины

Низменные аккумулятивные равнины и горы Альпийско-Гималайского пояса разделяет в Западной Европе полоса нагорий, крупных горных массивов, возвышенных равнин и небольших хребтов.

Пластовые возвышенные равнины занимают территорию, соответствующую в структурном плане прогибам и синеклизам эпигерцинской платформы. Они сложены в основном моноклинально или горизонтально залегающими пластами песчаников, известняков и плотных глин. Такими особенностями строения, например, обладают Парижский (40—450 м) и Швабско-Франконский (250—1000 м) бассейны.

Парижский бассейн имеет почти правильную форму округлой чаши диаметром около 400—500 км. Центром его служит территория в районе Парижа, где р. Марна впадает в Сену. «Все мощнее врезается Марна своими меандрами в покрытое пятнами лесов и озер плато Бри, которое постепенно поднимается вплоть до поросшей виноградниками куэсты Эперне, господствующей над бесконечным горизонтом Шампаньской равнины. Меловая равнина Шампани в свою очередь незаметно поднимается. И вот, за мягкой волнистостью влажной Шампани открываются четкие известняковые возвышенности Барруа; лесистые плато достигают здесь высоты 400 м, и врезавшиеся в них на глубину 200 м реки Мёз и Мозель протекают на высоте, которой не достигают самые высокие холмы вокруг Парижа. Юрские известняки, образующие куэстовую гряду Лотарингии, сменяются триасовыми глинами, в толщах которых близ Нанси добывают соль. Рельеф становится еще более мощным, и песчаники нижнего триаса обрамляют долины с влажным дном; наконец, близ Эпиналя взору представляется, закрывая горизонт, величественный массив Вогезов, кристаллический цоколь которого достигает высоты 1300—1400 м» (Мар, тонн, 1950).

Эта прекрасная характеристика поперечного профиля восточной половины Парижского бассейна подчеркивает все основные особенности его рельефа (рис. 5). Э. Мартонн полагает, что пла-

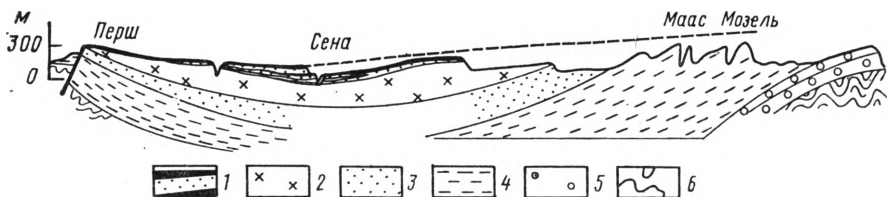


Рис. 5. Строение поперечного профиля Парижского бассейна:

1 — пески, глины, песчаники палеогенового возраста; 2 — пески, глины, мел, мергели мелового возраста; 3 — глины и известняки поздней юры; 4 — известняки, мергели, доломиты средней и нижней юры; 5 — песчаники, мергели, известняки, конгломераты триаса; 6 — породы кристаллического фундамента

стовая равнина Парижского бассейна сформировалась в палеогене и неогене. Реки, спускавшиеся в эоцене в озерную котловину с Центрального Французского массива и Вогез, накапливали в ней песчаный аллювий. Опускание западной и северо-западной частей этой территории в конце олигоцена — начале миоцена привело к аккумуляции песков, заполнивших древние долины. Последовав-

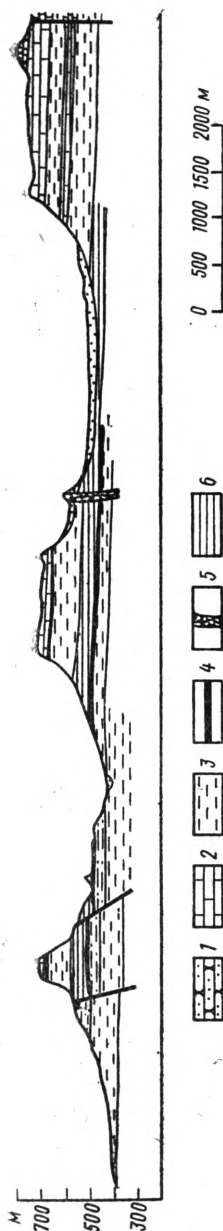


Рис. 6. Строение северной окраины плато Швабской Юры:
1 — песчаники, 2 — известняки, 3 — глины, 4 — мергели, 5 — базальты, 6 — сланцы

шее в плиocene тектоническое поднятие Парижского бассейна было связано с интенсивными воздыманиями Вогеz и Арденн на востоке и Центрального Французского массива на юге. Возникшее вследствие этого эрозионное расчленение древней котловины привело в конечном итоге к образованию куэст, бронированных плотными известняками. Известняковые куэсты образуют почти правильное кольцо вокруг центра бассейна в районе Парижа. Расчленяющие их реки сформировали многочисленные врезанные меандры и серию террас в долинах рек Сены, Марны, Уазы высотой 100—130 м, 55—85, 30—35, 10—15 м, 7 м.

Швабско - Франконский бассейн, так же как и Парижский, обладает ступенчатым моноклиальным рельефом. Куэсты опоясывают линейными возвышенностями центральную часть равнины с долиной Майна в районе Вюрцбурга, где пласты известняков прикрыты чехлом лёссов. К югу ландшафты песчаниковых плато Франконской возвышенности сменяются платособразными возвышенностями, сложенными мергелями, а затем плоскогорьем Швабской Юры (абс. выс. до 1000 м), где преобладают известняки. Пологое залегание пластов в районе долины Майна постепенно становится круче и достигает 45° в районах Швабской Юры.

На глинисто-мергелистых осадках позднего мезозоя и кайнозоя распространен мягкий, местами прерываемый цепочками известняковых куэст, увалистый рельеф, который с приближением к внешней окраине равнины совершенно изменяется. Юрские известняки слагают скалистые «стены» обрывов куэст, прерываемые сквозными долинами левых притоков Дуная. Перед основной

куэстой Швабской Юры тянется неширокая полоса денудационных останцов, бронированных известняками (рис. 6).

Встречающиеся небольшие участки денудационных платовых равнин известны и в других областях Западной Европы.

Альпийско-Гималайский горный пояс с севера и запада обрамляет прерывистая цепочка массивов, нагорий и плоскогорий с фундаментом, образованным герцинскими структурами. К таким массивам относятся (с запада на восток): Центральный Французский, Армориканский, Арденны и Рейнские Сланцевые горы, Вогезы и Шварцвальд, Чешский массив. Сравнительно небольшую площадь среди них занимают Гароннская и Верхнерейнская низменные равнины, располагающиеся на месте древних прогибов и грабен.

Средняя высота нагорий и плоскогорий составляет 800—1000 м, хотя колебания ее в разных геоморфологических провинциях достигают 1000 м и более. Например, в Центральном Французском массиве средние отметки колеблются от 600 до 700 м, тогда как максимальная отметка (гора Пюи-де-Санси) достигает 1886 м. То же самое можно наблюдать в горах Шварцвальда, где дно долины Рейна располагается на высоте в 167 м, а вершины гор поднимаются до 1493 м.

Очертания основных орографических элементов в этих провинциях обусловлены мозаичностью древних структур, раздробленных неоген-четвертичными тектоническими движениями на отдельные глыбы и блоки.

Центральный Французский массив (1886 м) служит главным водораздельным пространством крупнейших рек Франции — Гаронны, Луары, Сены и Роны. Массив сложен в основном кристаллическими сланцами, песчаниками, гнейсами и гранитами палеозойского возраста, на которые местами налегают мезозойские известняки. Его пересекают тектонические нарушения как древнего, так и молодого заложения. В молодых грабенах встречаются толщи палеогеновых песчаников, неогеновых и четвертичных лав, указывающих на усиление тектонической деятельности в последние этапы развития.

Характерная черта рельефа Центрального Французского массива — ступенчатость его поверхности. Эти ступени большинство исследователей считают остатками древних поверхностей выравнивания, среди которых различают откопанный позднемезозойский пенеплен, сохранившийся на северо-западе, западе и юге массива, и третичный пенеплен (рис. 7). На выровненную поверхность последнего как бы «насажены» вулканические конусы и лавовые поля. Таковы небольшие горные массивы Кантал и Мон-Дор, а также горная цепь Пюи к востоку от них. В рельефе различия между третичным и более древним пенепленом отсутствуют. Перед наблюдателем повсюду открывается волнистая или увалистая равнина, прорезанная крутосклонными речными долинами.

Особый вид имеют центральные области массива, где распространен вулканический рельеф. Центры вулканических изверже-

ний приурочены к зонам разломов северного и северо-западного направлений. Всползшие поверхности лавовых покровов и вулканические конусы — основные формы рельефа вдоль этих нарушений. Мощность потоков лав местами достигает 400—500 м. Ин-

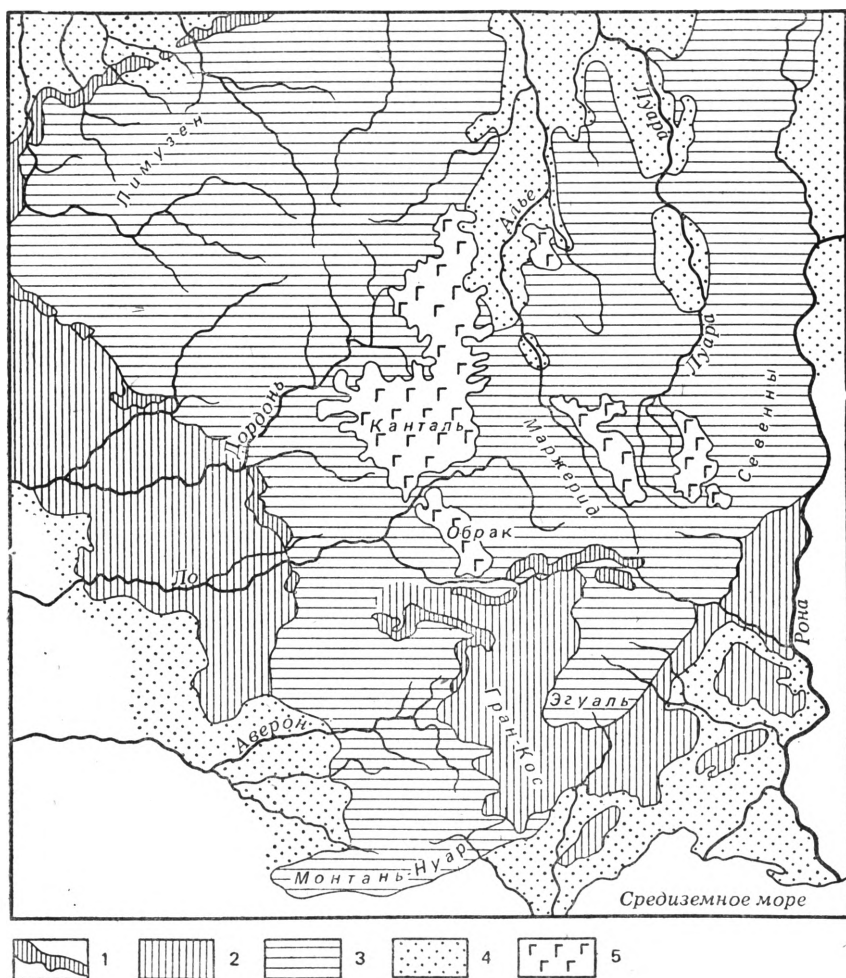


Рис. 7. Схема строения поверхности Центрального Французского массива (по Э. Мартону):

1 — районы, где сохранились остатки позднепалеозойского пенеплена; 2 — область распространения мезозойских осадочных пород; 3 — область развития третичных денудационных поверхностей; 4 — равнины и бассейны (грабены) с третичными осадками; 5 — неогеновые и четвертичные лавовые покровы

тенсивная вулканическая деятельность в неогене и четвертичном периоде послужила причиной формирования в аллювиальных

осадках горизонтов пепла. Иногда лава при извержениях стекала в речные долины, перекрывая песчано-галечный аллювий. Местами в разрезах обнаруживается обожженный лавой лес (например, в Пюи-де-Лассола), возраст которого определен в 7650 ± 350 лет. Вблизи восточной границы массива Мон-Дор установлена группа еще более молодых потухших вулканов, извержения которых происходили 6760, 6660, 5750 и 3450 лет назад.

В четвертичную эпоху Канталь, Пюи и горы Маржерид испытали оледенение. Несмотря на небольшую высоту этих массивов, ее оказалось достаточной для создания «ветровой тени», из-за чего осадки концентрировались в основном на западных склонах названных гор, где ледники и получали наибольшее развитие. В максимальную фазу оледенения уровень границы хionoсферы достигал 1200 м на западе, и поднимался до 1700 м на восточных склонах Центрального Французского массива. Здесь встречается весь «набор» экзарационных форм: кары, трог, ригели, бараньи лбы. Длина четвертичных ледников в максимальную фазу развития на западных склонах достигала почти 40 км. Ледники, сползавшие к северу и востоку, имели значительно меньшую длину — 10—20 км и менее. Существование доледниковых поверхностей выравнивания и структурных плато привело к распыстыванию многих ледников и преобразованию их в своеобразные ледяные покровы. Об этом свидетельствует донная морена, залегающая на поверхности многих лавовых плато. Возраст этого оледенения точно не установлен. Однако известно, что под покровами андезитов встречается морена, относимая к дунайскому времени (N_2^3).

В истории рельефа Центрального Французского массива выделяют следующие этапы: мел-палеоген — денудационное выравнивание; олигоцен — миоцен — слабое поднятие; подновление грабен; излияния базальтовых лав; ранний — средний плиоцен — интенсивное тектоническое поднятие; заложение речной сети современных очертаний; интенсивная вулканическая деятельность; поздний плиоцен — ранний плейстоцен — заполнение речных долин обломочным материалом; продолжение вулканических процессов; первая эпоха оледенения; средний плейстоцен — голоцен — интенсивное врезание речных долин; оледенение в холодные эпохи; завершение вулканической деятельности.

Близкими к Центральному Французскому массиву особенно частями морфоструктуры (за исключением вулканоструктур) обладает Армориканский массив (417 м), располагающийся на крайнем северо-западе Франции и представляющий систему низкоречных краев и отдельных гряд. Главные черты его рельефа созданы процессами денудации, отпрепарировавшими выступы плотных песчаников и гранитов.

Арденны и Рейнские Сланцевые горы (880 м) представляют собой невысокие горные массивы, сложенные песчаниками, кварцитами, песчано-глинистыми сланцами и известняками палеозойского возраста. Массивы вытянуты полосой с северо-востока на юго-запад почти на 300 км. Характерная черта их

рельефа — деформированные обширные поверхности денудационного выравнивания палеогенового возраста. Изгиб в продольном профиле этих поверхностей обусловлен неоген-четвертичными тектоническими движениями.

В северо-восточной части гор, вдоль долины р. Рейна, располагаются вершины Зибенгебирге, сложенные лавами, маары, котловины которых часто заняты озерами. Наиболее известны среди последних маары на массиве Эйфель. Тектонически обусловленная прямолинейность долины Рейна, окаймляющий ее с обоих бортов вулканический рельеф указывают на рифтогенный характер этой области.

Вогезы (1426 м) и Шварцвальд (1493 м) представляют собой два массива-близнеца, разделенных глубоким провалом Рейнского грабена. Вместе они образуют крупный свод, как бы «разрубленный» посредине гигантской трещиной. Вершины обоих массивов имеют округлый или платообразный облик, своеобразие которому придают кары и каровые озера — следы ледниковых эпох. Здесь наблюдаются две выровненные поверхности, одну из которых считают третичным пенепленом, а другую — откопанной послегерцинской поверхностью выравнивания.

Рейнский грабен, северным продолжением которого служит система небольших грабенов (в том числе Лейнский), — среднее звено в системе рифтогенных структур, начинающихся на шельфе Северного моря и оканчивающихся в Средиземном море. Южным продолжением рифтогенных структур Рейнского грабена является грабен р. Соны, соединяющийся с первыми так называемыми Бургундскими воротами. Южнее, в бассейне р. Роны, также установлены погребенные долины миоценового, плиоценового и раннечетвертичного возраста.

Таким образом, тектоническая активность вдоль трансевропейской рифтовой зоны проявлялась в разное время — от перми до четвертичного периода (с севера на юг). В долинах рек с ней были связаны эпохи врезания и аккумуляции. Например, в долине Роны зафиксированы следующие этапы развития: аккумуляция в миоцене; максимальное врезание в начале плиоцена; аккумуляция и максимальное заполнение речных долин обломочным материалом во второй половине плиоцена; врезание долины в начале раннечетвертичного времени; аккумуляция осадков в среднечетвертичное время; врезание долины в позднечетвертичное время (вюрм); аккумуляция осадков в послевюрмскую эпоху.

Глыбовой морфоструктурой обладают и остальные горы и нагорья этой геоморфологической страны (Чешский массив и обрамляющие его Судеты, Шумава, Рудные горы и др.). В рельефе Чешского массива (1603 м) наблюдаются низкие горы, возвышенности, холмогорья, котловины. В их геологическом строении участвуют палеозойские и докембрийские граниты и гнейсы, слюдистые сланцы, песчаники и мергели. В северо-западной части массива узкой полосой вытянуты вулканические туфы, базальты и другие лавы.

Дифференциация рельефа по высоте обусловлена новейшими тектоническими движениями. Окраины Чешского массива, расположенные на высоте 1000—1600 м, представляют собой систему асимметричных наклоненных горстов (Рудные горы, Чешский лес, Шумава, Судеты). Центральная часть Чешского массива располагается как бы в их обрамлении и находится на отметках 250—800 м. На вершинных поверхностях междуречий здесь сохранились фрагменты палеогеновой поверхности выравнивания. К юго-западу от г. Праги (возвышенность Брди, 862 м) наблюдается литоморфный рельеф в виде коротких гряд, сложенных кварцитами. Речные долины отличаются глубиной и небольшой шириной.

На девонских карбонатных породах Чешского массива распространены участки карстовых плато. Наиболее известно Моравское известняковое плато. Дислоцированные известняки здесь вытянуты полосами 3—6 км в ширину и 25 км в длину. Распространением пользуется как «голый», так и «покрытый» карст с разнообразными формами в виде пещер, воронок с понорами, глубоких провалов, карровых полей, изолированных утесов и др. Глубина некоторых провалов достигает 140 м.

Вдоль северо-западной границы Чешского массива тянется полоса вулканических образований, ограниченная хорошо выраженными в рельефе тектоническими нарушениями. Ширина ее около 25 км при длине почти 190 км. Здесь характерные формы рельефа — вулканические конусы и кальдеры, лавовые потоки и покровы, дайки и некки, отпрепарированные процессами денудации.

Вулканоструктуры не совпадают с какими-либо явными структурными линиями герцинид и пересекают последние почти так же, как рифтогенная структура Рейнского грабена пересекает глыбу Вогезы — Шварцвальд, Рейнские Сланцевые горы и другие древние массивы.

Таким образом, общими чертами рельефа, характерными для страны Западно-Европейских гор и возвышенных равнин, являются: существование двух основных типов морфоструктур — платовых равнин и глыбовых гор, обусловивших повсеместное развитие структурно-денудационного рельефа; существование фрагментов поверхностей древнего денудационного выравнивания, переработанных четвертичными экзогенными процессами; наличие неоген-четвертичных вулканических образований вблизи рифтовых зон; незначительное влияние на рельеф четвертичного оледенения.

Плоскогорье Месета

Плоскогорье занимает значительную часть Пиренейского полуострова. Лишь Андалусские горы (3482 м) на юге и мощные цепи Пиренеев (3404 м) на северо-востоке относятся к образованиям Альпийско-Гималайского пояса. Западную половину Месеты занимают Старокастильское и Новокастильское плато, разделенные грядami Центральной Кордильеры (2592 м). Восточная часть полуострова занята Иберийскими (2316 м) и Каталонскими

(1741 м) горами, круто обрывающимися к Арагонской равнине (250 м); вдоль западной окраины Месеты тянется Португальская равнина (150—300 м); на севере поднимаются цепи Кантабрийских гор (2615 м).

В геологическом строении Месеты принимают участие гнейсы и кристаллические сланцы палеозоя, граниты и гранодиориты докембрия и палеозоя. Кристаллический фундамент, обнажаясь в западной стороне плоскогорья, к востоку опускается под мезозойские осадки, мощность которых здесь достигает 3 км. Последние представлены песчаниками, известняками, конгломератами. Среди неогенового комплекса пород преобладают озерно-речные мергели, песчаники, конгломераты, глины и известняки. Они vyplняют наиболее крупные котловины и местами смяты в пологие складки. Для Месеты и окружающих ее гор весьма характерно широкое развитие разрывных нарушений. Наиболее крупные — глубинные разломы, следующие вдоль осей долин рек Гвадалquivир и Эбро. Кроме того, в рельефе прослеживается большое число мелких тектонических нарушений. Практически все неоструктурные элементы ограничены разломами, из-за чего основными типами морфоструктур плоскогорья Месеты являются глыбовые хребты, блоково-глыбовые массивы и пластовые равнины (рис. 8).

Рельеф Старокастильского плато наиболее типичен для выровненных участков Месеты. Эта пластовая равнина (700—900 м) сложена песчаниками, конгломератами, известняками, гипсоносными мергелями и глинами олигоценового и неогенового времени. Мергели и известняки часто бронируют вершины останцовых холмов и гряд. Континентальный климат плато (осадков 200—250 мм/год) обуславливает интенсивное физическое выветривание горных пород. Поскольку выпадение осадков весьма часто носит ливневый характер, на склонах хребтов появляется большое число временных водотоков и они быстро удаляют слой выветрелого материала. Для рельефа Старокастильского плато обычен бедленд. Энергичный размыв рыхлых отложений неогена часто приводит к миграциям русел рек. Реки Дуэро, Гвадалquivир, Тахо, Гвадиана в своем нижнем течении образуют глубокие и узкие ущелья.

Рельеф Центральной Кордильеры (гора Пласа-де-Альмансор, 2592 м) отличается формами, напоминающими иногда альпийский рельеф. Эти горы сложены докембрийскими и палеозойскими кристаллическими породами. По своей морфоструктуре Центральная Кордильера — система горстов выраженных субпараллельными хребтами. В осевой зоне (2000—2500 м) хребты часто ограничены сбросами. В вершинном поясе отмечаются ледниковые кары — следы бывшего оледенения. Здесь же можно видеть тектонические долины — грабены (900—1200 м), поверхность которых осложнена денудационными останцами. По периферии Центральной Кордильеры наблюдаются предгорные денудационные поверхности (700—1000 м) с островными горами.

Новокастильское плато обладает более расчлененным

рельефом, чем Старокастильское, причиной чего является его большая тектоническая раздробленность. Из-под покрова песчаников и известняков здесь выступают возвышенности и небольшие горы, сложенные сланцами, филлитами, кварцитами. Подножие гор Сьерра-де-Гваделупе (1563 м) окаймлено холмисто-увалистым рельефом, сложенным мощной (10—20 м) толщей плиоценовых

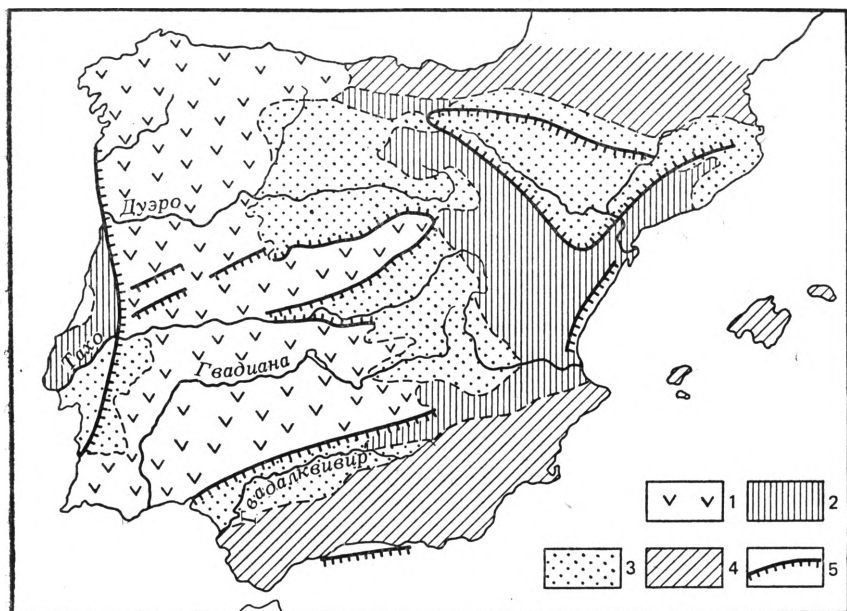


Рис. 8. Морфоструктурная схема Пиренейского полуострова (по Б. Ф. Добрынину, с упрощением):

1 — возрожденные горы и нагорья; 2 — складчато-глыбовые горы; 3 — неоген-четвертичные возвышенные плато, равнины и холмогорья; 4 — складчато-глыбовые горы Альпийско-Гималайского пояса; 5 — тектонические нарушения

пролювиально-склоновых отложений, сформировавшихся в условиях смены жарких и сухих эпох влажными и теплыми эпохами. У подножий Толедских гор прослеживаются выровненные каменистые поверхности педиментов с углами наклона от 4—5 до 10°, срезающие самые разнообразные по устойчивости породы. Судя по тому, что в некоторых случаях педименты срезают понтические известняки, возраст их можно отнести к позднеплиоценово-четвертичному времени. Наличие в рыхлых отложениях, кроющих поверхности, педиментов каолинита и иллита свидетельствует о формировании их в условиях теплого, умеренно и переменного влажного климата. Долины рек обычно хорошо террасированы.

Вблизи Андалусских гор встречаются известняковые плато (900—1400 м) с широким распространением карстовых форм, среди которых наблюдаются карры, поля, долины.

У южного подножия Иберийских гор наблюдаются следы плиоцен-четвертичного вулканизма, выраженные в рельефе в виде небольших вулканических конусов и лавовых потоков.

Для рельефа Иберийских (2316 м) и Каталонских гор (1741 м) характерен структурно-денудационный рельеф, сформированный при переработке древней поверхности выравнивания. Островершинные гребни, как правило, соответствуют выступам кварцитов, а понижения между ними — участкам выходов сланцев и песчаников.

Между северо-восточной окраиной Иберийских гор и южным склоном Пиренеев расположена Арагонская равнина, сложенная с поверхности легко разрушающимися гипсоносными породами и известняками. Широким распространением здесь пользуются аккумулятивные гряды, опирающиеся на четвертичные террасы. У восточного окончания равнины расположен небольшой вулканический район, в котором сохранилось несколько низких (около 300 м) плиоцен-четвертичных вулканов. Базальтовые потоки заполнили близлежащие долины на протяжении 10—12 км.

По особенностям морфоструктуры рельеф Месеты близок к рельефу возвышенных равнин и гор Западной Европы. Однако расположение плоскогорья в обрамлении альпийских складчато-глыбовых сооружений, континентальный климат и обусловленные им периодически действующие на склонах процессы придают рельефу этой территории черты уникальности.

Равнины и нагорья Британских островов

Британские острова в недалеком прошлом были соединены на юге с материком и еще в неогене составляли с ним единое целое. Однако в конце четвертичного времени на месте аккумулятивных равнин, дренируемых широкими и извилистыми речными долинами, сначала возникли глубоко вдающиеся в сушу морские заливы, впоследствии — мелководные моря и проливы, отделившие эту страну от континента.

Северо-Шотландское нагорье (1343 м) располагается в северной части Британских островов. Средние отметки колеблются здесь от 600 до 900 м. Нагорье сложено силурийскими метаморфическими сланцами, осадочными породами девона и карбона, в том числе красными песчаниками, известняками. В рельефе западной и южной его частей преобладают волнистые плато с широким развитием перигляциальных форм, расчлененные широкими долинами; тогда как на севере нагорья местами наблюдается альпийский рельеф с многочисленными ледниковыми карами.

На приморской равнине северо-западной Шотландии преобладает холмисто-котловинный рельеф, где низкие, сложенные гнейсами холмы чередуются с озерными котловинами. Рельеф образован препарировкой экзогенными процессами зон тектонических нарушений и повышенной трещиноватости. Речные долины, совпадающие с направлением основных геологических структур, более

разработаны, обладают широким дном, сравнительно пологими склонами. Наоборот, поперечные долины имеют вид скалистых ущелий. Сводное поднятие привело к растрескиванию основания нагорья. В рельефе проявились две системы трещин — северо-западная и северо-восточная, обособившие крупные глыбы.

В четвертичном периоде нагорье являлось одним из центров горного оледенения на Британских островах. Почти на всем побережье на севере островов ледники сползали в море. До сих пор сохранились скалистые склоны, покрытые ледниковой штриховкой, глубокие троговые долины.

Южно-Шотландское нагорье (842 м) отделено от Северо-Шотландского холмистой равниной с низкими кряжами, располагающейся на месте палеозойского грабена.

Нагорье сложено метаморфизованными сланцами, прорванными гранитными интрузиями. Длительное выравнивание привело к формированию здесь волнистых аструктурных плато, расчлененных широкими тектоническими долинами. Вблизи наиболее высоких горных массивов наблюдаются кары и гряды морен — следы четвертичного оледенения.

Пеннинский хребет (893 м) вытянут в меридиональном направлении на 240 км. Он сложен песчаниками, известняками, песками и глинами каменноугольного возраста, образующими крупную антиклиналь, отпрепарированную эрозией и денудацией. Хребет расчленен речными долинами, использующими густую сеть тектонических нарушений, пересекающих его в северо-восточном и северо-западном направлениях. Вершинные поверхности междуречий здесь часто отличаются выровненностью и имеют вид плато, из-за чего их часто считают остатками раннекайнозойского пенеплена. В местах выходов известняков наблюдаются карстовые формы: сухие долины, пещеры, воронки. На восточном склоне Пеннинского хребта широко распространены ступенчатые наклонные поверхности, постепенно снижающиеся к морю.

Кембрийские горы (1085 м) представляют систему округло- и плосковершинных гор, несущих ясные следы деятельности четвертичных ледников. Глубокие и широкие долины, рассекающие массив, образованы на месте наиболее значительных тектонических нарушений, деформировавших древнюю поверхность выравнивания. Местами здесь же наблюдаются и островершинные гряды, расчлененные карами, троговыми долинами. Горы в позднечетвертичное время полностью покрывались льдом, и ледники выходили далеко за шельф нынешних морей.

Плато Корнуэлл (621 м) располагается на одноименном полуострове на крайнем юго-западе этого региона. Оно сложено в основном гранитами, песчаниками, известняками и сланцами палеозойского возраста. Значительная часть территории представляет сглаженные невысокие массивы, расчлененные эрозией. Здесь, так же как и в других областях, широко распространены фрагменты древних поверхностей выравнивания.

На равнине Фенс (40—290 м) наблюдаются два типа

рельефа: ступенчатый, куэстовый, образованный грядами известняков и мела, и рельеф плоских и слабо всхолмленных аккумулятивных равнин, сложенных озерно-аллювиальными, морскими и ледниковыми отложениями. Так же как и в Парижском бассейне, куэстовые гряды опоясывают с севера, запада и юга огромную территорию, называемую иногда Лондонским бассейном. Его центр располагается вблизи Лондона, подчеркивается центральным рисунком речной сети и увеличением здесь мощности рыхлых отложений. Последнее связано с прогрессирующим медленным опусканием центральной и восточной областей Лондонского бассейна.

Моренные равнины юго-восточной Англии пересечены долинами, часть которых прорезала весь чехол ледниковых осадков, углубившись в коренные породы. В разрезах морены встречаются крупные ледниковые отторженцы длиной до 500 м. Кроме того, обнаруживаются следы деятельности подледниковых рек в виде погребенных туннельных долин и каналов. Туннельные каналы стока ледниковых вод часто имеют почти вертикальные стенки и глубокие днища (до 125 м), иногда располагающиеся на 50—75 м ниже ур. м. Длина их достигает 15—20 км.

Рельеф о. Ирландия имеет много общего с горами и равнинами Великобритании, что выражается прежде всего в существовании обширных сглаженных низкогорий и холмогорий с отпрепарированными денудацией интрузивными массивами и останцами. В северо-восточной части Ирландии прослеживается вулканическое плато Антрим с известной «дорогой гигантов» — абразивной платформой, срезающей покров базальтовых лав. Вдоль северной периферии Центральной равнины тянутся холмогорья — фрагменты древнего пенеплена с островными массивами — горстами. Для самой равнины характерны обширные плоские пространства, на фоне которых в местах выходов известняков отмечаются карстовые воронки, провалы, пещеры. Ледниковые отложения, перекрывшие горизонтально залегающие известняки, обусловили на Центральной равнине формирование заболоченных участков и мощных торфяников.

Наиболее общими для рельефа Британских островов являются: блоково-глыбовый и складчато-блоковый типы морфоструктур; сглаженность форм междуречий при значительной их раздробленности тектоническими нарушениями; сохранность форм древнего рельефа в виде фрагментов поверхностей выравнивания; четко выраженные следы обработки рельефа четвертичными ледниками, сформировавшими не только экзарационные курчавые скалы, бараньи лбы и другие формы, но и аккумулятивные в виде моренных и флювиогляциальных равнин.

Таким образом, для равнинно-плоскогорного пояса Западной и Северной Европы наиболее характерны такие черты:

- 1) преобладание блоковых и глыбовых морфоструктур, возникших при поднятиях сводового типа в результате крупных расколов земной коры;

2) интенсивное развитие трещинной тектоники, обусловившей формирование горстов-хребтов и долин-грабен, часть из которых связана с процессами рифтогенеза;

3) широкое распространение низко- и среднегорных массивов с фрагментами как структурных, так и аструктурных поверхностей древнего выравнивания;

4) существование пластовых равнин, располагающихся между плоскогорьями на месте герцинских массивов;

5) Распространение вулканических конусов, мааров, лавовых плато и потоков палеогенового, неогенового и четвертичного возраста.

Значительная часть территории сформировалась при умеренных тектонических движениях неоген-четвертичного времени, что позволило сохраниться фрагментам позднемезозойского и раннекайнозойского рельефа. В северной половине этой геоморфологической зоны многие черты облика современного рельефа обязаны своим происхождением воздействию четвертичных ледников, тогда как в южной половине существенную роль играли процессы субэразальной денудации.

ГОРЫ И РАВНИНЫ АЛЬПИЙСКО-ГИМАЛАЙСКОГО ПОЯСА (ЕВРОПЕЙСКАЯ ПОДЗОНА)

Эта геоморфологическая зона начинается на юго-западе Европы и протягивается широким поясом, в который входят Пиренеи и Андалусские горы (II.1), Альпы (II.2), Карпаты (II.3), Апеннины (II.5), Балканы (II.6), крупные внутренние (Дунайские) равнины (II.4), образовавшиеся на месте прогибов или древних срединных массивов (см. рис. 2).

Отличительная черта европейских стран Альпийско-Гималайского пояса — чередование провинций и областей, обладающих складчато-надвиговой, складчато-блоковой и глыбовой морфоструктурой.

Пиренеи и Андалусские горы (Бетские Кордильеры)

Пиренеи ограждают с северо-востока плоскогорье Месета барьером длиной почти 600 км. Это сравнительно небольшая горная цепь, по размерам равная Южному Уралу. Ширина хребта по основанию приближается к 120 км. Наивысшая точка Пиренеев — пик Ането (3404 м). Начинаясь у восточного окончания Кантарийских гор, где они выражены единой грядой, Пиренеи к востоку дробятся на параллельные друг другу хребты. Если в западной части наблюдаются хорошо выраженные известняковые куэсты, обращенные своими крутыми склонами на север, а пологими — на юг, то в центральной части появляются массивные хребты, разделенные глубокими тектоническими долинами.

Геологические особенности во многом определяют продольно-зональное геоморфологическое строение центральной части Пире-

неев и асимметрию ее поперечника. С севера на юг наблюдаются пять таких зон (по Б. Ф. Добрынину):

1) полоса резкорасчлененных горных хребтов, сложенных осадочными мезозойскими породами; выделяются низкие хребты «Малых Пиренеев» (500—700 м);

2) осевая, высокогорная зона (2900—3400 м), с широким развитием кристаллических и метаморфических пород. Обособленные горные массивы, сложенные гранитными породами или кварцитами, разделены внутригорными впадинами (1600—2000 м) грабен-синклинального типа. В рельефе отчетливо выражены кары, карлинги, создающие характерный альпийский облик, но вместе с тем, часто встречаются массивные сглаженные междуречья;

3) к югу от осевой зоны тянется узкая полоса приподнятых (2900—3300 м) и резко расчлененных моноклинальных гряд, сложенных верхнемеловыми известняками и эоценовыми конгломератами и флишоидными породами;

4) еще южнее располагается так называемая «Арагонская зона» широкосклонных долин и низких междуречий (1600—1700 м). Хребты и долины этой территории сложены песчаниками, алевролитами, аргиллитами и мергелями эоценового флиша;

5) внешней южной зоной Пиренеев являются сьерры — известняковые хребты (1500—2000 м), обладающие скалистым рельефом и узкими поперечными долинами.

Сравнительно невысокая расчлененность осевой зоны Пиренеев эрозией объяснима высокой интенсивностью неоген-четвертичных тектонических движений, быстро приподнявших участки древнего более или менее выровненного рельефа. Волнистые плато последнего образуют несколько ярусов. На пьедестал волнистых плато опираются гряды острых вершин или одиночные карлинги. В края плато бывают врезаны обрывы огромных каров (кар Гаварни имеет диаметр около 15 км), занятых небольшими ледничками. Кары открываются в длинные троговые долины, пересекающие сначала полосу островершинных хребтов, а ниже по течению — широкие хребты с округлыми вершинами. При этом троговая форма поперечных долин сохраняется почти на всех участках. Речная сеть Пиренеев достаточно четко приспособилась к продольным и поперечным зонам тектонических трещин. При этом в осевой зоне преобладают продольные долины, а во внешних зонах — поперечные долины.

Альпийские черты наблюдаются главным образом на северных склонах Пиренеев, характеризующихся большей влажностью. Здесь располагаются небольшие каровые и висячие леднички общей площадью около 40 км². Однако величина каров позволяет говорить об огромных размерах четвертичного оледенения. По долинам многих рек эти ледники спускались почти до предгорий. Близость к базису эрозии и значительные осадки (свыше 2000 мм/год) обусловили существенный врез речных долин. На южном склоне, обращенном к засушливой Месете, расчлененность рельефа и глубина вреза долин заметно меньше. Мощная

эрозия на северных склонах привела к смещению линии главного водораздела Пиренеев к югу.

В пределах этой горной системы в настоящее время почти не встречаются проявления вулканизма. Единственный вулканический район, расположенный на юго-восточном склоне Пиренеев на границе с Месетой, — тектоническая депрессия Олот, где дислоцированные мергели, песчаники и конгломераты эоцена перекрыты базальтами. Вулканические конусы расположены вдоль разломов северо-восточного и юго-восточного направлений. Преобладает кальдерный тип вулканов с высотой конусов 500—700 м и диаметром кальдер около 350 м. Вулканическая деятельность протекала в этом районе главным образом в середине плейстоцена. Но и в настоящее время это наиболее сейсмичный район Пиренеев.

Андалусские горы располагаются на крайнем юге Пиренейского полуострова, достигая абс. отм. 1600—3000 м. Длина горной цепи около 600 км, ширина 120—150 км. Осевая зона гор, так же как и в Пиренеях, сложена кристаллическими породами и обрамлена полосами расчлененных известняковых плато. Характерная черта рельефа — тектоническая обособленность многих горных массивов, среди которых наиболее крупный — Сьерра-Невада (3482 м). Блоковая морфоструктура Андалусских гор подчеркивается широким распространением крутых и высоких обрывов, скалистых плато. Горные гряды обычно разделены широкими межгорными котловинами-грабенами.

В целом рельеф Андалусских гор отличается значительная контрастность, что отражено в абсолютных отметках днищ депрессий и вершин горных массивов.

Альпы

Альпы — одна из крупнейших горных стран в европейской подзоне Альпийско-Гималайского горного пояса; длина ее составляет почти 1200 км. Это система высоких (свыше 4000 м) и средних гор с глубоко и резко расчлененным рельефом, возникшим на месте складчатых образований геосинклинальной области позднего мезозоя — раннего кайнозоя. Наиболее высокие вершины сконцентрированы в системе хребтов Пеннинских Альп, где расположены: пик Маттерхорн (4481 м), горы Монте-Роза (4638 м), Вайсхорн (4512 м). Но наивысшая точка Альп — гора Монблан (4810 м).

Альпы, так же как и Пиренеи, не представляют собой единого массивного хребта. В западной части наблюдаются кулисы хребтов Котских, Грайских и Пеннинских Альп, оси которых вытянуты в северо-восточном направлении. Такие же кулисы образуют Бернские, Гарнские, Лехтальские Альпы. И лишь в Восточных Альпах хребты приобретают субширотное направление. С северной стороны центральные хребты окружены предгорьями (Предальпы, Дофине, Юра, Баварские Альпы), на юге — Ломбардскими и Венецианскими Предальпами.

Хорошая геологическая изученность Альп позволяет подроб-

нее рассмотреть их строение. Мощность земной коры континентального типа достигает почти 65 км в Швейцарских Альпах, уменьшаясь к предгорьям до 35—30 км. Следовательно, корни гор выражены здесь весьма отчетливо. Осевая зона Альп, так же как и у Пиренеев, сложена породами кристаллического фундамента: гранитами, гнейсами, метаморфическими сланцами, а краевые части — флишевыми толщами позднего мезозоя и эоцена. С севера Альпы обрамляют низкогорные плато, расположенные на месте предальпийского краевого прогиба. На юге располагается Венециано-Паданский прогиб, выполненный молассами. Восточный край Альп обладает наиболее сложной структурой. Системой кулисообразных грабенов, направленных по диагонали к основным альпийским структурам, Альпы отделены от Западных Карпат.

По классическим представлениям о тектонической природе Альп, последние являются крупным антиклинорием, обладающим складчато-покровной структурой, возникшей при чрезвычайно сильном горизонтальном сжатии, из-за чего в условиях широкого распространения мягких флишевых пород произошли срывы верхних частей некоторых складок и перемещение их на десятки километров. Во второй половине XIX в. впервые было выявлено в Альпах существование шарьяжей. Одним из первых их исследователей был швейцарский геолог Линт, обнаруживший надвиг в горах Гларус южнее Цюрихского озера (Восточная Швейцария), где пермские красноцветы перекрывают нуммулитовые эоценовые породы. Теория гигантских шарьяжей в настоящее время оспаривается. Французский исследователь П. Вейре пишет, что происходили вертикальные поднятия, а не горизонтальный дрейф, задержанный сильным трением. Кристаллические сланцы в Западных Альпах были метаморфизованы еще в герцинское время, и этот давно затвердевший материал физически не может быть представлен в качестве мягких покровов. Формирование Альп началось в фазу дифференцированных вертикальных поднятий кристаллических массивов на границе с Венециано-Паданской равниной и, следовательно, с самого начала отличалось асимметрией морфоструктуры. Поднятие выявило гравитационное скольжение верхних горизонтов осадочного чехла с востока на запад.

Геологическая структура и литология пород играют главную роль в формировании крупных черт рельефа Альп. Формы, сложенные гранитами и слюдистыми сланцами, наиболее массивны. Там, где преобладают неметаморфизованные сланцы, рельеф мягких очертаний, распространены длинные сглаженные склоны, куэсты, денудационные котловины.

Интересную характеристику основным чертам рельефа дает Э. Мартонн: «Обитателям равнин на первый взгляд Альпы всегда представляются миром дикой природы, и молодость рельефа кажется основной чертой долин, углубившихся на 1500 м между изрезанными гребнями со склонами, по которым стремятся вниз водопады, с горными обвалами и осыпями. Но первое впечатление вскоре становится менее резким, и привыкающий к альпий-

ским ландшафтам глаз начинает подмечать имеющие важное значение оттенки. И действительно, реки с непрерывно крутым продольным профилем встречаются очень редко; участки с бурным течением чередуются с более пологими, в которых расширяется поперечный профиль долины. Лишь в редких случаях линия склонов, ведущих к высоким вершинам, представляет собой одну прямую. Круто поднимающиеся в гору дороги и тропинки прерываются более пологими склонами, на которых среди лугов и полей расположились селения; эти террасы («реплаты») составляют повсеместно существенный элемент ландшафта ... В Предальпах имеются настоящие плато и округлые вершины» (Мартонн, 1950, с. 170).

Происхождение плато и округловершинных гребней хребтов обусловлено разными причинами. Наиболее часто такие формы рельефа отражают своды известняковых складок и, следовательно, являются структурными. Но имеются и аструктурные сглаженные формы, представляющие фрагменты более древнего относительно выровненного рельефа. Например, в Предальпах (Дофине), сложенных смятыми в складки миоценовыми песчаниками, алевролитами и конгломератами, обнаружены выровненные поверхности (например, плато Шамбаран и Бонво), происхождение которых связывают с экзарационной деятельностью ледников.

Широкое распространение известняков обусловило развитие в Альпах многочисленных карстовых форм. Например, в Венецианских Предальпах в пределах известняковых плато наблюдается поверхностный карст в виде долин, вытянутых на первые сотни метров вдоль зон повышенной трещиноватости. Дно долин обычно характеризуется выровненностью и достигает ширины в 40—60 м, при глубине в 10—30 м. Часть карстовых воронок заполнена рыхлыми отложениями мощностью в 7—8 м. В Ломбардских Предальпах на известняковых плато обнаруживаются крупные воронки, выполненные красными глинами, карры в виде борозд и канавок, ниши и другие формы. Разнообразию карстовых форм и их сохранности здесь способствовало обособление плато при глубоком врезе речных долин. В Западных Альпах известняки слагают скальные уступы, а глубина пещер достигает 1000 м.

У восточного окончания Альп располагается полоса широких диагональных депрессий, обладающих равнинным рельефом. Депрессии ограничены разрывными нарушениями и представляют собой систему кулисообразных грабенов, выполненных кайнозойскими осадками. Здесь же известны многочисленные вулканические и субвулканические тела, а также небольшие стратовулканы. Проявления вулканизма начались в позднем олигоцене, и первый этап извержений продолжался до среднего миоцена. В среднем плиocene вулканические извержения возобновились. К этому времени относится образование базальтовых покровов, туфовых конусов, стратовулканов. Мощность некоторых вулканических покровов достигает 250 м. Вдоль линии грабенов часто размещаются эпицентры землетрясений. Величина погружений

грабенов в течение четвертичного периода оценивается в 150—200 м. При этом отмечаются изгибы и разрывы в толще аллювиальных отложений.

Альпы широко известны как страна с ярко выраженными формами горного оледенения. На современной площади оледенения Альп (около 4140 км²) насчитывается примерно 1200 ледников. Самым крупным является Аалекский ледник длиной 26,8 км и площадью 115 км². Он спускается по южному склону одного из хребтов в Бернских Альпах. В Западных Альпах наибольшее количество ледников приурочено к склонам северо-западной экспозиции. Ледники северных склонов спускаются здесь до отметок в 2660 м абс. и выс., а южных — до 2900 м.

В Альпах существуют каровые, долинные, висячие ледники и ледники плоских вершин. Типичными являются долинные, гораздо реже встречаются ледники в виде небольших покровов.

В четвертичное время площадь оледенения Альп была больше современной примерно в 7 раз и составляла около 28 500 км². Расположение Альп в центре континента обусловило меньшее развитие здесь оледенения, чем на Скандинавском нагорье. В плотных кристаллических породах осевой зоны ледники сформировали троговые долины. Сток талых ледниковых вод через седловины в низких междуречьях иногда приводил к образованию эрозионных ущелий длиной в несколько километров. Высказывают предположения, что происхождение знаменитых альпийских «висячих долин» связано с деятельностью подледниковых вод в главной долине, по которой двигался ледник.

Рост альпийских хребтов и размеры оледенений находятся в тесной связи. С этим, вероятно, связаны различия в интенсивности оледенения Западных и Восточных Альп.

К. К. Марков справедливо отметил, что закономерность развития древнего оледенения Альп — его непрерывность и нарастание — иная, чем закономерность развития древнего оледенения равнин. «Поднимавшаяся горная страна вступала во все нараставшее оледенение, начавшееся, возможно, в гюнцское время или еще раньше. До тех пор, пока тектонический фактор поднятия оставался ведущим фактором оледенения, ритмы ледниковых и межледниковых эпох не могли проявиться в Альпах отчетливо» (Марков и др., 1967). Вероятнее всего, что ледники сохранились в горах и в эпохи потеплений.

Венециано-Паданская равнина характеризуется слабо расчлененным рельефом, широкими террасированными долинами и плоскими междуречьями. По периферии она обрамлена пролювиальными шлейфами, спускающимися из Предальп и Апеннин. Это типичный пример рельефа озерно-аллювиальной равнины. Ее границами служат крупные разрывные нарушения. Мощность озерно-аллювиальных отложений в центре равнины достигает 1000 м, из них четвертичных (в районе Венеции) около 200 м. В западной части равнины общая мощность послезоценовых отложений увеличивается до 8000 м, а четвертичных — до 1000 м.

В истории позднечетвертичного рельефообразования Венециано-Паданской равнины установлено несколько этапов: а) 40 000—22 000 лет назад — существование медленно прогибающейся аккумулятивной озерно-аллювиальной равнины; б) 22 000—18 000 лет назад — замедление прогибания поверхности равнины за счет компенсации активно поступающими ледниковыми, селевыми, аллювиальными осадками; в) 18 000—6000 лет назад — увеличение наклона равнины в сторону Адриатического моря. Эрозионное расчленение поверхности в эпохи снижения уровня моря; г) с 6000 лет по настоящее время — прогрессирующее опускание равнины на фоне трансгрессии моря.

Опускание поверхности равнины имеет несколько причин: тектонические движения отрицательного знака, самоуплотнение песчано-илистых и торфянистых осадков, наступание моря, вмешательство человека (откачка грунтовых вод, строительство зданий и т. п.).

Карпаты

Карпаты обладают протяженностью почти в 1500 км и являются крупной горной страной Альпийско-Гималайского пояса. Хотя ширина страны несколько меньшая, чем у Альп, хребты и впадины здесь дифференцированы сильнее. Межгорные котловины проникают глубоко в горы. Местами встречаются обособленные горные массивы. Система Карпат подразделяется на геоморфологические провинции Западных, Восточных и Южных Карпат. Наивысшие отметки сосредоточены в Высоких Татрах (гора Герлаховски-Штит, 2663 м), хотя они лишь немного превышают отметки Южных Карпат (Фэгэрашские горы, 2543 м). На стыке Восточных и Южных Карпат располагается Трансильванское плато (500—700 м).

Для Карпат, так же как и для Пиренеев и Альп, характерна продольная зональность основных морфоструктурных элементов. Изогнутость Карпатской дуги предопределена устойчивостью жесткого обрамления с севера Русской платформой, а с юга Паннонским и Мизийским массивами. Основную площадь слагают осадочные породы мезозоя и кайнозоя, представленные флишеидными толщами алевролитов, аргиллитов, песчаников, сланцев, известняков. В строении Татр, кроме того, принимают участие граниты, гранито-гнейсы и др. Такими же породами сложена средняя часть Южных Карпат. В Восточных Карпатах кристаллические породы встречаются только в пределах участков жестких глыб, вовлеченных складкообразовательными движениями в поднятия горной страны (Мармарошский массив). Вдоль южного края Восточных Карпат наблюдаются проявления вулканизма неоген-четвертичного возраста (рис. 9).

Существенную роль в развитии морфоструктур Карпат играют разрывные нарушения. Они проявляются как в самых крупных чертах глубинного строения, разграничивая складчатые области

и платформенные участки, так и в более мелких структурах. Широким развитием пользуются поперечные тектонические разрывы, иногда пересекающие Карпаты от одного склона до другого. Широкое развитие флиша, значительные боковые напряжения в горной системе Карпат привели к образованию надвигов и покровов. Многие из них достигают длины 20 км и имеют региональное распространение.

В центральной части Западных Карпат массивы Высоких Татр, сложенные гранитами, гнейсами, известняками, отличаются

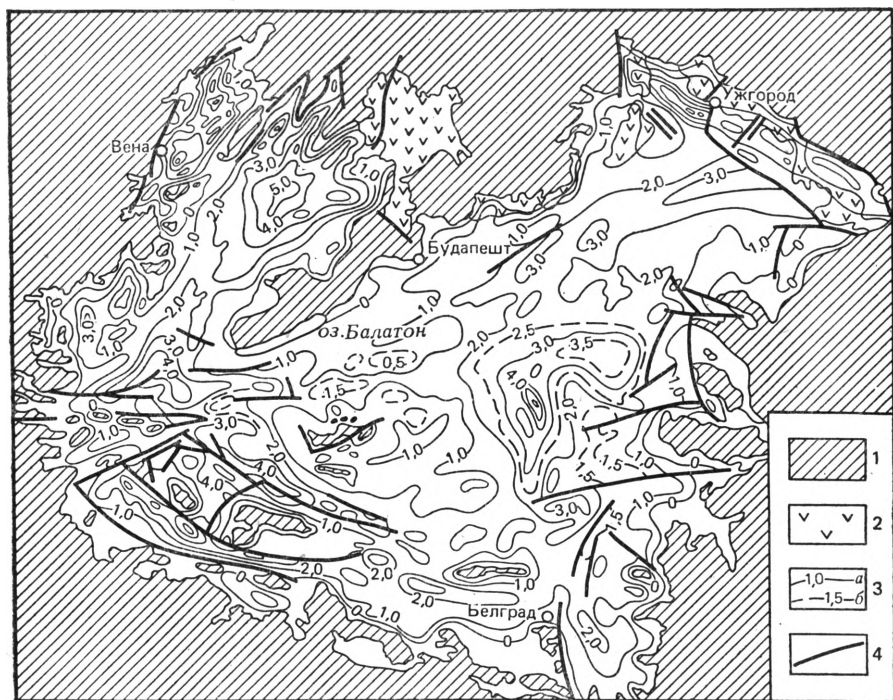


Рис. 9. Карта подошвы неоген-четвертичных отложений Дунайских равнин (по В. Г. Николаеву):

- 1 — донеогеновые породы; 2 — вулканические породы неогенового возраста; 3 — изогипсы подошвы неоген-четвертичных отложений (км); 4 — разрывные нарушения

резкой расчлененностью рельефа. Здесь наблюдаются островершинные хребты, ледниковые кары, каровые озера; широко распространены обвально-осыпные склоны.

В Западных Карпатах наряду со структурными вершинными поверхностями наблюдаются аструктурные выровненные поверхности, образующие ряд ступеней. Верхнюю и среднюю ступени относят к фрагментам позднемиоценовой и позднплиоценовой по-

верхностей выравнивания. Кроме них многими исследователями выделяются остатки единого пенеплена, в который включают педименты и абразионные поверхности.

Речные долины в Карпатах тесно связаны с литолого-структурным и структурно-тектоническим строением территории. В межгорных котловинах и предгорьях они отличаются четкой террасированностью поперечника. Наиболее высокие террасы карпатских долин относятся к позднему плиоцену и располагаются на высоте 180—240 м над дном долин. Самые высокие террасы наблюдаются в долине Дуная при пересечении им Карпат в ущелье Железных ворот: 150—160 м (QII), 200—210 м (QI₂), 260—300 м (QI₁).

В продольном профиле речных террас в горных долинах наблюдаются плавные изгибы, отражающие степень тектонических деформаций. Ближе к предгорным равнинам площади террас расширяются и последние заметно снижают высоту; в предгорьях Южных Карпат они, кроме того, перекрываются чехлом лёссов и лёссовидных суглинков и супесей. Сливаясь в один наклонный уровень, террасы образуют здесь сложно построенный аллювиально-пролювиальный шлейф (гласис-террасы).

В четвертичном периоде Карпаты, так же как Пиренеи, Альпы и другие страны, подвергались оледенению, следами которого являются кары, каровые озера, морены. В Высоких Татрах асимметричное строение их поперечника привело к более значительному оледенению южного склона, где отмечаются следы трех ледниковых эпох. Ледники вислинской эпохи достигали длины 13 км, а мощность льда в речных долинах составляла 100—280 м. Кары располагаются на южном склоне на высоте 1650—2300 м, тогда как на северном — на 1500—2100 м.

Ледниковые формы занимают вершины гор выше 1700—2000 м и встречаются в основном на их северных склонах. Имеются косвенные признаки того, что в днепровскую эпоху наиболее крупные ледники Восточных Карпат могли смыкаться с внешним краем материковых покровов льда. Сейчас ледники в Восточных и Южных Карпатах отсутствуют, хотя свежесть ледниковых форм указывает на их недавнее (возможно, в историческое время) существование. Пока нигде в Карпатах не обнаружены следы раннечетвертичного оледенения, что объясняется недостаточной высотой Карпат в эту эпоху.

Дунайские равнины

Горные цепи Альп, Карпат, Динарского нагорья и других обрамляют в центре Европы огромные депрессии, дренируемые р. Дунаем. Эта система плоских и холмистых равнин, занимающих днища депрессий, получила название Дунайских. В их пределах выделяются Верхне-, Средне-, Нижнедунайская равнины. Восточная часть этой геоморфологической страны приурочена к опустившимся участкам срединных массивов. Залегающие здесь

ниже уровня моря складчатые структуры перекрыты мощными морскими и озерными осадками. Кроме того, в четвертичное время на поверхности равнин был сформирован мощный аллювиальный покров, прикрытый сверху лёссами.

Равнины спускаются с запада на восток от Альп к Черному морю тремя крупными ступенями. Колебания рельефа внутри каждой равнины не превышают 50—90 м.

Рельеф Верхнедунайской равнины отражает неровности поверхности древней внутренней дельты Дуная, образовавшейся при выходе его из предгорий Альп. Ее слагают переслаивающиеся пески, галечники и глины. Равнина располагается на месте системы грабен, разделяющих Альпы и Карпаты, и отделена от Среднедунайской равнины полосой островных гор, поднимающихся до абс. выс. 650—680 м, сложенных мезозойскими и раннекайнозойскими осадочными образованиями с отдельными пятнами изверженных пород. На их склонах отмечены фрагменты денудационных уровней на отметках 340—400 м. В плиоцене эти низкогорья были островами высотой 150—250 м, поднимавшимися над мелководными морями, занимавшими центральные части Дунайских равнин. Свидетельством служат сохранившиеся небольшие абразионные террасы на склонах островных гор.

Среднедунайская равнина — самая крупная из равнин Альпийско-Гималайского пояса, площадью около 112 тыс. км². Для нее характерны уплощенные междуречья высотой 50—60 м. Мощность рыхлых кайнозойских осадков достигает здесь 4000 м; в районе г. Сегед в центре равнины мощность только четвертичных отложений превышает 800 м. В разрезе неогеновых отложений обнаруживаются морские осадки, свидетельствующие о существовании здесь озера-моря. Так же как и на Верхнедунайской, в западной части Среднедунайской равнины наблюдается обширная плиоценовая дельта Дуная.

Распределение четвертичных отложений позволило выявить контуры древней погребенной долины р. Тисы западнее ее нынешнего положения. Современные долины несколько изменили свои очертания по сравнению с древним их местоположением. Плиоцен-раннечетвертичные террасы Дуная в центре равнины погружены на глубину 700—800 м. Даже среднечетвертичные (первой половины этой эпохи) осадки находятся здесь на глубине 400 м. Таким образом, в четвертичном периоде эта провинция испытала значительное прогибание.

Основные комплексы форм рельефа Среднедунайской равнины представлены шлейфами слившихся конусов выноса, перекрывающих 4—8-метровые аккумулятивные террасы, и обширными лёссовыми равнинами. Мощность лёссов, например, в районе Градиштинского плато (юго-восток равнины) достигает 200 м. В них прослеживается несколько горизонтов ископаемых почв. К северу на междуречье Дуная и Тисы мощность лёссов убывает до 5 м.

Разрушение процессами денудации поверхностей надпойменных террас, пойм, лёссовых равнин привело в средне- и поздне-

четвертичное время к формированию эолового рельефа. Венгерские исследователи полагают, что особенная активизация эоловых процессов произошла 25—26 тыс. лет назад при обсыхании озерно-аллювиальной равнины. В эту холодную эпоху были образованы бугристые пески, параболические дюны, дефляционные котловины.

Нижнедунайская равнина отделена от Среднедунайской перемычкой Южных Карпат, в которой Дунай «прорезал» узкую щель — Железные ворота. В этом месте к руслу Дуная подходят низкогорные хребты, сложенные мезозойскими известняками и доломитами, а также пермскими порфиритами.

Осадконакопление на равнине происходило на фоне медленного прогибания этого региона. Сарматские известняки, слогающие базальные горизонты осадков, выступают в прирусловой части долины Дуная, а в удалении от него погружаются на глубину в несколько сотен метров. На них с эрозионным несогласием залегают плиоценовые песчаники и глины. Начиная с позднего плиоцена осадконакопление протекало с перерывами, из-за чего в разрезах сохранилось лишь небольшое их количество. В течение четвертичного периода эта территория постепенно превратилась в денудационную равнину, которой и остается до настоящего времени.

Долина Дуная в пределах равнины резко асимметрична. Террасы распространены в основном на левом борту долины. Дунайская долина формировалась постепенно вслед за отступанием к востоку плиоценового озера-моря.

Апеннины

Горы занимают большую часть Апеннинского полуострова. Это система низко- и средневысотных хребтов, поднявшихся и оформившихся в основном в четвертичном периоде. Вдоль их юго-западной окраины протягивается зона наиболее значительных землетрясений и крупнейших действующих вулканов Европы. Самая высокая точка Апеннин — гора Корно-Гранде (2914 м). В основе геологического строения Апеннин лежит существенно омоложенный четвертичными движениями герцинский массив, обрамленный цепочками палеогеновых и неогеновых складок. Осевая зона гор сложена твердыми эоценовыми песчаниками и известняками, по периферии которых располагаются флишевые и известняковые цепи гор. В пределах последних отмечаются надвиги эоценовых песчаников на плиоценовые и четвертичные отложения.

В рельефе Апеннинских гор отмечается поперечная зональность. Осевая зона представлена округло- и островершинными скалистыми хребтами, глубоко расчлененными речными долинами. Распространение известняков привело к широкому развитию карстовых процессов, которыми созданы обширные поля, крупные карстовые воронки, шахты глубиной до 500 м. Закарстован-

ные поверхности наблюдаются почти во всех районах Апеннинского полуострова и на о. Сицилия. На последнем они располагаются на отметках 1400—1900 м и отличаются резко расчлененным рельефом в виде башен, провалов, пещер.

Средние части склонов Апеннинских гор представлены чаще всего обширными выровненными поверхностями, объединяющимися в «пенеплен». Денудационные поверхности сложены рыхлыми чешуйчатыми глинами и другими малоустойчивыми к денудации породами. Здесь широко распространены бедленд, оползневый рельеф. По периферии денудационных равнин тянется полоса холмогорья, сложенного рыхлыми плиоценовыми и четвертичными отложениями.

В четвертичном периоде наиболее высокие вершины Апеннинских гор покрывались ледниками. В северо-западной Калабрии отмечены морены вюрмской ледниковой эпохи. Кары и моренные гряды обнаружены также в Луканских Апеннинах на юге Италии (на высоте 1800—2000 м). Предполагается оледенение гор и в среднечетвертичное время.

Развитие рельефа юго-западной окраины Апеннин во многом связано с вулканическими процессами и колебаниями уровня Средиземного моря. Вулканы западного побережья Италии занимают довольно обширную полосу, образуя своеобразную вулканическую провинцию. Главные группы вулканов сосредоточены в полосе побережья Тирренского моря: вулкан Амиата (1734 м) на севере, «четыре римских вулкана» (Вульсино и др.), Везувий (1277 м), вулканы Понтийских островов. На восточном склоне южных Апеннин — вулкан Вультуре (1327 м); в Сицилии — Этна (3263 м); вулканы Липарских островов. Центры их извержений контролируются в основном узлами пересечений разломов земной коры, магматическая деятельность по которым продолжается с миоцена по настоящее время, т. е. началась еще до образования Апеннин. Вблизи Рима бурением прослежена плиоценовая долина р. Тибра, уходящая глубоко под уровень Средиземного моря. Плиоценовые морские осадки, выполняющие эту долину, переслаиваются с вулканогенно-осадочными породами в виде пеллов, туфов, шлаков, пемзы. При этом последние широко распространены и в четвертичных осадках. Очевидно, что в плиоцене долина Тибра была привязана к более низкому уровню Средиземного моря, из-за чего, возможно, и лавы Везувия оказались ниже современного положения моря. В четвертичное время в результате извержения вулкана Сакрофано в долине древнего Тибра образовалась лавовая плотина и возникло подпрудное озеро, что привело к частичной перестройке речной сети. К северу от Рима в долине р. Трейя обнаружены вулканические продукты извержений, залегающие на морских плиоценовых глинах, заполнивших сложный эрозионный рельеф.

Другой известный вулкан — Этна (3263 м) имеет основание площадью 1570 км², которое располагается на ступенчатом горстообразном поднятии, сложенном позднемиоценовыми породами.

На склонах Этны находится много конусов высотой до 250 м, как бы «насаженных» на радиальные разломы. Вулкан образовался в раннем плейстоцене и первоначально его конус находился в 5 км к юго-востоку от современного вулкана. Склоны Этны известны распространением крупных пустот в лавовых полях. Среди них выделяются туннели диаметром 2—5 м и протяженностью до нескольких километров. Лавовые провалы и мосты сходны обликом с карстовыми формами.

Острова Корсика и Сардиния, относимые к этой же геоморфологической стране, отличаются от Апеннинских гор более расчлененным рельефом. Рельеф Корсики (2710 м) представляет собой крупный массив, сложенный в основном гранитами и отпрепарированный процессами денудации; рельеф Сардинии (1834 м) — средневысотные горы, плоскогорья и плато, сложенные гранитами, кристаллическими сланцами, а также лавами и туфами.

Балканы

В пределы Балкан входят древние массивы и горные цепи, существенно преобразованные в неоген-четвертичное время. Наиболее крупные орографические элементы — Динарское нагорье, Албано-Пиндские горы, Родопский массив, Стара-Планина (2376 м), Рила (2925 м).

Неширокая (150—180 км) полоса Динарского нагорья (2522 м) вытянута параллельно побережью Адриатического моря почти на 660 км. Внутри этой горной провинции выделяют две существенно отличающиеся области (Добрынин, 1948): западную, сложенную мощными толщами мезозойских известняков, с редкой речной сетью и широким распространением карстового рельефа, и восточную, с распространением палеозойских и мезозойских сланцев, песчаников, известняков, гранитов, порфиритов, серпентинитов, с преобладанием эрозионно-тектонического рельефа.

В обеих областях в новейшее время господствовали дифференцированные блоковые и глыбовые движения земной коры, создавшие мозаичное распределение продольных и поперечных структур, включающие как линейные хребты-горсты и впадины-грабены, так и изометричные плато-глыбы. Последние особенно характерны для известняковой части Динарского нагорья, где наблюдаются обширные ярусные поверхности высотой 800—2000 м, срезающие складчатую структуру.

Западная часть Динарского нагорья известна как карстовая провинция с развитием карров, польев, воронок, шахт, пещер. Наиболее ярко выражен карстовый рельеф на плато Карст и Динара-Планина. Полья достигают здесь 60 км длины и 10—15 км ширины. Днища некоторых из них сложены озерными отложениями, которые у бортов польев перекрыты конусами выноса временных водотоков. Зайливание карстовых полостей приводит к тому, что в периоды сильных дождей временные водотоки превра-

щают поля в заболоченные, а местами — в озерные пространства, соединяющиеся между собой скалистыми коридорами. В результате химического выветривания известняков на днищах полей кое-где накопились переотложенные продукты красноцветной коры выветривания.

Поля — один из основных комплексов мезоформ, расчленяющих древние денудационные поверхности. Они как бы «вложены» в поверхности выравнивания и отделены от них уступами высотой в несколько сотен метров. Предполагается, что определяющую роль в их заложении сыграли кроме карста тектонические нарушения, по которым были опущены блоки земной коры. Кроме полей в этой области много карстовых провалов, воронок. Развитие карста обеспечивается значительным количеством осадков (более 2000 мм/год), выпадающих часто в виде ливней.

Район массива горы Дурмитор (2522 м) — наивысшей точки Динарского нагорья — характеризуется значительным эрозионным расчленением. Эрозией здесь сформированы крупные каньоны глубиной более 300 м. Четвертичные ледники придали части речных долин форму трога, отложили в них флювиогляциальные осадки и морены. По-видимому, потоки талых ледниковых вод несколько углубили речные долины.

В восточной области нагорья отмечается преобладание глыбовых хребтов и массивов, разделенных котловинами-грабенами. Последние часто соединяются между собой узкими ущельями. Вершины хребтов представляют обычно скалистые гребни, но местами встречаются уплощенные вершинные поверхности, сложенные гранитами. Их часто считают остатками пенеплена, разбитого на отдельные блоки и деформированного тектоническими движениями.

Юго-восточным продолжением Динарского нагорья служат цепи Албано-Пиндских гор (2764 м). Их основу составляют, так же как и восточной области Динарского нагорья, выступы кристаллических сланцев и мраморов, обрамленные известняковыми массивами и флишевыми зонами. Сохраняется продольная зональность рельефа, обусловленного препарировкой флишевых зон, выраженных крупными депрессиями, и известняковых массивов, образующих сводообразные хребты. Вершинные поверхности последних образуют несколько ступеней, считающихся уровнями поверхностей выравнивания. На самых высоких поверхностях сохраняются многочисленные денудационные останцы в виде башен и холмов высотой до 80—100 м. Дополняют облик таких хребтов карстовые воронки и поля. Однако здесь их заметно меньше, чем на Динарском нагорье. В наиболее высоких (выше 2300 м) областях развиты перигляциальные процессы, наблюдаются склоны, покрытые чехлом щебенисто-суглинистых отложений мощностью 1—1,5 м, солифлюкционные терраски.

На п-ове Пелопоннес горы, средняя высота которых составляет 800—1200 м, приобретают еще более резкие формы за счет активных глыбовых тектонических движений, обусловивших ре-

шетчатую форму распределения горных массивов и впадин. Только за четвертичное время величина тектонических деформаций здесь составила 2000 м, за поздний плейстоцен — почти 100 м, за голоцен — 3—7 м.

Хребты и долины Родопского массива (2191 м) обладают различной ориентировкой, подчеркивая этим сводово-глыбовую морфоструктуру. Глыба Родоп наклонена к востоку, сложена кристаллическими сланцами, гранитами, андезитами и их туфами, мраморами. В палеогене весь массив был разбит на области поднятий и опусканий; в последних накапливались пески и глины.

О этапах длительной денудации свидетельствуют обширные выровненные, приподнятые в настоящее время холмогорья, сохранившиеся в западной части массива. В древнюю поверхность выравнивания врезаны речные долины глубиной 500—800 м. В отдельных районах обнаруживают несколько уровней денудационных поверхностей: 2100—1850 м, 1600—1300, 1000—900 м. На поверхности выравнивания уровня 1300—1600 м сохранились фрагменты древней речной сети плиоценового возраста. На участках, сложенных мраморами, наблюдаются многочисленные карстовые воронки, пещеры, туннели. В восточных областях массива многие междуречья бронируются лавовыми покровами. Они образуют структурные плато, останцовые возвышенности.

В четвертичное время наиболее высокие участки гор покрывались ледниками, сформировавшими островершинный рельеф с каррами и трогами.

Таким образом, в рельефе Родоп преобладают денудационно-тектонический и эрозионно-денудационный типы рельефа.

Севернее Родоп широкая Фракийская равнина отделяет их от протяженного хр. Стара-Планина (2376 м), в геологическом отношении представляющей два крупных параллельных антиклинория, в ядрах которых выходят палеозойские осадочные и изверженные породы. В центральных областях хребта обнаруживаются надвиги. Осева кристаллическая зона обрамлена известняковыми и песчаниковыми цепями.

В поперечном сечении Стара-Планина обладает заметной асимметрией, подчеркивающей крутой южный и более длинный и пологий северный склоны. На междуречьях (даже на самых высоких) часто сохраняются плоские поверхности, хотя в целом преобладает эрозионно-денудационный рельеф. Например, на массиве Равнец ширина выровненной поверхности составляет почти 3 км, длина — 6 км.

Различия в литологии получают в рельефе четкое выражение. Довольно часты в этой провинции крутые склоны, сложенные известняками или изверженными породами. Местами они приобретают вид почти отвесных стен.

Основные черты рельефа Стара-Планины обязаны своим происхождением вертикальным движениям земной коры, а также денудационным процессам.

В развитии рельефа европейской подзоны Альпийско-Гималай-

ского пояса отмечается, таким образом, ряд характерных особенностей.

1. Высокая динамичность и контрастность неоген-четвертичных тектонических движений, сформировавших главные черты рельефа: в Альпах размах движений составил 10—12 км, в Карпатах — 6—7 км, на Дунайских равнинах — 1,5—3 км. В пределах пояса преобладает складчато-блоковый тип морфоструктур, на их фоне заметным распространением пользуются глыбовые морфоструктуры, приуроченные обычно к древним жестким массивам, приподнятым или опущенным ниже уровня моря. Некоторые горные сооружения (Апеннины) сформировались уже после того, как были созданы основные горные страны (Альпы, Пиренеи).

2. Прогибание внутренних депрессий (Венециано-Паданской, Средне- и Нижнедунайской), которое привело в неогене к проникновению морских бассейнов внутрь горных стран, в связи с чем изменялись климатические и гидротермические условия гипергенеза и осадконакопления. Эти же обстоятельства способствовали перестройке речной сети.

3. Следы древнего денудационного выравнивания рельефа наиболее выражены по периферии горных стран, что свидетельствует о прерывистых поднятиях последних. При выравнивании формировались не только денудационные равнины, но также холмогорья и низкогорья. По-видимому, местами сохранялись и среднегорные участки.

4. Неоген-четвертичный вулканизм наиболее свойствен западной периферии Апеннинского хребта, Вулканическому хребту (Карпаты) и некоторым другим территориям. Он оказывал локальное влияние на формирование облика рельефа этой подзоны Альпийско-Гималайского пояса.

5. Оледенение Пиренеев, Альп, Карпат, Апеннин и других горных стран началось с того момента, когда поднимающиеся хребты стали пересекать своими вершинами границу хиносферы. Различия в темпах и времени поднятий обусловили разновозрастность оледенения в разных горных странах. Предполагается позднеплиоценовый (дунайская эпоха) возраст самого древнего оледенения в Альпах.

Широкого распространения оледенение в максимальную фазу достигло в Альпах и Пиренеях, где ледники сохранились, вероятно, и в межледниковые эпохи. В остальных горных странах преимущественно развивались каровые и небольшие долинные ледники.

АЗИЯ

ГОРЫ И НАГОРЬЯ АЛЬПИЙСКО-ГИМАЛАЙСКОГО ПОЯСА [АЗИАТСКАЯ ПОДЗОНА]

Азиатская подзона Альпийско-Гималайского пояса включает геоморфологические страны: Малоазиатское нагорье (III.1); Армянское нагорье (III.2); Иранское нагорье (III.3); Гиндукуш, Каракорум, Гималаи и Тибетское нагорье (III.4); Бирманское нагорье (III.5) (рис. 10).

Малоазиатское нагорье

Нагорье расположено на п-ове Малая Азия, север которого занят длинной цепью Понтийского хребта, а юг — горами Тавра. Эти горные сооружения обрамляют огромную территорию Анатолийского плоскогорья.

Значительная высота Тавра и Понтийских гор предопределяет существование зональности экзогенных процессов. Перигляциальные процессы характерны для вершинной зоны хребтов. Наиболее интенсивные флювиальные процессы приурочены к внешним (южным на Тавре и северным — в Понтийских горах) склонам. На внутренних склонах, обращенных к Анатолийскому плоскогорью, распространены сухие долины временных водотоков, а у их основания — пролювиальные шлейфы.

Понтийский хребет (3937 м) представляет собой линейную складчато-блоковую структуру, с преобладанием смятых в складки осадков мелового, эоценового и олигоценового возраста. Осадочные породы местами прорваны интрузиями гранитов и иногда перекрыты покровами базальтов. Отдельные участки гор сложены гнейсами и серпентинитами, свидетельствующими о вовлечении в новейшие поднятия древних блоков кристаллического фундамента.

Горные цепи, часто следующие параллельно друг другу, разделены межгорными впадинами. От осевой зоны хребта к северу спускается наклонное плато, рассеченное глубокими трещинами, по которым реки, берущие начало на Анатолийском плоскогорье, пересекают весь Понтийский хребет. Долины таких рек местами заключены в ущелья с отвесными бортами и ступенчатым продольным профилем. Это свидетельства более поздних поднятий Понтийского хребта по сравнению с Анатолийским плоскогорьем.

Южный склон Понтийского хребта отличается особой сейсмичностью. Значительная часть эпицентров землетрясений располагается вдоль крупного глубинного разлома, разделяющего жесткое основание Анатолийского плоскогорья и складчато-блоковую структуру Понтийских гор. В рельефе здесь обнаруживается цепочка впадин, отмечаются разрывные нарушения на склонах и

днищах долин, смещающие шоссеиные дороги, образующие ступени на склонах и пр. Все это свидетельства непрекращающейся активности рельефообразования в этом регионе.

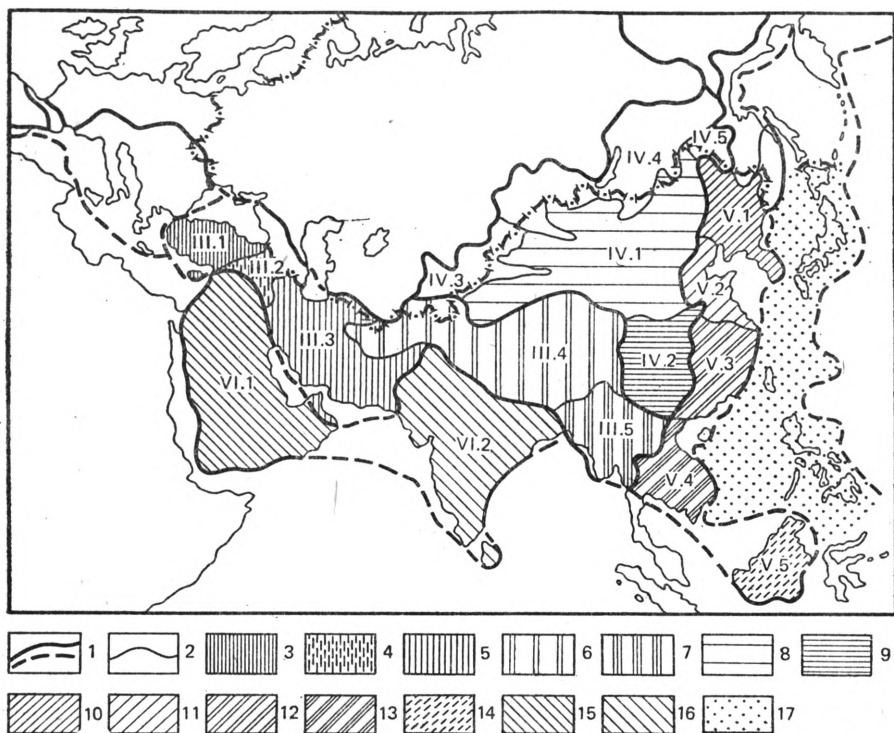


Рис. 10. Схема геоморфологического районирования Азии

Границы: 1 — геоморфологических зон, пунктиром — предполагаемые в акваториях; 2 — геоморфологических стран

Страны Альпийско-Гималайского пояса (азиатская подзона): 3 — Малоазиатское нагорье (III.1); 4 — Армянское нагорье (III.2); 5 — Иранское нагорье (III.3); 6 — Гиндукуш, Каракорум, Гималаи, Тибетское нагорье (III.4); 7 — Бирманское нагорье (III.5)

Страны Внутриазиатского пояса: 8 — горы и равнины Центральной Азии (IV.1); 9 — Центральнокитайское нагорье (IV.2)

Страны Восточно-Азиатского пояса: 10 — Манчжуро-Корейские горы и равнины (V.1); 11 — Северо-Китайская равнина и плато Шэньси (V.2); 12 — Южно-Китайские горы (V.3); 13 — равнины и плато Индокитая (V.4); 14 — горы Калимантана (V.5)

Страны пояса Южно-Азиатских равнин и плоскогорий: 15 — Аравийское плоскогорье (VI.1); 16 — плоскогорья и равнины Индостана (VI.2); 17 — Западно-Тихоокеанский пояс

Горы Тавра, так же как и Понтийский хребет, выражены в рельефе несколькими цепями. В западной части (хр. Султандаг, 2200 м) ядра хребтов сложены палеозойскими породами, обрамленными мезозойскими и кайнозойскими сильно дислоцированными

ми и смятыми в складки осадками. Особой неприступностью отличаются известняковые хребты. Им свойственны отвесные склоны, узкие и глубокие речные долины. В Западном Тавре (Ликийские горы) обнаруживаются карстово-тектонические депрессии.

Восточнее этой области в рельефе появляются волнистые плато с денудационными останцами, сложенными кварцитами или кристаллическими сланцами (хр. Султандаг). Расположенная у его северо-восточного склона котловина оз. Акшехир сформировалась в миоцене, вероятно, одновременно с Тавром. С тех пор ее основные черты изменились мало. В обрамлении котловины сохранились следы стояния вод древнего озера в виде волноприбойных ниш. Четвертичные озерные террасы слабо деформированы тектоническими движениями.

Далее к востоку южные склоны гор Тавра продолжают в виде гигантских скалистых стен, обрывающихся к средиземноморскому побережью. Редкие сквозные ущелья рассекают эти хребты, достигая при этом огромной глубины. У восточного окончания хр. Аладаг расположен вулкан Эрджияс (3916 м). В верхней части его вулканического конуса наблюдаются скалистые поверхности, покрытые каменными глыбами, эрозионными рытвинами временных водотоков, небольшими западинами. Вулкан сформировался на уплощенном основании миоцен-плиоценового щитового вулкана, сложенного андезито-базальтами. В позднем плиоцене его центральная часть просела и возник новый конус стратовулкана, сложенный преимущественно андезитовыми лавами. Эрджияс продолжал действовать в течение всего четвертичного периода, а его последние извержения относятся к античной эпохе.

Граница хионосферы проходит сейчас в горах Тавра на высоте 3900 м, однако в четвертичное время она опускалась до высоты 2500—2700 м, что обуславливало возникновение ледников. Нижние концы их достигали отметок в 2100—2150 м, следами чего являются установленные на этой высоте морены.

Анатолийское плоскогорье состоит из обширных структурных плато и аструктурных денудационных равнин (800—1000 м абс. выс.) с останцовыми грядами и массивами высотой 200—500 м. Значительная его часть сложена с поверхности неогеновыми отложениями, залегающими на кристаллическом фундаменте, составляющем основу жесткого срединного массива. Их мощность в предгорьях Тавра достигает почти 1000 м.

Часть плоскогорья занята структурными и аструктурными денудационными поверхностями. Например, в районе Анкары поверхность донеогенового аструктурного мелкогогорья срезает мезозойские породы. Кое-где на подобных поверхностях сохранились остатки неогеновых конгломератов. По периферии Тавра отмечаются локальные поверхности выравнивания, срезающие морские осадки плиоценового возраста. Происхождение более древних выровненных поверхностей остается пока неясным.

Многочисленные дислокации миоценовых отложений, денудационных поверхностей выравнивания, вулканические процессы и

современные землетрясения указывают на активность тектонических движений во внутренних областях Малоазиатского нагорья.

Армянское нагорье

Армянское нагорье — одно из крупнейших на Земле вулканических нагорий. Это обширная геоморфологическая страна, сложенная кварцитами, мраморами, кристаллическими сланцами, которые перекрыты мощной толщей вулканических пород.

Рельеф представлен в основном структурными мезо- и макроформами. Нагорье служит как бы центром, куда сходятся цепи Тавра, Понтийских гор, Эльбурса и Загроса. Средняя высота нагорья составляет 2000 м, однако отдельные вулканические массивы поднимаются до 4000—5000 м (Большой Арарат, 5156 м; Севелан, 4821 м и др.). Основные морфологические типы рельефа — вулканические плато, конусы вулканических аппаратов, вулканические массивы и хребты, котловины-грабены.

Речные долины, расчленившие нагорье глубокими ущельями, своей конфигурацией подчеркивают зоны молодых разломов или повышенной трещиноватости пород. Евфрат, например, в верхнем течении на протяжении 50 км протекает по ущелью с отвесными склонами глубиной около 1500 м. Кроме того, трещинная тектоника ярко выражена в виде зияющих рвов, движения вдоль которых продолжают по настоящее время. Например, через вершину вулкана Большой Арарат проходит разлом, по которому на склонах вулкана сформировались ущелья. Узлы пересечений глубинных разломов обычно фиксируются вулканическими аппаратами. К ним относятся, например, слившиеся конусы Большого и Малого Арарата.

Образование стратовулканов Армянского нагорья относится к среднему-позднему плиоцену, однако извержения некоторых из них продолжались и в четвертичное время.

В целом морфоструктура Армянского нагорья представляет крупный (площадью около 400 тыс. км²) свод, расколотый в плиоцене на несколько глыб, приподнятых или опущенных относительно друг друга. По этим расколам неоднократно происходили излияния лав, покровы которых существенно выровняли первичный эрозионно-денудационный рельеф. Мощность лав в таких покровых нередко достигает многих сотен метров. Излияния лав обусловили возникновение плотинных озер, самое крупное из которых — оз. Ван — расположено на высоте 1662 м. Оно возникло в начале среднечетвертичного времени, когда лавовые потоки вулкана Немрут перегородили долины нескольких рек. Такого же происхождения и котловина оз. Резайе.

Иранское нагорье

Иранское нагорье — горная страна с преобладанием в рельефе контрастных форм. Внутренние области нагорья отгорожены

от Каспийского моря хр. Эльбурс и западными отрогами Туркмено-Хоросанских гор, а от Персидского залива и Аравийского моря на юге горами Загрос и Белуджистанскими горами, бессточны и не имеют выхода к основным базисам эрозии. Восточно-Иранские горы (4042 м) перегораживают нагорье с северо-запада на юго-восток, отчленяя друг от друга две огромные депрессии: Иранскую и Афганскую. На крайнем востоке последнюю окаймляют Сулеймановы горы (3441 м).

Центр Иранского нагорья слагают докембрийские и палеозойские кристаллические и метаморфические породы, а в обрамлении наблюдаются позднемезозойские и кайнозойские осадочные и вулканические образования. Восточно-Иранские горы имеют складчатую структуру, чем отличаются от горных сооружений внутренних областей Анатолийского плоскогорья.

Хребет Эльбурс (вулкан Демавенд, 5771 м) представляет собой высокую горную цепь с редкими вулканическими конусами. Его слагают в основном каменноугольные, юрские, меловые и палеогеновые осадки, смятые в складки и надвинутые друг на друга, а также вулканогенные породы. Системы надвигов хорошо выражены вдоль южного склона хребта.

Горная цепь Эльбурса состоит из 10—12 параллельно вытянутых хребтов. Несмотря на вулканизм и активность тектонических процессов, по периферии Эльбурса часто встречаются участки относительно выровненного рельефа. Денудационные поверхности срезают миоценовые породы на уровнях 1950—2300 м, а к оси хребта поднимаются до отметок 3000—3500 м. Их тектоническая деформация подтверждается изгибами продольных профилей речных террас, поднимающихся до 450 м над ур. рек. Следями эрозионного расчленения рельефа в плиоцене являются многочисленные конусы выноса и дельты рек этой эпохи развития, обнаруживающиеся в предгорьях Эльбурса. Вероятно, в плиоцене реки с северных склонов Эльбурса пересекли главный водораздел, сместив его к югу. Процесс отступления последнего вследствие регрессивной эрозии рек продолжается и в настоящее время, будучи обусловлен резкими контрастами в выпадении осадков на северных и южных склонах хребта.

Горы Загрос (4547 м) отличаются от гор Эльбурса большей шириной — около 300 км. Значительная часть гор сложена плотными известняками, доломитами, песчаниками. В осевых зонах хребтов наблюдаются выходы гранитных пород. Горная система состоит из множества субпараллельных гряд, разделенных котловинами. В большинстве случаев гряды являются структурными образованиями, отражающими форму залегания геологических тел. Широким распространением пользуются уступы, обусловленные надвигами, и кузсты. Вершинные поверхности хребтов отличаются резкими очертаниями, повсеместным распространением выступов скальных пород. В межгорных котловинах (особенно в юго-восточной части Загроса) наблюдаются огромные, до 20 км в поперечнике, соляные купола, а также грязевые вулканы.

Склоны горных гряд покрыты густой сетью сухих долин, приспособившихся к системам тектонической трещиноватости и имеющих из-за этого ортогональные очертания.

Особым рельефом отличаются внутренние равнины и плоскогорья. Они располагаются в крупных бессточных депрессиях и окружены скалистыми предгорными возвышенностями. Равнины и плоскогорья лежат на абс. отм. 400—800 м. Самые крупные из них заняты солончаковой пустыней Деште-Кевир, песчаной пустыней Деште-Лут и глинисто-щебенистой пустыней Дашти-Маркох. В рельефе их наблюдаются сглаженные холмы и низкие горы, сложенные мергелями, песчаниками и глинами палеогенового и неогенового возраста. Склоны холмов часто бывают превращены в бедленд. В районах, где на поверхность выходят горизонтально залегающие неогеновые конгломераты или плотные меловые песчаники, наблюдаются структурные плато. Центральные части понижений во внутренних областях заняты озерно-аллювиальными равнинами. Наклонные предгорные поверхности у подножия хребтов сложены галечниками, щебнем, мелкоземом, достигающими мощности в несколько сотен метров.

Золовый-рельеф распространен главным образом, в Деште-Кевире и Деште-Луте. В пустыне Деште-Лут, например, расположенной в огромной замкнутой котловине (200×300 км), наблюдаются барханы, ниши выдувания, ветровые желоба, дефляционные впадины и останцы, ярданги.

В предгорьях хребтов, обрамляющих внутренние котловины, отмечается ступенчатое строение междуречий. Часть ступеней представляет собой приподнятые по разломам блоки горного рельефа, но местами встречаются педименты.

Заметное участие в рельефообразовании внутренних областей Иранского нагорья приняли вулканические процессы. Они были приурочены к областям Лутского и Центральноиранского срединных массивов. В пределах последнего в рельефе хорошо выражены массивы и вулканические постройки четвертичного возраста. Множество шлаковых конусов, небольших стратовулканов и щитовых вулканов, фумарол, горячих источников — свидетельства вулканической деятельности, продолжавшейся вплоть до голоцена.

На Иранском нагорье обнаруживаются следы древнего оледенения. Граница хионосферы в фазу максимального распространения ледников на массиве Кухи-Джупар (4135 м) опускалась до высоты 3000—2800 м, тогда как сейчас она проходит на высоте 4500—4600 м. Длина четвертичных ледников достигала здесь 14—15 км. По их периферии на высоте 3800—1800 м был широко распространен перигляциальный рельеф — каменные глетчеры, нивальные ниши, солифлюкционные террасы, каменные многоугольники. Сходная обстановка в четвертичное время существовала в горах Загрос (массив Ширкух, 4060 м), где сейчас выпадает в течение года всего 150 мм осадков. Здесь следы четвертичного оледенения сохранились в виде морен и крупных эрратических валунов. Ледники спускались с гор до отметок 1700 м и бы-

ли сконцентрированы на склонах северо-восточной экспозиции. В настоящее время небольшие ледники сохраняются только на северных склонах хр. Эльбурс; льдом заполнен, в частности, кратер вулкана Демавенд.

Гиндукуш, Каракорум, Гималаи и Тибетское нагорье

Территория, объединяющая перечисленные выше геоморфологические провинции, обладает самыми высокими средними и максимальными отметками поверхности земли. Несмотря на различия в геологической структуре, этой геоморфологической стране свойственна главная общая черта: необычайно интенсивная активизация тектонических движений в плиоцен-четвертичное время. В результате этих движений была кардинально переработана древняя морфоструктура и создан чрезвычайно контрастный горный рельеф.

Система горных хребтов Гиндукуш (гора Тиричмир, 7690 м) ориентирована в восток-северо-восточном направлении и состоит из веера различных по длине гряд, значительная часть которых сложена гранитами, гнейсами, мраморами, сланцами, известняками и песчаниками. На западе Гиндукуша наибольшим распространением пользуются островершинные хребты с крутыми, местами почти отвесными склонами, глубоко прорезанными речными долинами; на востоке — плоскогорья (выше 4000 м), которые служат как бы пьедесталом для более высоких альпийно-типных гор, покрытых ледниками.

В пределах боковых цепей Гиндукуша местами сохранились неогеновые выровненные денудационные поверхности. По периферии хр. Сафидхиро описаны реликты поверхности выравнивания на высотах от 2500 до 4200 м, срезающей коренные породы докембрия, палеозоя, мезозоя и сохранившей местами плиоценовые осадки. Поверхность выравнивания отличается холмистым рельефом со скалистыми останцами и наличием широких корытообразных долин. Перекрывающие ее на отдельных участках отложения позднего плиоцена генетически относятся к озерному и делювиально-пролювиальному типам.

Почти всеми исследователями отмечается молодость рельефа Гиндукуша. Мощные плиоцен-четвертичные вертикальные тектонические движения, с которыми были сопряжены разрывные нарушения, вулканизм и сейсмические явления, приподняли эту территорию почти на 5000 м. Это привело к образованию сводового-глыбовой морфоструктуры с резкой дифференциацией ее на хребты-горсты и впадины-грабены.

Орографическим продолжением Гиндукуша к востоку служит горная система Каракорум, в которой располагается вторая по высоте вершина мира — гора Чогори (8611 м). Горы сложены кристаллическими известняками, сланцами, гнейсами и гранитами палеозойского и мезозойского возраста. Почти 70% поверхности занято островершинными хребтами, скалистыми круты-

ми склонами и глубочайшими долинами рек. А. Гансер подчеркивает, что Каракорум одна из немногих провинций в рассматриваемой горной стране, которая возникла при геосинклинальном развитии в альпийское время. В неоген-четвертичное время мезозойды Каракорума подверглись интенсивному дроблению тектоническими нарушениями, из-за чего морфоструктура многих хребтов — глыбово-надвиговая.

Характерная черта рельефа Каракорума — существование многочисленных обособленных горных массивов, увенчанных гигантскими карлингами. К ним относятся Чогори, Панджу, Мраморный пик, Гошербрум, Хидден и др. Чаще всего они имеют вид островершинных или усеченных пирамид с очень крутыми, а местами отвесными склонами. Главная причина их обособления — дифференцированные тектонические движения.

Значительная часть Каракорума покрыта современным оледенением. Здесь располагаются крупные долинные ледники Сачен (длиной 72 км), Хиспар (61 км), Балторо (58 км) и множество более мелких ледников. Общая площадь современного оледенения достигает 17—18 тыс. км². Судя по огромной площади, где сохранились следы позднечетвертичного оледенения, едва ли не весь Каракорум покрывался в эту эпоху льдом, представляя возможно огромный ледяной купол с мощностью льда более 2 км. Можно предположить, что некоторая часть тектонической активности в настоящее время связана с процессом дегляциации и гляциоизостазией.

Гималаи включают в себя дугообразно изогнутую территорию длиной более 2500 км и шириной 350 км. Это система параллельных хребтов, поднимающихся часто выше 8000 м, самая высокая точка которых гора Эверест (8848 м) в горном массиве того же названия.

Наиболее высокая часть Гималаев сложена кристаллическими сланцами, гнейсами и амфиболитами докембрия и раннего палеозоя. Вершина массива Эверест сложена пермо-карбонowymi известняками (рис. 11). Однако известняковых массивов в Гималаях немного. Массив Манаслу (8156 м) сложен гранитоидами. Хр. Ладакх (Зап. Гималаи) сложен преимущественно гранодиоритами и характеризуется широким распространением уплощенных вершинных поверхностей на отметках 6000—6200 м. Расположенные южнее его горы Заскар (7156 м), сложенные осадочными и вулканогенно-осадочными мезозойскими породами, отличаются, наоборот, резко расчлененным рельефом.

Мощность земной коры на границе Гималаев и Тибета сейчас оценивается в 70 км, что на 30 км больше, чем на смежных территориях. По морфоструктуре Гималаи относят к сводово-глыбовому поднятию, осложненному надвигами, при которых развились разрывные нарушения со смещениями до 1000—3000 м. Общая амплитуда тектонических движений за эоцен-голоцен составила 6000—8000 м, а суммарный размах (с учетом погружения блоков Индо-Гангской равнины) — 12 000—15 000 м. По сведениям Чжао

Хитао, смещения по разломам в осевой зоне Гималаев достигали 8000 м, из них в раннечетвертичное время — 2400 м, среднечетвертичное — 2000—2300 м, позднечетвертичное — 1400 м, голоцено — 300 м.

В строении Гималаев выделяются три продольные морфоструктуры: хр. Сивалик, Главные Гималаи, Тибетские Гималаи. На юге крупный структурный шов резко ограничивает все горное сооружение. По этому шву древние кристаллические породы надвину-

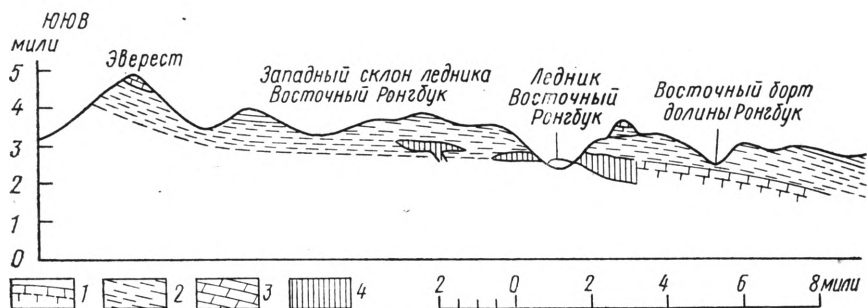


Рис. 11. Схематический геологический профиль массива Эверест (по А. Гансеру, с изменениями):

1 — известняки, 2 — пелиты, 3 — пермские песчаники, 4 — третичные граниты и гранито-гнейсы

ты местами на плиоценовые, а иногда и на четвертичные осадки, слагающие Индо-Гангскую равнину. Среди мощных отложений плиоцена и раннечетвертичного времени наиболее известна сиваликской толща (по названию хр. Сивалик).

Сиваликские отложения представляют для реконструкции палеорельефа Гималаев особый интерес, поскольку в них запечатлена значительная часть истории становления этой горной провинции. Рост Гималаев и вызванное им эрозионное расчленение гор привели в конце миоцена к началу формирования у окраины гор мощной толщи обломочного материала. Мощность сиваликской толщи, в основном озерно-аллювиального, аллювиального, селевого и, возможно, ледникового происхождения, оценивается в 6000—7000 м. Верхние горизонты разреза сиваликских отложений представлены толщей валунно-галечных конгломератов мощностью 400—500 м. Они состоят из чередующихся прослоев и линз валунов и гальки с гравием и песками. Размеры валунов достигают 1,5 м. Заполнитель этих обломков — глинистый и карбонатный. По простиранию конгломераты сменяются плотными серыми песчаниками с линзами глин и алевролитов общей мощностью 700—1000 м. В средних и нижних горизонтах сиваликской толщи преобладают песчаниково-алевролитовые и аргиллитовые породы. Для строения всей толщи характерны сильно сжатые, крутые антиклинальные складки, составляющие резкий контраст с широ-

кими синклиналями. Конгломераты и песчаники местами наклонены до 45—50°. Много крутых разрывных нарушений падает в сторону Главных Гималаев; смещение по разломам — 2000 м.

Происхождение валунного материала в верхних горизонтах сиваликских осадков иногда связывают с раннечетвертичным оледенением Гималаев. Действительно, валуны и галька здесь отличаются слабой сортировкой. В Кашмирской депрессии на северо-западе Гималаев на сиваликских отложениях залегают так называемые «слои Карева» мощностью до 1800 м. Валуны в них отполированы и несут следы штриховки. Эти четвертичные слои делится на верхнюю и нижние пачки. Нижняя пачка представлена дислоцированными серыми глинами и конгломератами; верхняя — песками, песчаниками, алевролитами и суглинками с прослойками валунов и галечников. Местами алевролиты напоминают ленточные глины. В сводном разрезе «слоев Карева» выделяются четыре горизонта валунных галечников, сопоставляемых с четырьмя фазами оледенения Гималаев. Однако ряд исследователей относят валунные отложения к типу фангломератов, считая их селевыми. Если учесть, что толща сиваликских осадков измеряется многими тысячами метров, то становится непонятным, как размыв реками огромной горной провинции привел к накоплению у ее подножия не грубообломочного материала, а песчано-глинистых пород. Возможно, что в раннем-среднем плиоцене Гималаи еще не были столь высокими горами, а интенсивное воздымание их началось только в самом конце плиоцена.

Помимо проблемы возраста рельефа Гималаев есть и иная проблема — становление их морфоструктуры. Ранее было принято считать, что Гималаи сформировались на месте геосинклинального прогиба и по своей структуре ничем не отличаются от Альп. А. Гансер впервые указал на несоответствие отложений и структуры Гималаев строению альпийских стран (Пиренеев, Альп, Карпат). Распространение и характер палеозойских и мезозойских пород, слагающих основные хребты, отражают не глубоководные геосинклинальные условия, а мелководные, существовавшие на обширной платформе или по крайней мере в миеогеосинклинали. Геосинклинальный характер отложений наблюдается лишь в Каракоруме.

Можно предположить, что Гималаи как горы возникли вследствие необычайной активизации тектонических движений в ранне-среднечетвертичное время. В связи с этим предположением представляет интерес и строение морфоструктуры Индо-Гангской равнины, состоящей из почти изометричных блоков, ограниченных разломами северо-восточного простирания. Одни из них опущены на глубину в 8000 м, другие — на 2000—4000 м, третьи — на 500—1000 м. Кроме того, вблизи широтного отрезка долины Брахмапутры встречаются блоки, опускание которых практически равно нулю. Структурные швы блоков северо-восточного направления прослеживаются и на Индостанском плоскогорье. К тому же Индо-Гангский «прогиб» заполнен не морскими геосинклинальными

ми осадками, как большинство предгорных прогибов, а молодыми обломочными породами. Флишевого комплекса пород здесь почти нет. Поэтому многие исследователи рассматривают структуру Индо-Гангской равнины как зону макродробления. К этому можно добавить, что и наиболее сейсмичные области этой территории тяготеют к полосе пограничного разлома Гималаев. Сторонники гипотезы «тектоники плит» объясняют подобные черты морфоструктуры столкновением плит Индостана и Тибета, и продвижением первой под вторую. Об этом как будто бы свидетельствуют увеличение мощности земной коры в южном Тибете до 70 км, раздробленность субстрата, складчатые и разрывные нарушения вдоль пограничного разлома Гималаев. На фоне сжатия двух плит обычно происходит увеличение теплового потока и развивается вулканизм. Для Гималаев первый возрастает незначительно, а вулканизм отмечается только на северо-западе Тибета.

Значительные уклоны поверхности существенно повышают эрозионную силу водных потоков и служат причиной высоких, иногда катастрофических скоростей смещения обломочного чехла на склонах хребтов. В подобных депрессиях часты сейсмотектонические обвалы, перегораживающие долины рек и приводящие к образованию плотинных озер (например, у р. Брахмапутры в верховьях). Реки иногда успевают выносить обваливающиеся обломки, и подсклоновых шлейфов не образуется. В подавляющем большинстве речных долин преобладают процессы глубинной эрозии. Особенно ярко она проявляется на поперечных (по отношению к горным цепям) отрезках долин. К ним, в частности, относится ущелье Брахмапутры, где наблюдаются большие уклоны продольного профиля русла, крутые и отрывистые склоны, выпуклые деформации слабо сохранившихся террас. Все это свидетельство продолжающегося поднятия хребтов. Антиклинальные складки большого радиуса наблюдаются даже в аллювиальных отложениях в обрывах террас.

Современное оледенение в Гималаях занимает площадь около 33 тыс. км². Неравномерность поступления осадков привела к тому, что граница хionoсферы на южных склонах гор располагается на высоте 4500—5500 м, а на северных — поднимается до 6000—6500 м. Наиболее крупными узлами оледенения являются массивы Эверест, Канченджанга, Макалу и др. Здесь господствуют долинные и каровые ледники. Ледник Зему на Канченджанге достигает длины 31 км и площадь около 300 км². По своим размерам ледники Гималаев соизмеримы с альпийскими ледниками.

Устойчивость палеозойских сланцев и пелитов к процессам денудации способствовала образованию многочисленных карлингов и острых иссеченных вершинных гребней хребтов. Весьма характерен в этом отношении массив Эверест.

В Каракоруме и западных Гималаях активные подвижки современных долинных ледников часто приводят к перегораживанию боковых долин и созданию временных, но глубоких (до 150 м) плотинных озер. Воды этих периодически возникающих озер при

прорыве ледяных перемычек формируют катастрофические паводки и гляциальные сели.

Четвертичное оледенение Гималаев было, вероятно, значительным, но сведений о нем мало. В северо-западной части Гималаев в долине Инда конечные морены наиболее древних ледников были установлены на высоте 800 м. В этом районе выделены пять стадий наступания ледников. В наиболее высокой области Гималаев развитие ледников устанавливается начиная со среднечетвертичного времени, с максимумом распространения их в позднем плейстоцене.

Тибетское нагорье располагается к северу от Гималаев, в области развития байкалид, герцинид и мезозойд. Средние отметки днищ речных долин составляют здесь 4000—4200 м, а вершинные поверхности хребтов достигают 6500—7500 м. Тибетское нагорье характеризуется широким развитием глыбовых морфоструктур, по этим особенностям оно похоже на Провинцию Хребтов и Бассейнов в Северной Америке. Так же как и в последней, хребты и впадины Тибета резко ограничены молодыми тектоническими нарушениями. С одной из зон активизации связано, например, положение четвертичного вулкана в истоках р. Керия, в средней части хр. Куньлунь. Следы четвертичного вулканизма отмечены для всего северо-западного Тибета. В хр. Аркатаг отмечены вулканические кратеры, по периферии которых наблюдаются россыпи лапиллей. На значительной части нагорья обнаружены термальные источники, а местами — гейзеры.

На Тибетском нагорье преобладают широтно ориентированные хребты со слабой вертикальной расчлененностью. Они часто имеют плосковышинные поверхности, покрытые развалами глыб, денудационными останцами, каменными морями. Характерно широкое развитие щебенистых отложений. Межгорные котловины, часто бессточные, содержат небольшие по размерам озера. Интенсивные эрозионные процессы наблюдаются лишь в восточной части нагорья, где глубина речных долин достигает 2000—3000 м. Во впадинах обычно наблюдается серия аккумулятивных террас.

Примером строения рельефа крупной межгорной котловины может служить равнина в Цайдамской впадине (2600—3000 м). Последняя ограничена с севера горами Алтынтаг (6161 м) и Наньшань (6346 м), с юга — хр. Куньлунь (7723 м), с востока и запада — высокими плоскогорьями. Размеры котловины достигают 170×600 км. Внешний край занят полосой аридно-денудационных холмов и мелкосопочника (30% всей площади котловины), ближе к центру располагается полоса аллювиально-пролювиальной наклонной равнины шириной около 20 км. В составе последней преобладают слившиеся, расчлененные эрозией конусы выноса, сложенные песчано-щебенисто-гравийными осадками. Здесь же распространены небольшие дюны, а на поверхности равнины встречаются ветрогранники. В самом центре котловины наблюдается глинистая равнина с участками, покрытыми соляной коркой мощностью 20—30 м.

Высота границы хionoсферы повышается со стороны Гималаев к северной окраине Тибета с 4500 до 5800 м. Из-за этого на Тибетском нагорье ледники занимают только привершинные части хребтов. Здесь почти нет крупных ледниковых узлов, подобных гималайским, и максимальная длина ледников не превышает 6—12 км. В четвертичном периоде оледенение, вероятно, было более значительным, но границы его пока не установлены. Ледники, скорее всего, закрывали не только склоны хребтов, но и спускались на дно межгорных котловин. Его следами являются многочисленные задровые равнины с озерами, троговые долины, валь и покровы морены.

Бирманское нагорье

Альпийско-Гималайский пояс оканчивается на крайнем юго-востоке складчато-глыбовым Бирманским нагорьем (4149 м), сложенным гранитами, кварцитами, кристаллическими сланцами, известняками, песчаниками и разбитым на блоки многочисленными тектоническими трещинами. Субмеридиональные хребты разделены продольными впадинами, ограниченными разрывными нарушениями. Абсолютным преобладанием пользуются глубоко расчлененные среднегорья (1000—2000 м), но восточнее впадины, дренируемой р. Иравади, в пределах Шанского нагорья наблюдаются значительные площади сглаженных плосковершинных междуречий. Непосредственным продолжением гималайских цепей служат горы Аракан-Йома (3053 м), состоящие из нескольких параллельных гряд, ядра которых сложены гнейсами, мезозойскими гранитами и сланцами, а склоны — известняками и песчаниками эоценового возраста. Наиболее типичны здесь округловершинные хребты. По обе стороны от гор Аракан-Йома располагаются районы грязевого вулканизма. Здесь наблюдаются грязевые вулканы двух типов: в виде конусов и щитов. Диаметр первых вулканов достигает 200—250 м, высота — 10—15 м.

Продольная тектоническая депрессия Иравади обладает мягким холмисто-увалистым рельефом, осложненным плоскими поверхностями широких речных террас. Иравади имеет в своем верхнем течении горный характер, ящикообразный поперечник с высотой бортов 600—800 м. Многочисленные ущелья и пороги в русле — характерные признаки этих мест. Вместе с тем отмечаются фрагменты древней долины р. Иравади, не наследуемые рекой в настоящее время, тянущейся в виде широкой депрессии параллельно современным ущельям, по которым проходит основное русло реки.

Вблизи депрессии Иравади некоторым распространением пользуются вулканические конусы и лавовые покровы, свидетельствующие о высокой активности рельефообразующих процессов. Депрессию разделяет на две части низкий хр. Пегу-Йома, сложенный миоценовыми песчаниками, сланцами и глинами, смятыми в складки и прорванными субвулканическими телами. На севере

его расположен вулкан Попа (1518 м) с резко очерченным кра-
тером. Склоны хребта обрывисты и резко расчленены долинами
рек. С районами древнего вулканизма связаны ныне действующи-
е термальные источники.

К востоку от равнины Иравади резким уступом поднимается
горная область, известная под названием Шанского на-
горья. Нагорье сложено разнообразными кристаллическими,
осадочными и метаморфическими породами докембрийского, па-
леозойского и мезозойского возраста. В рельефе здесь преоблада-
ют плоско- и округловершинные междуречья, ступенями поднима-
ющиеся с запада на восток. Линии разломов, разделяющие сту-
пени, часто контролируются термальными источниками. Для кар-
стовых районов характерны сильно трещиноватые поверхности
склонов, подземные реки, поноры, поля. Долины рек в таких
районах широкие, с пологими склонами.

Бирманское нагорье обладает сравнительно молодым релье-
фом, заметно отличающимся от рельефа западных и центральных
стран азиатской подзоны Альпийско-Гималайского пояса.

Азиатская подзона Альпийско-Гималайского пояса отличается
большей контрастностью и полигенетичностью рельефа от европей-
ской подзоны. К востоку рельеф в азиатской подзоне становится
более разнородным. В полосу активных плиоцен-четвертичных тек-
тонических движений попали глыбовые и блоковые структуры как
северного Индостана, так и Тибета. Складчато-глыбовые хребты
и плоскогорья в западной части горного пояса разделены обшир-
ным вулканическим нагорьем. В Европе аналогов такому сочета-
нию морфоструктур мы не находим, а также и контрастных соче-
таний флювиального, эолового и ледникового рельефа, как в бес-
сточных областях Малоазиатского и Иранского нагорий. Таким
образом, особенности морфоструктуры и географического положе-
ния этой части Альпийско-Гималайского пояса привели к форми-
рованию здесь уникальных черт развития горного и равнинно-пло-
скогорного рельефа.

ВНУТРИАЗИАТСКИЙ ПОЯС ГОР И РАВНИН

Если в Европе и Западной Азии Альпийско-Гималайский пояс
непосредственно соприкасается с расположенной севернее его рав-
нинно-плоскогорной зоной, то в Центральной Азии между плоско-
горьями и горным поясом проходит широкая полоса внутренних
гор и равнин, вытянутая к северо-востоку и достигающая побе-
режья Северного Ледовитого океана (V) (см. рис. 10). Располо-
жение в центре Азиатского материка позволяет назвать эту гео-
морфологическую зону Внутриазиатским поясом гор и равнин.
В его пределах располагаются такие геоморфологические страны,
как Тянь-Шань и Тарбагатай; горы Южной Сибири; горы и рав-
нины Центральной Азии; Верхояно-Чукотская страна; Централь-
нокитайское нагорье; Тянь-Шань; горы Южной Сибири и Верхо-
яно-Чукотская страна (за исключением восточного Тянь-Шаня и

Монгольского Алтая) располагаются на территории СССР и в этом разделе не рассматриваются.

Самая большая по площади в этой геоморфологической зоне — страна гор и равнин Центральной Азии (IV.1).

Горы и равнины Центральной Азии

В центре Азии находятся крупнейшие пустыни Такла-Макан, Алашань, Гоби. Равнины и плоскогорья здесь подняты на высоту 800—1500 м, а останцовые горы достигают 2000—4200 м. Со всех сторон равнины и плоскогорья обрамлены горными странами, перекрываемыми потоки относительно влажного воздуха, из-за чего в центре материка наблюдаются бессточные котловины, сухие степи, полупустыни и пустыни. За исключением Лёссового плато, дренируемого р. Хуанхэ, безводные равнины и пустынные ландшафты сочленяются с поясом вечных снегов.

В структурном отношении рассматриваемая территория представляет собой древнюю платформу, где ориентировка элементов рельефа целиком подчинена распределению активизированных платформенных структур. Кристаллический фундамент появляется лишь в бортах горных сооружений, обрамляющих эту зону. Ближайшие склоны и дно многих депрессий закрыты мощными мезокайнозойскими осадками. Особенно широким распространением пользуются юрские и меловые песчаники, сланцы, мергели, известняки.

Чередование крупных и массивных горных хребтов, возвышенных равнин и нагорий часто связывают с вертикальными глыбовыми перемещениями поверхности. Вместе с тем значительна роль горизонтальных перемещений отдельных блоков.

На юго-западном и северном склонах Таримской впадины обнаружены надвиги древних пород на мезозойские и палеоген-неогеновые осадки. Вдоль ее южного борта, простираясь почти на 1500 км, тянется крупный Алтынтагский разлом, имеющий форму левостороннего сдвига, прекрасно различимый на космических снимках.

Во многих внутренних провинциях Центральной Азии господствуют аридные условия. Средние температуры воздуха в январе достигают здесь —15, —30°, а в июле +27°. На открытых пространствах равнин наблюдаются значительные колебания температуры в течение суток. Это обуславливает весьма интенсивное физическое выветривание горных пород. Годовая сумма осадков крайне незначительна. В районе оз. Лобнор их выпадает около 10 мм, в Турфанской котловине — 40—50, в Восточной Гоби — 200—300 мм.

При наличии открытых безлесных пространств один из ведущих агентов рельефообразования — ветер. Здесь преобладают ветры западных и северо-западных румбов, устремляющиеся на равнины Центральной Азии через низкие перевалы и проходы в горах на западе. Особенно сильны ветры в мае и июле, когда

образуются пыльные бури, а в песчаных пустынях — самумы. Для равнин Центральной Азии типичным состоянием атмосферы летом является сухая мгла; зимой — штиль, ясное небо, приводящие к выхолаживанию земной поверхности. Эти черты климата обуславливают специфику экзогенных процессов.

Таримская впадина расположена между обширными горными системами Тянь-Шаня и Куэньлуня, достигая длины 1300 км и ширины около 500 км. Абс. отм. днища колеблются от 800 до 1200 м. Предполагают, что во впадине мощность выполняющих ее мезокайнозойских осадков превышает 8000 м. Верхняя часть их представлена озерными и озерно-аллювиальными фациями, но среди них отмечены и горизонты морских осадков, возможно внутренних озер-морей. Даже на одном из последних этапов геологического развития в палеогене сюда проникало море, оставившее свои осадки в виде мергелей и известняков.

Всхолмленная равнина занята в основном грядовыми и барханскими песками (пустыня Такла-Макан), но по периферии гор распространены озерно-аллювиальные и аллювиально-пролювиальные поверхности, дренируемые реками Яркенддарья, Кызылсу, Хотандарья и др. Гряды песков в центральной части впадины достигают 150 м высоты и в поперечнике — 300—1000 м. Межгрядовые ложбины иногда имеют вид замкнутых котловин. Барханы пользуются наибольшим распространением по периферии впадины.

У восточной окраины Таримской впадины на высоте 780 м располагается одна из достопримечательностей Центральной Азии — оз. Лобнор, изучавшееся крупнейшими русскими путешественниками и учеными Н. М. Пржевальским, П. К. Козловым, В. И. Роборовским. Изображения озера на картах, очертания берегов беспрестанно менялись, что давало повод отдельным исследователям настаивать на достоверности своих наблюдений, опровергая результаты предыдущих экспедиций. Лобнор, как пишет Э. М. Мурзаев, оказался «кочующим водоемом». Его местоположение и конфигурация полностью зависели от изменений режима твердого и жидкого стока рек Тарим и Кончедарья. С изменением очертаний приустьевых частей русел этих рек водой заполнялись то северная, то западная, то южная части огромной котловины.

Озерные бассейны существовали в четвертичное время как в западной, так и в восточной частях Таримской впадины. Озерные отложения представлены переслаивающимися мелкозернистыми песками и тонкими глинами мощностью 5—10 м. О древних влажных эпохах свидетельствует и карст в горном крае Мазар-Таг, в центральной части пустыни. Кроме того, характерным элементом рельефа являются фрагменты «мертвых» речных долин, в поперечном профиле которых иногда сохраняются террасы. На озерных и аллювиальных отложениях в предгорьях залегает лёссовый покров мощностью от 8 до 30 м. Лёссы перекрывают также коренные склоны и даже морены древних ледников. В настоящее время накопление лёссов продолжается на склонах окраинных хребтов Куэньлуня (Куэньлуня), куда ветры сгоняют пылевые ту-

маны. Речные долины прорезают лёссовый покров и верхние горизонты озерных глин. В их верхних звеньях глубина вреза достигает 40—60 м, уменьшаясь к центру впадины до 8—2 м.

Джунгарская впадина в своих размерах уступает Таримской впадине, достигая длины 500 км и ширины 300 км. Здесь встречаются островные горы, сложенные кристаллическими и осадочными породами, и лишь отдельные участки поверхности покрыты песками. По периферии впадины прослеживаются обширные пролювиальные наклонные поверхности шириной 40—50 км, сложенные песчано-галечными и щебенистыми отложениями. Под рыхлыми осадками скрыты красноцветные мезозойские и раннекайнозойские породы. На севере впадины они выходят на дневную поверхность, слагая столовые возвышенности, между которыми располагаются многочисленные бессточные котловины. В Джунгарской впадине, так же как и в Таримской, сохранились «мертвые» долины — следы прежней флювиальной деятельности рек.

Внутренние области впадины заняты бугристыми и грядовыми сыпучими песками. Однако эоловый рельеф представлен не только аккумулятивными, но и деструктивными комплексами форм. Самым характерным из последних является рельеф «эоловых городов». Один из них расположен к востоку от котловины Орху и занимает площадь в 300 км². Грядовые возвышенности, поднимающиеся на высоту от 180 до 350 м над дном впадины, сложены юрскими и меловыми песчаниками и глинами. Часть их ориентирована по направлению преобладающих ветров и имеет вид пирамид, башен, разнообразных скульптур, игл и т. п.

В озерных котловинах (оз. Улюнгур, Эби-Нур и др.) во многих местах сохранились древние береговые линии высотой от 5—7 до 50 м. В котловине Больших озер (северо-западная Монголия) отмечаются два уровня береговых линий, соответствующих трансгрессиям в средне- и позднечетвертичное время.

Крупная депрессия Алашань (850—1200 м) располагается севернее гор Наньшань. Ее поверхность представляет собой чередование низких кряжей и холмов с песчаными или песчано-галечными равнинами. В современном рельефе выделяются четыре основных типа: 1) обособленные низкогорные массивы; 2) песчано-галечные равнины; 3) сухие долины; 4) барханные и бугристо-грядовые песчаные равнины. Наибольшим распространением пользуется здесь последний тип рельефа. Местами высота барханов достигает 250 м. С севера на юг депрессию пересекает единственная водная артерия — р. Эдзин-Гол.

Турфанско-Хамийская впадина располагается у юго-восточной окраины Тянь-Шаня на месте мезокайнозойского прогиба. С поверхности она сложена аллювиально-пролювиальными и эоловыми отложениями, образующими волнистую равнину. В понижениях распространены такры и солончаки. С северной и южной сторон впадина обрамлена полосами наклонных пролювиальных шлейфов, глубоко расчлененных оврагами с сухими руслами,

придающими этой территории облик бедленда. В западной части впадины находится Турфанская котловина (—154 м), вытянутая с запада на восток почти на 200 км, при ширине 70 км. Дно котловины сложено пролювиальными и аллювиальными отложениями. Местами встречаются песчаные массивы и солончаки. Самый большой солончак Боджанте временами превращается в горько-соленое озеро длиной 35—37 км и шириной 10—12 км.

Горы Бэйшань (2791 м) расположены между восточной окраиной Таримской и западной окраиной Алашаньской впадин. «Местность здесь представляет слегка волнистую равнину, по которой там и сям разбросаны лёссовые обрывы в форме стен, иногда столов или башен, почва же покрыта галькой и гравием». (Пржевальский, 1948). Ближе к центральному району горы Бэйшань представляют отдельные холмы или крупные холмы, достигающие отн. выс. 100—180 м. Этот сглаженный рельеф относительно низких гор расположен тем не менее на абс. отн. 1700—2800 м. Издали хребты Бэйшаня кажутся низкими и длинными, сильно расчлененными грядами, разделенными широкими равнинными участками, поверхность которых покрыта щебнем и гравием.

Строение гор Бэйшань довольно типично для рассматриваемой геоморфологической страны. Сильно разрушенные процессами выветривания и денудации горы окаймлены кольцом наклонных щебенистых поверхностей. «Такие покатости, часто с большим наклоном, составляют характерную принадлежность горных хребтов центральноазиатской пустыни. Они обыкновенно сопровождают широкой каймой подножие гор, имеют почву из глины с галькой, совершенно бесплодны и местами прорезаны глубокими руслами дождевых потоков.

Образование подобных оригинальных равнин, по всему вероятно, обуславливается разрушением тех же горных хребтов пустыни, в которой нет ни обильных водяных осадков, ни текучих вод для перенесения продуктов разложения. Они осыпаются с гор возле их подножий, закрывая мало-помалу нижние каменные пласты и образуя постоянно увеличивающуюся пологую осыпь... В некоторых небольших хребтиках... можно наблюдать, как постоянно увеличивающаяся осыпь уже замаскировала собой почти всю прежнюю площадь гор, уцелевших только небольшим островком на вершине своего куполообразного пьедестала» (Пржевальский, 1948). Такие пьедесталы получили в геоморфологической литературе название «бэлей». Кроме Н. М. Пржевальского бэли были описаны в Монголии Г. Н. Потаниным, отмечившим весьма широкое их распространение в Центральной Азии.

Хангайское нагорье (4031 м) представляет резко очерченное сводово-глыбовое поднятие, сложенное палеозойскими песчаниками, алевролитами, аргиллитами и углисто-глинистыми сланцами, прорванными интрузиями гранитов, гранодиоритов, кварцевых диоритов позднепалеозойского и мезозойского возраста.

Рельеф характеризуется сглаженностью междуречий, местами ней поверхности денудационного выравнивания. В поперечном сечении с юга-запада на северо-восток нагорье обладает асимметричными уплощенными вершинными поверхностями — следы древних метрий. У него крутой юго-западный склон, предопределенный серией параллельных тектонических нарушений длиной до 120 км, и более пологий северо-восточный склон. Вблизи осевой зоны нагорья встречаются структурные плато, сложенные позднечетвертичными базальтами, под которыми в разрезах отмечается погребенный рельеф с размахом высот до 500 м.

Для восточного склона нагорья характерной чертой являются долинные базальтовые покровы. Например, в долине р. Чулутын-Гол (по А. В. Кожевникову и др.) имеются хорошо сохранившиеся вулканические конусы высотой до 60 м, с диаметром кратеров в несколько десятков метров, от которых вниз по долинам тянется на 12—13 км лавовый поток. Иногда потоки лав заполняют небольшие котловины в предгорьях. Излияния базальтов продолжались в течение всего четвертичного периода, включая голоцен. Если учесть еще и повышенную сейсмическую активность этого региона, то становится очевидным активное развитие Хангайского нагорья.

Наряду с тектоническими деформациями и вулканизмом нагорье испытало оледенение. Здесь выделяются следы среднечетвертичного и двух позднечетвертичных оледенений. Поверхность среднечетвертичной морены, располагающаяся на отметках 2200—2400 м, отличается слабо всхолмленным рельефом, осложненным озерными котловинами.

Таким образом, по особенностям своего рельефа Хангайское нагорье приближается к регионам Южного Прибайкалья на территории СССР, с характерной высокой тектонической активностью в четвертичном периоде, молодым вулканизмом, влиянием ледниковых процессов.

Равнина Гоби — самая большая и возвышенная внутренняя равнина Центральной Азии. Ее часто называют плоскогорьем, так как здесь встречаются группы обособленных гор в виде коротких гряд или кряжей. Своим названием равнина обязана пустыням и полупустынным ландшафтам с редкой растительностью и щебенисто-галечной поверхностью. Большую часть территории занимают пластовые меловые, палеогеновые и неогеновые равнины. Кроме них наблюдаются: денудационные цокольные равнины с участками мелкосопочника (рис. 12), аллювиально-пролювиальные и озерно-аллювиальные равнины, вулканические плато. Пластовые участки равнины Гоби расположены в центральной, восточной, северо-восточной и южной Монголии. С поверхности их слагают горизонтально залегающие алевролиты, аргиллиты, мергели и конгломераты мелового возраста, а также песчано-глинистые палеогеновые и неогеновые отложения. Коренные породы часто перекрыты плащом щебня и гальки. Характерная черта рельефа подобных равнин — контрастное сочетание обширных

совершенно плоских поверхностей, и резко и глубоко расчлененных эрозией ступенчатых склонов, где в разрезах обнаруживается почти весь комплекс пород, слагающих равнины.

Цокольные денудационные равнины также пользуются широким распространением. Они представляют собой слабоувалистые щебенистые поверхности, расчлененные неглубоко врезанными руслами сухих рек и мелкими впадинами. Над поверхностью часто поднимаются массивы мелкосопочника, обрамленного бэлями.



Рис. 12. Строение рельефа в Восточной Гоби (Восточно-Монгольская равнина, по И. П. Сырневу):

1 — интрузивные породы; 2—3 — эффузивные: 2 — кислые и средние; 3 — основные; 4 — метаморфические; 5 — осадочные

Площадь аллювиальных и аллювиально-пролювиальных равнин в Гоби достигает 60 тыс. км²; из них 46 тыс. км² покрыто песками. Это плоские поверхности со следами эрозионного размыва, сложенные тонкозернистыми песками и супесями, образовавшимися при широких разливах рек. Блуждание рек во многом обусловлено высокой насыщенностью потоков обломочным материалом. Характерная черта аридной гидрографии — миграция рек и озер. При этом в отличие от климатического, тектонический фактор почти не оказывает влияния на миграцию, о чем свидетельствует изменение направлений смещений рек и озер от года к году. Иногда озера и реки даже исчезают с поверхности, что совсем не объяснимо тектоническими движениями.

Вулканические плато и нагорья наблюдаются в северо-западной и восточной частях Гоби. Самое крупное в Монголии вулканическое плато Дариганга (юго-восток Гоби) занимает площадь около 10 тыс. км². Оно возвышается над окружающей равниной примерно на 250—300 м и бронировано базальтовыми лавами мощностью от 25 до 100 м (см. рис. 12). Это слабо всхолмленная равнина с небольшими долинами малых водотоков, разбитая на блоки многочисленными трещинами. Последние извержения происходили здесь в голоцене. Часть лав при этом перекрыла речные террасы.

Хребет Большой Хинган (2034 м) окаймляет равнину Гоби с востока полосой (ширина 230 км и длина 1200 км). Это низко- и средневысотные горы с округлыми или уплощенными вершинными поверхностями. Хребет сложен осадочными палеозой-

скими и мезозойскими породами, прорванными гранитами; большую площадь занимают покровы липаритов и кварцевых порфиров. Бол. Хинган обладает структурой крупного горст-антиклинария, сформировавшегося на западной окраине Северо-Маньчжурского массива. В поперечном сечении хребта наблюдается заметная асимметрия, крутой восточный и пологий — западный склоны. В основном это обусловлено разной высотой окружающих Бол. Хинган равнин: на западе — высокая равнина Гоби (900—1200 м), на востоке — низкая (180—200 м) Северо-Восточная равнина Китая. Вследствие этого восточный склон хребта расчленен намного сильнее; иногда долины рек принимают вид ущелий. Реки, стекающие с Бол. Хингана, выносят на равнины много обломочного материала. На месте Северо-Восточной и Средне-амурской впадин в четвертичное время существовали озера, которые при врезании рек Сунгари и Амура в среднем плейстоцене были спущены. Сейчас реки мигрируют среди эрозионных останцов, сложенных озерными и озерно-аллювиальными осадками, перекрытыми в некоторых случаях покровами базальтов.

Холмистое плоскогорье Ордос и Лёссовое плато входят в пределы так называемой Лёссовой провинции Китая, тянущейся с запада на восток от г. Ланьчжоу до хр. Тайханьшань. На юге они ограничены хр. Циньлин, а на севере граница проходит в виде неровной линии от г. Чжуньэй до предгорий Бол. Хингана. Абсолютные отметки достигают здесь 2500 м. В северной



Рис. 13. Меридиональный геолого-геоморфологический профиль через Ордос и Лёссовое плато (по А. С. Кесью):

1 — граниты, гнейсы; 2 — палеозойские известняки; 3 — мезозойские песчаники и сланцы; 4 — песчано-галечные и глинистые отложения плиоцен-четвертичного возраста; 5 — песчано-глинистые отложения свиты сайлаусу; 6 — лёссово-красноглинистая формация; 7 — эоловые пески

части Ордоса близко к дневной поверхности подступают юрские и меловые песчаники, обладающие слабой сопротивляемостью процессам денудации. Местами поверхность равнин перекрывается массивами песков. Здесь, так же как в Гоби, наблюдаются галечные покровы. Уже в южной части Ордоса появляются глубоко расчлененные лёссовые поверхности, достигающие наибольшего развития на Лёссовом плато (рис. 13).

В западных и центральных областях Лёссовой провинции мощности лёссов достигают 300—350 м, а глубина эрозионного рас-

членения междуречий нередко превышает 300—400 м. К востоку мощность лёссов сокращается до 30—50 м. Судя по возрасту наиболее древних лёссовых горизонтов, аридизация Центральной Азии началась не ранее позднего плиоцена. А. С. Кесь, изучавшая рельеф и рыхлые отложения Лёссовой провинции Китая, пришла к выводу, что рельеф имеет здесь в основном эрозионно-эоловое происхождение, а лёссы относятся большей частью к эоловым образованиям. Рельеф вблизи наиболее крупных речных долин сильно изрезан оврагами и рытвинами. Преобладающими формами вершинных поверхностей междуречий на Лёссовом плато являются куполообразные уплощенные холмы поперечником около 50 м.

Центральнокитайское нагорье

Геоморфологическая страна Центральнокитайского нагорья включает провинции: хр. Циньлин, Сычуанской котловины, плато и нагорий Гуйчжоу и Восточного Юньнаня. По особенностям морфоструктуры это складчато-глыбовые горы, глыбовые плоскогорья и пластовые равнины. В структурно-тектоническом отношении территория представляет собой участки разбитой на блоки Синийской платформы. Горы Юньнань и плато Гуйчжоу совпадают с выступами жесткой структуры Тибетского массива, где Синийская платформа была переработана как мезозойскими движениями, так и альпийским тектогенезом. Хр. Циньлин наследует полосу юрско-мелового тектонического поднятия. Сычуанская котловина, или, как ее иногда называют, Красный Бассейн, сформировалась на месте крупного платформенного прогиба. Древние породы фундамента перекрыты здесь мощными красноцветными песчаниками и глинами возрастом от силура до палеогена. Цепочка котловин меньших размеров вытянута вдоль восточной границы Тибетского нагорья, подчеркивая региональный структурный шов, разделяющий Альпийско-Гималайский и Внутриазиатский пояса.

Хребет Циньлин сложен осадочными и метаморфическими породами докембрия и палеозоя. Он так же, как и Бол. Хинган, отличается резкой асимметрией своих склонов. Высота хребта составляет в среднем 2000—2500 м, достигая максимальной высоты 4107 м на горе Тайбайшань. Система Циньлина состоит из нескольких параллельных хребтов. По своему устройству это крупный горст-антиклинарий, обрамленный на севере активными тектоническими нарушениями, отделяющими его от впадины — грабена р. Вэйхе. Северные склоны хребта отличаются густым и глубоким расчленением; южные склоны — глубокими ущельями и цепочкой впадин. В осевой зоне Циньлина, как правило, наблюдаются островершинные междуречья с крутыми скалистыми склонами. Местами встречаются древнеледниковые кары. Вместе с тем на отдельных участках обнаруживаются выровненные денудационные поверхности.

Обрамляющая Циньлин с севера впадина Вэйхе достигает

длины почти 300 км при ширине около 60 км. Днище ее занято равниной, высота которой изменяется с запада на восток от 700 м до 360 м. Впадина Вэйхе является молодым грабеном, выполненным озерно-аллювиальными осадками мощностью более 500 м.

Вдоль южного склона Циньлина протекает р. Ханьшуй, которая дренирует систему ступенчатых впадин, разделенных горными перемычками. В верхнем течении во впадинах наблюдается четкая террасированность их поперечного профиля.

Таким образом, строение обоих склонов хр. Циньлин и обрамляющих его впадин свидетельствует о блоково-глыбовой морфоструктуре всей горной системы.

Сычуаньская котловина расположена южнее хр. Циньлин. Она соответствует в геологической структуре крупному овалному платформенному прогибу, выполненному континентальными осадками мезозойского и кайнозойского возраста мощностью более 4000 м. Котловина достигает в поперечнике 300 км, а ее дно находится на отметках 400—800 м и дренируется левыми притоками р. Янцзы, сама она протекает вдоль южного борта котловины. Верхние горизонты отложений здесь представлены песчаниками и сланцами мелового возраста, слагающими холмы и низкие сглаженные междуречья. В Сычуанской котловине наблюдаются три основных типа рельефа: грядовый денудационный рельеф на востоке; холмисто-эрозионный рельеф в центре; аллювиально-пролювиальная равнина на западе котловины. Гряды вытянуты в северо-восточном направлении и соответствуют выраженным в современном рельефе складкам мезозойских отложений. Чаще всего наблюдаются уплотненные вершины гряд. Иногда на них получает развитие карстовый рельеф. Плосковершинная форма холмов в центре котловины подчеркивает морфоструктуру пластовой равнины. Аллювиально-пролювиальная равнина на западе образовалась в результате слияния нескольких больших конусов выноса.

На юге Китая расположены плато Гуйчжоу (1000—1200 м) и нагорье Юньнань (1500—2000 м), характеризующиеся резко расчлененным рельефом с фрагментами древних поверхностей выравнивания в вершинном поясе хребтов. Центральная часть нагорья Юньнань сложена главным образом древними метаморфическими породами, сменяющимися к окраинам палеозойскими осадочными толщами. Среди них значительную площадь занимают известняки. Нагорье отличается сильным эрозионным расчленением. Долины рек часто имеют вид каньонов глубиной более 1000 м, а конфигурация речной сети имеет ортогональные очертания. Резко очерченные меридиональные хребты в западной части нагорья существенно отличаются от более массивных округловершинных хребтов его восточной части, где широко распространен карстовый рельеф. Вдоль восточной окраины нагорья активные тектонические движения сформировали в течение мезозоя и кайнозоя цепочку котловин, выполненных континентальными

ми осадками. Они деформированы в складки, что указывает на активизацию в этой полосе тектонических подвижек.

Плато Гуйчжоу сложено в основном известняками и сланцами и прорезано на 200—500 м речными долинами. Склоны плато довольно крутые, что связано с наличием тектонических уступов вдоль его окраин. Для центральной части плато наиболее типичен холмисто-увалистый структурный рельеф междуречий, иногда бронированный пластами известняков. Если на севере преобладают хребты эрозионно-денудационного происхождения, то на остальной части широким распространением пользуется карстовый рельеф, представленный «каменными лесами», пещерами, провальными воронками.

Таким образом, для Внутриазиатского пояса характерна, во-первых, значительная контрастность сочетаний горных и равнинных территорий, среди которых отмечаются фрагменты древнего (домиоценового) рельефа; во-вторых, резкая (местами, рифтогенная) активизация плиоцен-четвертичных тектонических (в том числе сейсмических) движений. С многих сторон бессточная область Центральной Азии обрамлена рифтовыми зонами с проявлениями вулканизма.

Существенное влияние на рельефообразование здесь оказали колебания климата, обусловившие сочетания гумидного и аридного типов рельефа.

ВОСТОЧНО-АЗИАТСКИЙ ПОЯС ГОР И РАВНИН

Вдоль восточной окраины Азиатского материка полосой в 150—750 км ширины тянутся чередующиеся между собой изометричные или узкие депрессии и крупные горные сооружения. Характерная черта последних — ориентировка их вдоль морского побережья. Внешняя (наиболее близкая к океану) часть гор располагается, как правило, в пределах так называемой континентальной флексуры земной коры, где мощность последней возрастает с 18—22 км до 30—37 км. Восточно-Азиатский пояс состоит из разнородных геологических образований, главной чертой которых является резкое обновление морфоструктуры в позднем мелу — раннем палеогене с широким участием вулканических процессов. В его пределах расположен так называемый Восточно-Азиатский вулканоген, состоящий из Охотско-Чукотского, Сихотэ-Алиньского, Катазиатского и других звеньев. За пределами СССР горный пояс включает геоморфологические страны: Манчжуро-Корейские горы и равнины (V.1), Северо-Китайскую равнину (V.2), Южно-Китайские горы (V.3), равнины и плато п-ова Индокитая (V.4), а на территории СССР — нагорье Сихотэ-Алинь, горы и равнины Приамурья, Охотскую горную страну и Чукотско-Анадырскую (рис. 14).

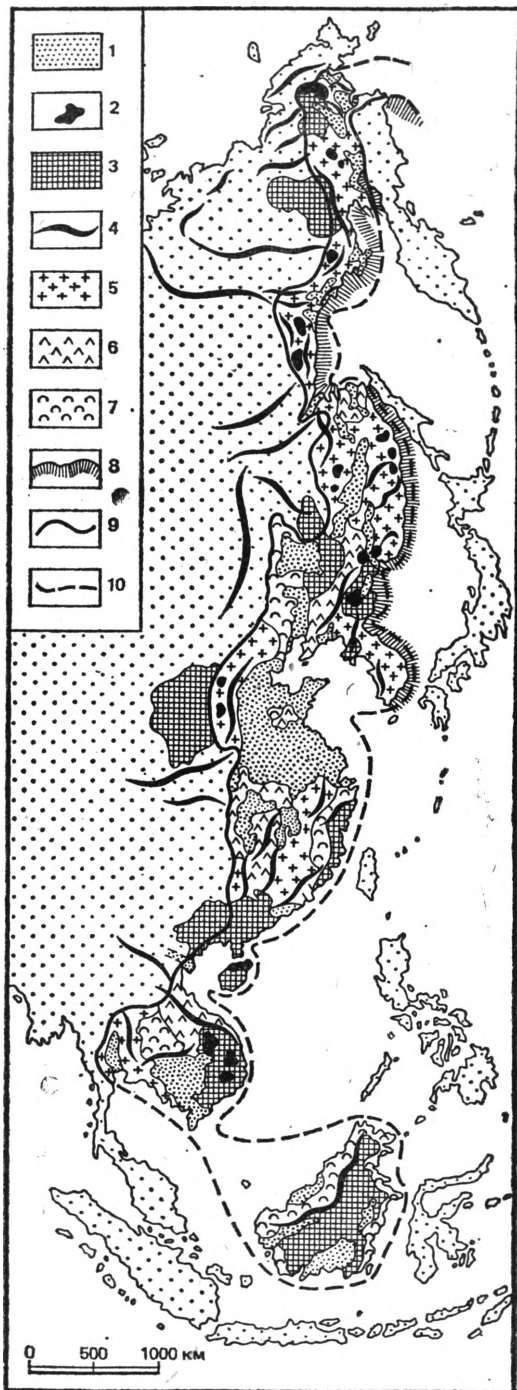
Манчжуро-Корейские горы и равнины

В эту геоморфологическую страну входят Восточно-Манчжурские горы, плоскогорье Чанбайшань, Северо-Корейские, Южно-Корейские горы, Северо-Восточные равнины Китая.

Восточно - Манчжурские горы представлены низко- и среднегорными хребтами обладающими глыбовой морфоструктурой. Они вытянуты в длину почти на 1400 км и состоят из нескольких горных цепей, разделенных межгорными впадинами. Горы сложены сланцами, песчаниками, известняками, смятыми в складки и разорванными разломами.

Долины рек Ялуцзян и Тумыньцзян отделяют Восточно - Манчжурские горы от Северо-Корейских, отличающихся более сглаженным рельефом. Сложены они главным образом архейскими и протерозойскими гнейсами и кварцитами.

Рис. 14. Схема геоморфологического строения Восточно-Азиатского пояса гор и равнин: 1 — равнины в тектонических депрессиях и впадинах; 2 — вулканические плато; 3 — плоскогорья; 4 — оси наиболее крупных хребтов; 5 — нагорья; 6 — горные массивы; 7 — холмогорья и низкие горы; 8 — континентальная флексура, область изменения мощностей земной коры от 18 до 35 км. Границы пояса: 9 — на континенте, 10 — в пределах акваторий



Плоскогорье Чанбайшань сложено изверженными породами, перекрытыми андезито-базальтами, базальтами и трахитами. Вулканические породы, бронируя верхние части междуречий, образуют обширные структурные плато. Мощность платобазальтов достигает 450—500 м. Рассекающие их речные долины часто имеют вид каньонов. В центре плоскогорья расположен массив вулкана Пэктусан (2744 м), диаметр основания которого около 30 км.

Южно-Корейские горы (1267 м) характеризуются резко расчлененным эрозионным рельефом, выработанным в мезозойских осадочных изверженных породах.

Северо-Восточные равнины Китая (25—200 м) состоят из нескольких областей: равнин Сунгарийской аллювиальной, Восточно-Манчжурской аллювиально-пролювиальной, Северо-Жэхесской аллювиальной и Ляохэ дельтовой. Их объединяет крупная депрессия, сложенная в своем основании мезозойскими, а в верхних горизонтах — неоген-четвертичными морскими, аллювиальными и лёссовыми осадками. Местами над поверхностью равнин поднимаются островные горы. Эрозионное расчленение последних сравнительно невелико (20—25 м), а крутизна склонов не превышает 10°. Довольно часто встречаются изолированные холмы высотой 5—12 м, сложенные пролювиальными песчаными и песчано-галечными осадками. Помимо холмов встречаются блюдцеобразные котловины. При воздействии сильных ветров пролювиальные песчаные поверхности быстро превращаются в эоловые равнины. Дюны в их пределах иногда достигают высоты в 30 м. Пространства между дюнами в периоды дождей заливаются водой и иногда превращаются в озера. В такие периоды р. Сунгари, разливаясь, далеко выходит за пределы своего русла и образует огромные озерные бассейны.

Северо-Китайская равнина и плато Шэньси

Северо-Китайская равнина — обширная, почти горизонтальная поверхность с абсолютными отметками в 15—50 м. Ширина равнины колеблется от 200 до 500 км. Долины рек, дренирующих равнину, относятся к планиформному типу, т. е. не имеют резко очерченных бортов и практически исчезают, дробясь на огромное количество протоков и соединяющихся друг с другом озер. Обилие водотоков и озер при муссонных осадках вызывает сильную заболоченность ровной поверхности. Этому способствует заиление ее материалом, в огромных объемах выносимого двумя главными реками Китая — Хуанхэ и Янцзы (до 600 млн т ежегодно), что приводит к частым перестройкам их русел.

Равнина сформировалась при длительной аккумуляции осадков на дифференцированно опускающихся блоках Синийской платформы.

У города Тяньцзиня скважина глубиной 863 м была остановлена лишь в песчанистых илах четвертичного возраста. Пройденная бурением толща осадков по своему составу является терри-

генной, но внутри нее встречаются редкие прослои с морской фауной. Данные бурения в других местах показали, что поверхность фундамента отличается неровным рельефом, залегает на глубинах от 700 до 1500 м и сложена палеозойскими породами. Непосредственно на них залегают неогеновые красноцветные глины мощностью около 550 м, сменяющиеся выше по разрезу тонкозернистыми песками четвертичного возраста. Это свидетельствует о том, что за последние 700 тыс. лет территория опустилась не менее чем на 600 м (с учетом колебаний уровня моря). Вероятно, если бы не значительное количество обломочного материала, выносимого реками и «надстраивающего» ее поверхность, отдельные участки Северо-Китайской равнины давно превратились бы в морские заливы.

Хотя о строении цоколя Северо-Китайской равнины известно сравнительно немного, по ориентировке зон сейсмичности в центре равнины, вытянутых в субмеридиональном направлении, можно предположить, что под мощным рыхлым чехлом скрывается система параллельных грабенов и горстов. Косвенно это подтверждается, во-первых, например, тем, что у подножия гор Тайханьшань установлены многочисленные сбросы в прослоях угля; во-вторых, продолжающимися землетрясениями по периферии Северо-Китайской равнины. В 1976 г. произошло катастрофическое землетрясение юго-восточнее Пекина. В-третьих, тем, что в центре равнины возвышаются массивные горстовые горы Шаньдун (1545 м), северо-западная часть которых сложена плиоценовыми базальтами, а юго-восточная — кристаллическими породами. Горы Шаньдун характеризуются ступенчатостью поверхностей, обусловленной сбросами. Рельеф отличается слабым эрозийным расчленением, местами приобретая вид плато и холмов.

К западу от провинции Северо-Китайской равнины расположена другая геоморфологическая провинция этой страны — плато Шэньси. Условность местного названия очевидна, ибо значительная часть территории представлена холмогорьями, низкими среднегорьями, и только небольшие участки имеют действительно облик плато. От западного края Северо-Китайской равнины плато Шэньси отделяет хр. Тайханьшань (1000—2870 м), обладающий резко асимметричным поперечным профилем. Восточный склон хребта круто обрывается к низменной равнине, тогда как западный — полого спускается к системе линейных впадин — грабенов.

Тектонические движения во второй половине кайнозоя привели местами не только к активизации древних разломов, но и к разделению обширных депрессий на цепочки менее крупных впадин. Следствием молодых подвижек явились: ступенчатость дна впадин, сбросы в раннечетвертичных конгломератах, проявления вулканизма. Образование впадин произошло, вероятно, в неогене, что подтверждается сохранностью в базальных слоях их разреза неогеновых глин.

В целом суммарная мощность рыхлых осадков во впадинах

достигает 300—500 м. Например, во впадине Датун (около 1000 м абс. в.), располагающейся в 250 км к западу от Пекина, мощность озерных осадков только раннечетвертичного возраста превышает 200 м. Контрастность рельефа в этом районе усиливается высокоподнятым над впадиной горным хр. Хэншань (2250 м). На его склонах располагается большая группа невысоких вулканов (80—100 м), лавовых покровов и потоков. Вулканическая деятельность началась, вероятно, еще в конце плиоцена, а завершение ее относится к VI в. н. э. Этой области до сих пор свойственна высокая сейсмичность, 9—10 баллов.

Южно-Китайские горы

Южно-Китайские горы (1922 м) состоят из коротких средне-высотных хребтов. Осевые зоны их, как правило, соответствуют полосам синклиналей, а долины — сводам антиклиналей. Поэтому горы могут служить примером обращенного рельефа. Они сложены песчаниками, сланцами, известняками, гранитами. Известняки слагают местами целые хребты, из-за чего широко развит карстовый рельеф и, в частности, башенный карст. В западной части гор на отметках 1500—1900 м распространены «каменные леса», состоящие из гигантского скопления столбов высотой более 100 м. Часто известняковые башни окружены полями шириной 1—2 км. Между реками Цзоцзян и Юцзян высота таких башен достигает 200—300 м. В бассейнах рек Гуйцзян и Хецзян карстовые формы в конце неогена были погребены красноцветными глинами. В четвертичное время эрозия вывела эти формы на поверхность, отпрепарировала и несколько видоизменила древний карст. При этом сформировались денудационные останцы высотой 80—150 м со срезанными вершинами. Поэтому часть карстового ландшафта является «откопанной» процессами денудации.

Рельеф «каменных лесов» формируется не только в условиях известнякового субстрата. В южном Китае (провинция Юньнань) такой рельеф образуется при разрушении слоистых песчаников, глинистых сланцев, конгломератов. Обычно это наблюдается при эрозии поверхностей, сложенных указанными породами ливневыми потоками. Вместе с тем в Южно-Китайских горах распространен псевдокарстовый рельеф остаточных холмов, сложенных гранитами. Он обусловлен интенсивным химическим выветриванием гранитов, из-за чего некоторые поверхности сходны по облику с карстовыми.

Северо-западная окраина Южно-Китайских гор выражена эрозионно-денудационными образованиями в виде холмов, плоскогорий и низких гор. В осевой зоне отметки высот достигают 1000—1300 м, и горы приобретают куполовидные очертания. Полоса прибрежных гор, бронированных местами липаритами, отделена от осевой зоны узкими линейными впадинами с холмисто-увалистым рельефом. На крайнем юго-западе региона заметным распространением пользуются денудационные равнины и плоскогорья. Силь-

но изрезанное побережье в провинциях Фуцзянь и Гуандун отличается широким распространением гранитных «сахарных голов» и преобладанием скалистого останцового рельефа.

На о. Хайнань, соединявшемся в плейстоцене с материком, отмечаются холмогорья и низкие хребты — фрагменты древнего пенеплена — наряду со структурными базальтовыми плато. Как плоские, так и округловершинные поверхности покрыты здесь красными и желтыми латеритными корами выветривания, формирующимися и в настоящее время.

Равнины и плато Индокитая

Орографический план полуострова включает: систему протяженных хребтов северо-западного направления (Северо-Вьетнамское нагорье, хребты Айлаошань и Чыонгшон), располагающиеся на западе, севере и северо-востоке; обширные плато, плоскогорья и низменные равнины в центре п-ова Индокитай (плато Корат, плоскогорья Контум, Дарлак и др.); хр. Дангрек, тянувшийся в широтном направлении. Наиболее высокими отметками обладают горы на севере этой территории (гора Фанспан, 3141 м). Тянувшийся вдоль побережья Тонкинского залива хр. Чыонгшон (2711 м) почти не снижает свою высоту с севера на юг. Его горная цепь к югу постепенно расширяется и переходит в сильно разрушенное плато Контум (1571 м). Еще южнее располагаются плоскогорья Дарлак (500—700 м), с южной границей которого соприкасается Южно-Аннамский горный массив (2405 м). На крайнем юго-западе полуострова наблюдается горная цепь Кравань, состоящая из обособленных массивов высотой от 800 до 1600 м. Широкая равнина р. Пхрапронг отделяет их от субмеридионального хр. Донгыхрайфай (1550 м). В центре п-ова Индокитай значительную площадь занимает пластовая равнина с островными горами, именуемая плато Корат (130—350 м). С юга ее ограничивает узкая (15—20 км) цепь низких гор Дангрек (761 м), вытянутая в широтном направлении на 320 км. Сразу же за крутым южным склоном этих гор начинается и следует вплоть до морского побережья аккумулятивная равнина Меконга (10—80 м).

В геологическом отношении территория полуострова весьма неоднородна. Северная и восточная горные области сложены смятыми в складки песчано-глинистыми сланцами, песчаниками, известняками палеозойского и мезозойского возраста. Осадочные толщи прорваны интрузиями гранитов, а в восточной части полуострова перекрыты покровами неоген-четвертичных андезито-базальтов. В пределах равнин наиболее широко распространены песчаники, сланцы и известняки триасового-позднемелового возраста, а впадина в устье р. Меконг выполнена с поверхности неогеновыми и четвертичными озерно-аллювиальными осадками.

Хребты на северо-востоке полуострова образуют Северо-Вьетнамское нагорье со средними отметками 1400—1500 м

абсолютной высоты. Здесь наблюдаются две группы горных сооружений: низкогорные массивы, сложенные сланцами, песчаниками и гнейсами; известняковые крутосклонные массивы, иногда — известняковые плато, считающиеся фрагментами древнего пенеплена. Округловершинные хребты и плато разделены депрессиями, выполненными неоген-четвертичными озерно-аллювиальными осадками. В них обычно обнаруживаются два уровня рельефа: нижний — холмистые участки, сложенные аллювиальными осадками, и верхний — резко расчлененные холмы, сложенные неогеновыми отложениями. Известняковые плато местами представляют труднодоступные территории с широким развитием карстовых форм.

Западнее Северо-Вьетнамского нагорья расположена горная система Айлаошань. Это — антиклинальные хребты (2500—3100 м), сложенные гнейсами, гранитами, сланцами, известняками. Преобладает резко расчлененный рельеф, и только известняковые плато отличаются большей сглаженностью, и даже выровненностью. Фрагменты древнего пенепленизированного рельефа образуют три разновысотных яруса: 1350—1450, 1700—1800, 2100—2200 м. На самом высоком из них сохранились остатки широких речных долин.

На правобережье р. Да возвышаются крутосклонные плато Тафин и Синтяй, сложенные мраморовидными известняками, песчаниками и конгломератами триасового возраста. В отдельных местах эти породы прорваны гранитными интрузиями. Облик ровных, почти плоских вершинных поверхностей придает им вид огромного плоскогорья, глубоко расчлененного речными долинами. На участках развития карстующихся пород обнаруживаются воронки, поноры, пещеры. С поверхности известняковые плато часто бывают перекрыты толщей коры выветривания, представленной красными глинами. Над плато возвышаются низкие (20—50 м) денудационные останцы. Склоны местами имеют сложный ступенчатый профиль, образованный при отседании и сползании вниз крупных известняковых глыб.

Между Северо-Вьетнамским нагорьем и плато Синтяй расположена аккумулятивная равнина р. Хонгха (Красная) шириной от 50 до 200 км. Она сформирована на месте палеоген-неогенового прогиба-грабена. Мощность кайнозойских отложений здесь достигает 7000 м, из них четвертичных осадков — около 250 м. В современном рельефе этой равнины наблюдаются слабо наклоненные поверхности 5-, 10- и 25-метровых террас, сложенных аллювиально-пролювиальными глинистыми песками и глинами. Ближе к побережью число рукавов р. Хонгха и ее притоков увеличивается, из-за чего поверхность приобретает вид дельтовой равнины.

К юго-западу от этой территории расположена мало изученная область плоскогорья Траннинь. Здесь, так же как и в других областях, обнаруживаются фрагменты древнего пенеплена с остатками высокоподнятых древних речных долин.

Вдоль Тонкинского залива (Бакбо) тянется хр. Чыонгшон. Это система почти параллельных горных гряд, разделенных межгор-

ными депрессиями. Гряды глубоко прорезаны крутосклонными речными долинами. Хребет сложен массивными гранитами, гнейсами, сланцами, известняками и песчаниками. Его поперечный профиль отличается заметной асимметрией — более крутым и обрывистым восточным склоном и пологим ступенчатым западным. Эти особенности вызваны неодинаковым влиянием на рельеф тектонических движений земной коры. На юге хребет оканчивается обособленным гранитным массивом Нгоконг (2598 м).

Южнее Нгоконга рельеф становится менее контрастным и более сглаженным. На плоскогорье Контум наблюдаются почти сплошные покровы неоген-четвертичных андезито-базальтов. Следы вулканической деятельности сохранились здесь в виде цепочки потухших вулканов с разрушенными конусами. Кое-где в кратерах встречаются озера. Так же как и Чыонгшон, Контум обладает резкой асимметрией поперечного профиля. Крутым склоном он обрывается к морю, и пологими ступенями спускается к долине р. Меконг. На холмистой поверхности кое-где наблюдаются широкие, часто заболоченные, речные долины — реликтовый рельеф древней поверхности выравнивания. Близкий по облику рельеф наблюдается и на плоскогорье Дарлак (800—900 м), которое заканчивается Южно-Аннамским массивом (2405 м), сложенным дацитами, гранитами и другими кристаллическими породами.

Плато Корат представляет собой наклонную пластовую денудационную равнину, сложенную горизонтально залегающими красноцветными песчаниками. Его южная часть ограничена барьером гор Дангрек, образовавшихся в неоген-четвертичное время вдоль регионального разлома, пересекающего весь полуостров.

Равнина Меконга располагается на месте тектонической впадины, начавшей формироваться еще в эоцене. Мощность кайнозойских осадков колеблется здесь от 270 до 4000 м (на шельфе). На севере равнины расположена округлая полузамкнутая котловина с оз. Тонлесап в центре. Озеро довольно мелкое и окружено илистыми болотистыми равнинами.

Горы Кравань (1744 м) представляют собой складчато-глыбовые сооружения, сложенные песчаниками, сланцами и гранитами. Наряду с округловершинными хребтами здесь встречаются невысокие столовые горы.

Таким образом, для большей части п-ова Индокитай характерны: значительная контрастность рельефа и его обусловленность молодыми тектоническими движениями; слабая террасированность молодых речных долин при одновременной сохранности высокоподнятых древних долин; тесная связь форм рельефа с литологическими комплексами пород и процессами химического выветривания; заметное участие в рельефообразовании вулканических процессов.

Главными особенностями рельефа зарубежной части Восточно-Азиатского пояса гор и равнин являются: 1) чередование нагорий, плато и низменных равнин, открытых к побережью Ти-

хого океана; 2) ориентировка горных стран вдоль континентальной флексуры земной коры; 3) сложный орографический план горных сооружений, где, как правило, редко наблюдаются протяженные линейные хребты; значительная площадь занята нагорьями, плоскогорьями и островными горами; 4) одновозрастность наиболее крупных депрессий (эоцен-олигоцен) как на севере, так и на юге; 5) интенсивное развитие вулканизма в позднем мезозое — раннем кайнозое, а в отдельных случаях — в плиоцен-четвертичное время, что обусловило распространение вулканических плато и нагорий; 6) высокая степень сейсмичности большинства регионов.

ЮЖНО-АЗИАТСКИЕ ПЛОСКОГОРЬЯ И РАВНИНЫ

К этой зоне относятся территории Аравийского (VI.1) и Индостанского полуостровов и о. Шри-Ланка (VI.2). Для стран и провинций геоморфологической зоны характерен сглаженный рельеф, отражающий структурно-литологические и тектонические особенности строения, вместе с тем различия в ландшафтно-климатических условиях Аравии и Индостана обуславливают разные формы и интенсивность проявления экзогенных процессов.

Аравийское плоскогорье

Аравийское плоскогорье (3760 м) расположено на северо-восточном склоне гигантского Арабо-Нубийского свода. Ближе к северо-востоку крыло свода постепенно погружается под мезозойские осадки и наклонная моноклиналиная равнина сменяется плоской аккумулятивной равниной Месопотамии. На восточном берегу Красного моря горы поднимаются в среднем до высоты 2700—2900 м, следуя почти непрерывной цепью вдоль побережья. В центре плоскогорья абсолютная высота поверхности уменьшается до 700—800 м, а в области Месопотамской равнины — до 450—100 м. В наиболее возвышенной части плоскогорья преобладают граниты и кристаллические сланцы. На северо-восточном склоне гор Хиджаз и Эль-Асир наблюдаются обширные лавовые поля и остатки вулканов неогенного и четвертичного возраста. Таким образом, на западе, юго-западе и востоке Аравийского полуострова прослеживаются линейные горные сооружения, обрамляющие наклонную ступенчатую равнину в центре региона.

С северо-запада на юго-восток, вдоль побережья Красного моря, следуют горы и плато Мидиан, Хиджаз, Эль-Асир и Джебель. Мидиан и Хиджаз представляют собой расчлененные эрозией плато с крутыми обрывистыми склонами, обращенными к Красному морю. Вершины плато поднимаются до высоты 2000 м, а северо-западные склоны длинными ступенями спускаются к центру полуострова и прорезаны каньонами сухих русел (вадей), глубина которых достигает 120 м. Средневысотные горы Эль-Асир

также расчленены густой сетью вадей и эрозионных ложбин. Обнажающиеся здесь граниты и кристаллические сланцы архея и палеозоя разбиты многочисленными тектоническими трещинами, во многом предопределяющими заложение эрозионных форм. Плато Джебель сложено в основном изверженными породами, перекрытыми на восточной окраине известняками и песчаниками, образующими в рельефе полосу крупных куэст.

Происхождение окраинных гор Аравийского плоскогорья на юго-западе связано с развитием Арабо-Нубийского свода и рифтом в его центре — впадиной Красного моря. Наиболее интенсивное развитие последней было приурочено к позднеплиоценовому-раннечетвертичному времени, хотя заложение рифта произошло, вероятно, еще в мезозое. С учетом высоты окраинных гор (3760 м) и глубины Красного моря (2604 м) размах тектонических движений в этой области составил около 6000 м. В позднеплиоценовое-раннечетвертичное время произошли извержения центрального типа и излияния лав. При этом горстовые поднятия были частично покрыты базальтовыми лавами.

К северо-востоку от окраинных гор тянется огромная грядовая равнина (100—700 м), сложенная моноклинально залегающими юрскими и меловыми песчаниками, известняками и глинами. Она представляет собой пенеплен с характерными денудационными останцами и островными массивами. С северо-востока пенеплен окаймлен полосой куэст, которые пересекают сухие русла вадей (рис. 15). Полосы куэст вытянуты на огромные расстояния. Например, уступ наклонного плато Джебель-Тувайк, сложенного плотными известняками и песчаниками, образует куэсту длиной 1200 км и высотой 300—400 м. Кое-где на куэстах встречаются формы открытого карста.

В области Аравийского пенеплена и куэст располагаются песчаные, каменистые и глинистые пустыни. Постоянных водотоков здесь нет, только в юго-западной части с более увлажненных высоких гор Йемена иногда спускаются в глубоких ущельях небольшие речки, при выходе на равнину теряющиеся в песках. На севере расположена пустыня Большой Нефуд с широким распространением барханов высотой до 100 м. В пустыне местами встречаются островные горы высотой до 1000 м, обрамленные щебенистыми шлейфами. Древними, очень широкими (до 20—70 км) ложбинами стока (ныне сухими) эта область соединяется с огромной пустыней Руб-эль-Хали, имеющей размеры 500×1000 км. Пустыня располагается на месте крупной тектонической депрессии и имеет высоту поверхности около 200—550 м. Здесь развиты линейные и пирамидальные дюны, барханы высотой до 120 м и шириной 1000—2000 м. На поверхности бывших пролювиальных равнин возникли галечные равнины — рэги.

Рельеф Аравийского плоскогорья в своих основных чертах был сформирован задолго до наступления нынешних аридных условий. Центральные плато и горы, куэсты, рэги, вадии — свидетели более влажных плювиальных эпох. В центральных районах полу-

острова обнаруживаются абразионные уступы и бенчи бывших внутренних озер-морей. В ранней истории рельефа пустынные условия неоднократно сменялись плювиальными, о чем свидетельствуют находки костей гиппопотамов, крокодилов и буйволов в породах, подстилающих дюнные пески.

Северо-западное окончание Аравийского плоскогорья резко отличается по своему рельефу от остальных геоморфологических провинций. В этом районе проходит левантийская ветвь красно-морского рифта.



Рис. 15. Схема геологического строения Аравийского плоскогорья (по П. Гуру, с изменениями):

1 — кристаллические породы; 2 — песчаники; 3 — известняки; 4 — вулканические породы; 5 — складчатые и складчато-надвиговые образования хр. Загрос

Левантийская рифтовая зона следует параллельно побережью Средиземного моря и представлена системой узких рифтовых долин и сводово-горстовых гор. Наиболее известны грабены Мертвого моря, залива Акаба, долины р. Иордан. Поверхность их днищ значительно опущена (например, Мертвое море — 392 м). К главной рифтовой долине, Иордан — Мертвое море, круто обрываются ступенчатые склоны Западно-Иорданского нагорья. Они расчленены сухими долинами, а местами — вадями. Эти долины оканчиваются обширными конусами выноса. Ливанский хребет (3089 м) по своей морфоструктуре представляет горст, сложенный трещиноватыми юрскими и меловыми известняками, отпрепарированными процессами денудации.

Таким образом, эта окраина Аравийского плоскогорья является самой активной геоморфологической провинцией.

Плоскогорья и равнины Индостана

Большую часть Индостанского полуострова занимает плоскогорье Декан, поверхность которого отличается заметными неровностями. Абсолютные отметки колеблются в среднем от 650 до 800 м, хотя отдельные вершины гор поднимаются до 1500 м, а на крайнем юге — до 2695 м.

Геологическая история Декана имеет общие черты с историей Среднесибирского плоскогорья. С докембрия структуры плоскогорья Декан так же развивались в платформенном режиме, из-за чего контрастность рельефа была низкой. Вывернутая доверхне-

меловая денудационная поверхность в позднем мелу — палеогене была покрыта траппами, время формирования которых, таким образом, много моложе сибирских (пермь-триас). Кроме того, траппы Индостана отличаются от сибирских и своим составом. В Индостане преобладают базальтовые лавы в отличие от диабазов в Сибири. Существование структурных поверхностей, отпрепарированных денудацией, аструктурных выровненных участков и бронированных базальтами плато обусловило ступенчатость рельефа плоскогорья Декан.

Обширные структурные поверхности образуют два высотных уровня: 800—1000 и 1100—1500 м. Обе поверхности обрываются крутым уступом к Аравийскому морю, образуя Гаты. Западные Гаты (хр. Сахьядри) вытянуты на 1800 км и достигают на юге высоты 2695 м (гора Анаимуди). В своей северной части они сложены траппами, а на юге — гнейсами и кварцитами. Название «хребет» в применении к Гатам весьма условно. Это крутой обрыв плоскогорья Декан к морю, сильно расчлененный эрозией и процессами склоновой денудации. Мощность горизонтально залегающих траппов здесь достигает 2500 м. Из-за этого вершинная поверхность Западных Гат приобрела облик плоских ступеней, расположенных на разных уровнях. Как правило, водораздел рек бассейнов Аравийского моря и внутренних равнин Индии не совпадает с гребневой линией Гат. К востоку местность несколько снижается и плавно переходит в плато. В северной части плоскогорья Декан, в горах Виндхья, местами наблюдается «откапывание» эрозией того рельефа, который был погребен мел-палеогеновыми базальтами.

По окраинам плато Мальва, расположенного на севере Индостана, распространены три уровня денудационных поверхностей: 1) домелового возраста — 480—600 м; 2) среднемиоценового — 300—450; 3) четвертичного — 180—305 м. Последняя связана со среднемиоценовой поверхностью постепенными переходами. Часть денудационных поверхностей — структурного происхождения. Все это затрудняет определение числа эпох денудационного выравнивания рельефа в прошлом.

Обширные излияния лав к северу и югу от сквозной долины р. Нарбады, крутые склоны, обрывающиеся со стороны гор Виндхья и плоскогорья Декан, приуроченность максимальных высот к ее бортам позволяют считать эту долину рифтогенной. Позднемеловая денудационная поверхность на севере Декана была поднята в виде свода, в центральной части которого при растяжении образовался грабен, занятый сейчас долиной Нарбады и прослеживающийся почти на 1000 км. Восточная часть грабена занята долиной р. Сон. Образование рифтовой долины сопровождалось излиянием базальтовых лав, причем вулканические проявления в этой зоне существовали вплоть до конца палеогена — начала неогена. В настоящее время р. Нарбада врезана в мощные (до 260 м) четвертичные аллювиальные отложения, что свидетельствует о некотором опускании грабена в это время.

По морфоструктуре горы Нилгири (2638 м) на юге плоскогорья представляют массивный горст, сложенный в основном гранитогнейсами и чарнокитами. Он обрамлен крупными разломами миоценового возраста. Пьедесталом для гор Нилгири служит плато Майсур (900 м) — цокольная равнина, сложенная гнейсами, гранитами и кварцитами архейского возраста. На поверхности равнины местами обнажается кора выветривания с латеритным профилем, мощность которой достигает 10—20 м. Для плато характерны останцовые скалистые горы конической формы — «сахарные головы». Крутые (60—70°) склоны «сахарных голов», сложенные гранитами, обнажены и почти неприступны. На их поверхности видны следы макродесквации в виде крупных гранитных чешуй, обломки которых накапливаются у подножия склонов. Кроме них наблюдаются низкие (15—30 м) куполовидные холмы, также сложенные кристаллическими породами.

В восточной части п-ова Индостан древний выровненный рельеф приурочен к территориям, сложенным гнейсами и гранитами. Здесь распространены холмистые равнины с островными горами высотой 450—700 м. Например, на плато Ранчи (в 400 км к западу от г. Калькутта) имеются торы высотой от 6 до 30 м — куполовидные холмы на низком коренном цоколе. На окраинах плато встречаются многочисленные скалы — останцы, образующие придолинный мелкосопочник. У окраины плато Чхота-Нагпур первоначально неглубокие речные долины превращаются в узкие и глубокие ущелья с порогами и водопадами высотой в несколько десятков метров. Западнее плато Ранчи прослеживается структурный рельеф (высоты 300—1100 м). В верхнем ярусе (850—920 м) наблюдаются «паты» возвышенности, бронированные базальтами или латеритами. В среднем ярусе (360—900 м) преобладает холмистый рельеф с отдельными останцами и уступами. Еще западнее, на склонах гор Сатпура, наблюдаются базальтовые плато (300—390 м), разделенные резкими уступами и обрывами. У подножья последних видны осыпные шлейфы. Речные долины имеют здесь крутые склоны и ступенчатый продольный профиль. Базальтовые плато уступом отделены от нижележащей холмисто-грядовой равнины (150—300 м).

На северо-западе Индостана располагаются обширные равнины, занятые полупустынями и пустынями. На междуречье Инда и Чинаба расположена пустыня Тхал. Ее эоловые формы возникли в результате переработки ветром песчаного аллювия р. Инд и представлены низкими дюнами и ячеистыми песками. Рядом исследователей здесь отмечены древние, ныне сухие русла р. Инд, погребенные эоловыми песками. Самой большой пустыней в этой геоморфологической провинции является пустыня Тар. Ее площадь составляет около 300 тыс. км², а наклонная поверхность снижается с севера на юг с 300 до 100 м. Западная часть пустыни Тар располагается в древней долине Инда, восточная — на цокольной равнине. В пределах последней, вдоль гор Аравалли тянется полоса останцовых гор, холмов и гряд. Кроме них наблю-

даются грядовые и дюнные песчаные формы рельефа. Барханов сравнительно мало и они сосредоточены на северо-западе пустыни Тар. В межгрядовых понижениях иногда наблюдаются солевые коры — мощные, до 2—3 м слои кальцитовых конкреций «конкара».

Рельеф о. Шри-Ланки (2524 м) представлен нагорьем, обрамленным низкогорными массивами и плато, а также равнинами, сформировавшимися на платформенных докембрийских структурах. Приморские низменные равнины характеризуются преобладанием грядово-холмистого рельефа с эрозионно-денудационными останцами. Поверхность равнин во многих местах покрыта латеритными корами выветривания. Центральное нагорье Шри-Ланка состоит из ступенчато поднимающихся плато и небольших впадин, отделенных друг от друга тектоническими уступами. На плато часто наблюдаются денудационные останцы причудливых очертаний. Предполагается, что рельеф нагорья отражает облик древней поверхности выравнивания, деформированной последующими тектоническими движениями.

Подводя итоги анализу рельефа в зоне Южно-Азиатских плоскогорий и равнин, можно отметить, что в ней преобладает глыбовый тип морфоструктуры. Широкое развитие вулканических пород и плотных известняков и песчаников часто обуславливает структурный рельеф междуречий. Значительная часть аридных территорий с пустынными ландшафтами приобрела современный облик несколько десятков тысяч лет назад. В истории равнин существовали довольно длительные плейстоценовые эпохи, следы которых в рельефе сохраняются и поныне. Поэтому рельеф внутренних областей Аравии и Индостана является по своему происхождению полигенетическим и полихронным.

Глава 3

АФРИКА

Материк занимает площадь около 29,2 млн км², располагается в двух полушариях, Северном и Южном, и, омываясь со всех сторон морями и океанами, имеет единственную границу на суше — Суэцкий перешеек. Эта граница скорее историческая, чем геологическая или геоморфологическая, ибо структуры и морфоструктуры Африки (Арабо-Нубийский свод) продолжают в пределах Аравийского полуострова.

Материк достаточно однороден по своему рельефу. Значительную площадь его занимают возвышенные равнины, плато и плоскогорья. Лишь на северо-западе и на востоке тянутся поясами горы и впадины, обладающие складчато-надвиговой и глыбовой морфоструктурой. Соответственно вся территория материка подразделяется на три геоморфологические зоны: Атласско-Тунисский

пояс (I); равнинно-плоскогорную Африку (II); Восточно-Африканский рифтогенный пояс гор и нагорий (III) (рис. 16).

АТЛАСКО-ТУНИССКИЙ ГОРНЫЙ ПОЯС

Атласско-Тунисский горный пояс вытянут на 2000 км и обрамляет с юго-запада Средиземное море, отделяя от него равнинно-плоскогорную часть северо-западной Африки. Он служит геологическим продолжением европейской ветви Альпийско-Гималайского пояса гор и равнин и обладает теми же чертами морфоструктуры, что и последний. Площадь этой геоморфологической зоны не превышает 3% от площади Африканского континента. В ее пределах выделяется единственная геоморфологическая страна: горы и впадины Атласа (I.1).

Горы и впадины Атласа

Основной особенностью Атласа является субпараллельность основных орографических элементов (с севера на юг): хр. Эр-Риф (2451 м), Средний Атлас, Высокий Атлас (4165 м), хр. Антиатлас (3304 м). На крайнем востоке располагаются Тель-Атлас и Сахарский Атлас (2328 м). Между последними в широтном направлении почти на 900 км вытянута полоса Высоких Плато (см. рис. 16). Граница Высокого и Сахарского Атласа проходит по долине огромного узда (вади) Саура. Хребты разделены межгорными впадинами, дренируемыми как сухими вадями, так и террасированными долинами с постоянными водотоками.

В геологическом отношении Атласские горы сложены известняками, песчаниками и сланцами, прорванными интрузиями гранитов. Эти породы сильно дислоцированы складчатыми и разрывными нарушениями. В ядрах складок отмечаются выступы докембрийских пород. Кайнозойские осадки встречаются в основном в межгорных впадинах. Мезозойские породы представлены мощными толщами известняков, доломитов, мергелей и песчаников. Широкое распространение соленосных горизонтов указывает на существование в процессе осадкообразования сухих и жарких эпох. В Алжире значительные площади покрыты меловыми осадками, мощность которых увеличивается с запада на восток. В олигоцене и миоцене воды средиземноморского бассейна проникали лишь в область хр. Эр-Риф, не заходя в пределы Высокого Атласа.

В конце неогена в результате активизации тектонических движений горы Атласа были разбиты на блоки, приподнятые на разную высоту. Орогенез сопровождался мощными землетрясениями и вулканизмом, оставившими после себя следы в виде невысоких вулканических конусов диаметром 5—6 км. В четвертичное время одновременно со сменой аридных и пльвиальных эпох происходили колебания уровня Средиземного моря, оставившие следы в виде морских террас.

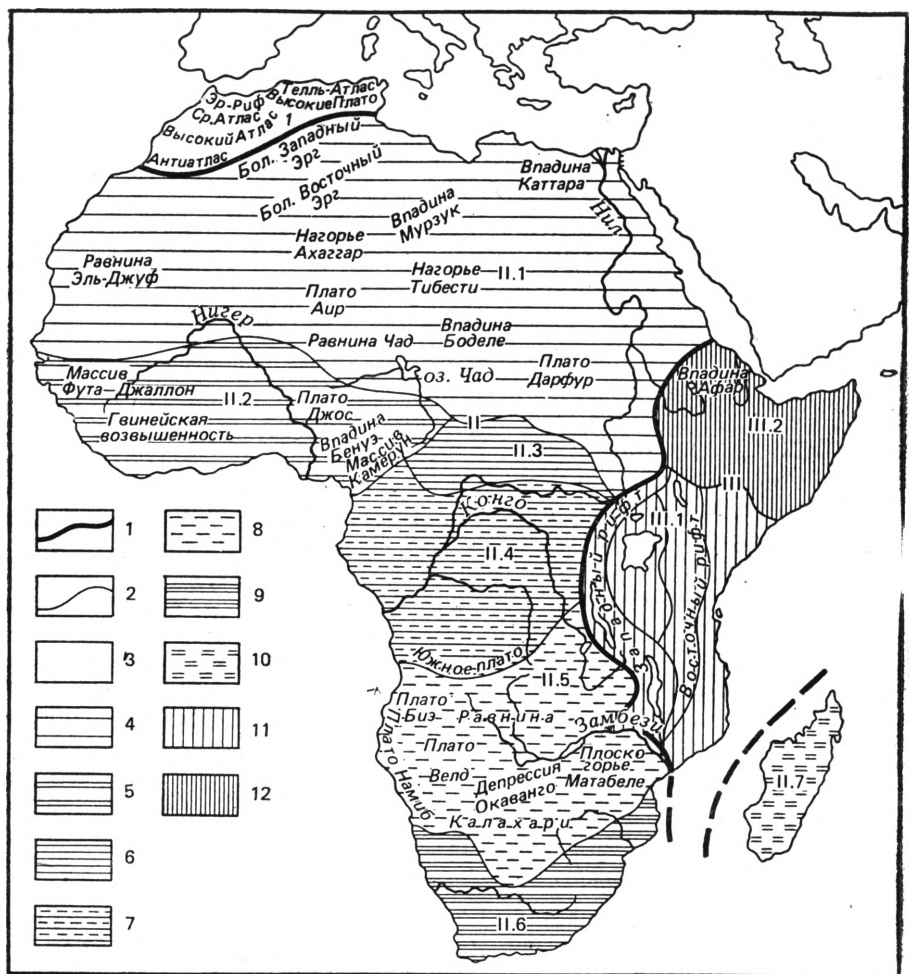


Рис 16. Схема геоморфологического районирования и основных орографических элементов Африки:

1 — границы геоморфологических зон, пунктиром — в акваториях; 2 — геоморфологических стран; 3 — Атласско-Тунисский горный пояс (I); 4—10 — равнинно-плоскогорная Африка (II): 4 — равнины и нагорья Сахары (II.1); 5 — Гвинейское плоскогорье (II.2); 6 — плоскогорье Азанде (II.3); 7 — плоскогорья и равнины Конго (II.4); 8 — равнины и плато Южной Африки (II.5); 9 — горы и впадины Южной Африки (II.6); 10 — плоскогорья Мадагаскара (II.7); 11—12 — Восточно-Африканский рифтогенный пояс гор и нагорий (III): 11 — Восточно-Африканское нагорье (III.1); 12 — Эфиопское нагорье (III.2).

По особенностям морфоструктуры горы Атласа разделяются на провинции: а) на севере — складчатые сооружения хр. Эр-Риф; б) в средней части — складчатые и глыбовые массивы Среднего и Высокого Атласа; в) на юге — глыбовые горы и плато Антиатласа с отдельными моноклинальными хребтами; г) на востоке — Высокие Плато; д) хр. Телдь-Атлас; е) хр. Сахарский Атлас. Дифференциация морфоструктур обусловлена прежде всего тектоническими движениями.

Северная часть хр. Эр-Риф, сложенная юрскими известняками, представляет собой горную цепь с зубчатыми гребнями, часто покрытыми снегом. Склон хребта пересекают глубокие и узкие ущелья. Южная часть хребта обладает резко ассиметричным поперечником с крутыми северными и пологими южными склонами. Между отдельными горными массивами вытянуты узкие изогнутые в плане межгорные впадины.

В пределах хр. Эр-Риф и Высокого Атласа отдельные вершинные поверхности имеют уплощенную форму, в связи с чем условно принимаются за фрагменты древних поверхностей выравнивания. Например, в пределах Марокко Ж. Дрэш выделяет пять этапов глубокого расчленения и выравнивания территории.

Характерной чертой нижних частей, междуречий в Атласских горах являются эрозионные гласисы — наклонные денудационные поверхности. Французские геологи и геоморфологи связывают их формирование с развитием педиментов. В настоящее время здесь наблюдаются четыре вида склоновых процессов: а) оползневые — на пологих склонах межгорных впадин, б) солифлюкционные, в) обвально-осыпные, г) делювиальные.

Весьма специфично в этих районах эрозионное рельефообразование. Это связано прежде всего с климатическими особенностями гор Атласа. Несмотря на сравнительно небольшое количество осадков (300—400 мм/год), большое значение имеет нерегулярность их выпадения. В условиях интенсивной подготовки обломочного материала к транзиту периодически ливни производят значительную работу.

Вади пользуются широким распространением в предгорьях и по периферии Атласских гор. Начинаясь на сравнительно крутых склонах, вади пересекают межгорные впадины и часто заканчиваются в бессточных котловинах. По днищам вадей переносится огромное количество обломочного материала. Мощные потоки приобретают иногда форму селей. Выходя на плоские равнины, селевой поток расплывается, производя обширный плоскостной смыв и формируя пролювиальные шлейфы.

В Среднем Атласе некоторые вади исчезают на контакте глинисто-мергелистых и известняковых пород. Объясняется это значительной закарстованностью поверхности известняков. Глубина карров достигает местами 30 м. Они являются реликтовой формой, оставшейся от плювиальных эпох.

Строение погребенных речных долин (рис. 17) в провинции Вы-

сокие Плато указывает на неоднократные эпохи врезания долин и заполнение их обломочным материалом.

Южные склоны моноклинальных хребтов Антиатласа заканчиваются обширными пролювиальными шлейфами и конусами выноса, поверхность которых сильно расчленена процессами эрозии.

Таким образом, по особенностям своего строения и развития рельефа Атласско-Тунисская зона довольно близка к альпийским странам. Общими чертами являются сложная блоково-надвиговая и складчато-надвиговая морфоструктура, линейность в располо-

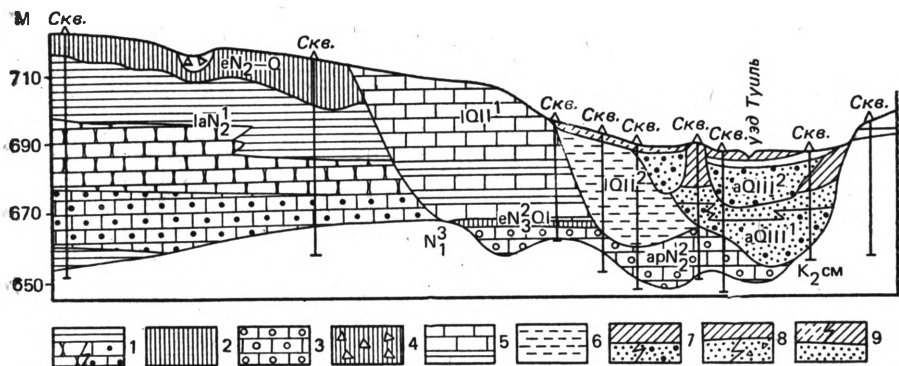


Рис. 17. Строение вадей в провинции Высокие Плато (по О. И. Ощипкову): 1 — раннеплиоценовые красноцветные конгломераты, песчаники и глины; 2 — плиоцен-четвертичные натечные известняки и карбонатная мука; 3 — среднеплиоценовые аллювиально-пролювиальные конгломераты; 4 — плиоцен-ранне-четвертичные брекчии, карбонатная мука и натечные известняки; 5 — ранне-средне-четвертичные озерные известняки с прослоями глин; 6 — поздне-средне-четвертичные озерные глины и суглинки; 7 — поздне-четвертичные аллювиальные пески; 8 — поздне-четвертичные пески и суглинки; 9 — поздне-четвертичные аллювиальные супеси, суглинки и пески

жении и ярусность горст-антиклинальных хребтов и грабен-син-клинальных впадин, высокая тектоническая активность террито-рии. Различия же просматриваются главным образом в экзоген-ном рельефе. Большое количество древних погребенных речных долин, цикличность в развитии последних (цикл «врезание-запол-нение»), широкое распространение вадей (уэдов) и бурная перио-дическая деятельность большинства временных водотоков — чер-ты, объединяющие в себе европейские и центрально-азиатские особенности флювиальных процессов.

РАВНИННО-ПЛОСКОГОРНАЯ АФРИКА

Рельеф этой самой большой по площади геоморфологической зоны определяет облик всего континента. В ее границах распо-ложены страны: равнины и нагорья Сахары (II.1); Гвинейское пло-

скогорье (II.2); плоскогорье Азанде (II.3); плоскогорья и равнины Конго (II.4); равнины и плато Южной Африки (II.5); горы и впадины Южной Африки (II.6); плоскогорья Мадагаскара (II.7).

Геологические структуры древнего фундамента Африки — антеклизы, синеклизы, рифтовые образования — во многом определяют расположение основных орографических элементов, их морфоструктуру и влияли в прошлом на историю развития рельефа.

Равнины и нагорья Сахары

Площадь этой геоморфологической страны составляет около 7 млн км², т. е. почти столько же, сколько вся площадь Австралии. Хотя Сахара больше известна как величайшая на Земле пустыня, в ее пределах располагаются крупные нагорья с оазисами, огромные озерные котловины с небольшими озерами, южная окраина Сахары дренируется Нигером, а восточная — Нилом.

Фундаментом этой геоморфологической страны служат докембрийские структуры, с широким распространением гранитов, гнейсов, кристаллических сланцев, филлитов, кварцитов и мраморов, которые перекрыты осадочными породами палеозойского и мезозойского возраста. Начиная с палеозоя Сахара развивалась как устойчивая платформенная структура, частично покрывавшаяся морем лишь в раннем мелу и олигоцене.

Антеклизам фундамента соответствуют в рельефе нагорья Ахаггар и Тибести, для которых были характерны вулканические процессы в неогене и четвертичном периоде. Значительная часть Сахары занята синеклизами с платформенным чехлом из палеозойских и мезозойских пород, имеющих преимущественно горизонтальное залегание и обуславливающих формирование пластовых равнин. На участках, не перекрывавшихся мезозойскими морями, континентальная денудация создала обширные выровненные поверхности. На пластовых структурных равнинах развиты щебнистые поверхности — гамады, каменистые галечные поверхности — сериры и песчаные — эрги. На огромной площади депрессий в Сахаре распространены неоген-четвертичные галечники мощностью в несколько сотен метров — свидетельства плювиальных эпох.

В Сахаре выделяются пять основных типов рельефа: 1) структурные равнины и плато с останцовыми массивами-джебеями; 2) эрозионные равнины вадей, которые здесь достигают 15—25 км в ширину и 300—600 км в длину; 3) древнеаллювиальные равнины; 4) золотые песчаные равнины — эрги; 5) структурно-денудационные нагорья и горные массивы.

Значительная часть этих поверхностей находится в абсолютных отметках 300—800 м. Лишь нагорья Ахаггар и Тибести поднимаются выше трех километров (Ахаггар — 3005 м, Тибести — 3415 м).

Сильные ветры на открытых пространствах (20—25 м/с) формируют дюны и ячеистые пески. В Сахаре распространены четыре вида дюн (по А. Кайе): а) поперечные к преобладающим ветрам, б) продольные, в) пересекающиеся и г) гнездовые. Ветер переносит здесь обломки до 1—5 см в поперечнике. Мелких частиц в эоловых осадках очень мало.

В Западной Сахаре преимущественным развитием пользуются ступенчатые плато (400—600 м), сложенные палеозойскими песчаниками и докембрийскими гранито-гнейсами и кварцитами. Поверхность плато и небольших горных массивов (800—900 м) покрыта здесь латеритными корами выветривания.

Платообразные междуречья, бронированные железистыми корами выветривания, прослеживаются и вдоль южной части Сахары (плато Адрар-Ифорас, Аир и др.). Они прорезаны широкими (10—15 км) и глубокими долинами, размеры которых превосходят даже долину Нигера. В настоящее время эта переходная зона от аридных областей к семиаридным областям характеризуется контрастными проявлениями флювиальных процессов. В течение года бывает 10—20 ливней высокой интенсивности, обуславливающих активную эрозию. Можно предполагать, что в плейстоценовые эпохи долин с постоянными водотоками здесь было в несколько раз больше.

Примером внутренних денудационно-аккумулятивных равнин может служить равнина Чад. Оз. Чад расположено в ее южной части.

По предположениям многих исследователей, оз. Чад существует благодаря впадающим в него крупным рекам Шари и Логоне, пополняющим воды озера. Расположенная северо-восточнее Чада котловина Боделе (155 м) находится на 100 м ниже озера и тем не менее не содержит никаких озер. В рельефе здесь преобладают дефляционные борозды, барханы и дюны.

Площадь оз. Чад непостоянна и меняется в зависимости от климатических условий, один раз в несколько лет от 10 000 до 26 000 км². Глубина озера колеблется от 4 до 11 м.

Котловина оз. Чад образована при опускании тектонического блока, ограниченного разломами северо-западного и северо-восточного направлений. По ее периферии на дневную поверхность выходят породы кристаллического фундамента, а центральная область заполнена кайнозойскими озерно-аллювиальными осадками мощностью более 700 м.

Над дном котловины поднимаются озерные террасы высотой до 10—15 м, но и на высоте в 40 м встречаются проблематичные озерно-аллювиальные образования. Это свидетельствует о чередовании регрессивных и трансгрессивных фаз в развитии оз. Чад, связанных с колебаниями климата. Только на протяжении последних 60 000 лет озеро трижды трансгрессировало, причем 7,5 тыс. лет назад его размеры не уступали Каспийскому морю.

На денудационно-аккумулятивной равнине Эдейен-Убари (юго-западная Ливия), так же как и в котловине Чада, обнаружены

береговые линии одного из плювиальных озер высотой в 20—50 м над дном равнины.

Эрги занимают около 20% всей поверхности Сахары. Во всех впадинах пески покрывают нижние части гамад. Обычно их источником служат озерно-аллювиальные отложения в древних озерных впадинах. Наиболее известны Большой Восточный эрг площадью около 100 000 км² (Алжир, Тунис) и Большой Западный эрг площадью около 80 000 км² (см. рис. 16).

Гамады — структурные или аструктурные щебенистые равнины, бронированные породами, устойчивыми к процессам денудации. Для них характерна «броня» гипсово-известковой коры выветривания, предохраняющая поверхность гамад от дефляции. Основная масса щебня на поверхности гамад представлена обломками силицитов. Тем не менее на поверхности коры выветривания иногда встречаются чашеобразные углубления глубиной до 25 м и диаметром в десятки метров, связанные с дефляцией. Более крупные дефляционные депрессии — дайя — достигают нескольких километров в поперечнике при глубине в 4—7 м. Они имеют крутые борта, уплощенное дно и напоминают огромные блюдца. После дождей дайя часто превращаются во временные пресные водоемы. Склоны дайя часто образованы нависающими карнизами, которые, обваливаясь, поставляют обломочный материал на дно котловин.

На поверхности сериров кора выветривания довольно рыхлая, а на эргах — полностью отсутствует. Путем формирования кор выветривания поверхность равнин Сахары как бы предохраняет сама себя от разрушения, а слой щебня, накапливающийся в виде остаточных покровов, увеличивает устойчивость к денудации этих поверхностей.

Основной формой эрозионного рельефа на равнинах Сахары, так же как и в Атласе, являются вади — сухие и широкие ящикообразные долины, возникшие в плювиальные эпохи. Они обычно начинаются на островных массивах джебелей, в горах и нагорьях и тянутся на многие сотни километров. Устья вадей чаще всего расположены в обширных бессточных котловинах, реже — на побережьях морей и озер.

Основная часть энергии потока при этом расходуется на транзит обломочного материала, а не на углубление вади. Поэтому в поперечном разрезе дна вади иногда наблюдается система вложенных аккумулятивных толщ, напоминающих речные террасы гумидных областей.

Нагорья Ахаггар, Тибести и плато Дарфур достигают высоты трех с лишним километров. Нагорье Тибести обладает площадью около 110 000 км². Наивысшей точкой его является гора Эми-Кусси (3415 м). В геологическом отношении массив соответствует антеклизе кристаллического фундамента и сложен сланцами и гранитами докембрия и палеозоя; последние перекрываются палеозойскими песчаниками, а по периферии — неоген-четвертичными базальтами.

По особенностям рельефа Тибести напоминает плато, состоящее из разобщенных плосковершинных и округловершинных гор. Происхождение многих из округлых вершин связано с вулканическими излияниями и они являются структурными образованиями. Плато расчленены глубокими ущельями с временными водотоками. Лавовые покровы домелового и мелового возраста разрушены процессами денудации и выражены в рельефе в виде холмов.

В неоген-четвертичное время массив Тибести пережил два этапа активизации вулканических процессов, в которые происходили трещинные излияния лав, образование щитовых вулканов. Часть вадей и речных долин уже в четвертичное время была перекрыта базальтовыми лавами. В настоящее время действуют сольфатары, фумаролы, грязевые вулканы.

Близкими чертами рельефа характеризуется нагорье Ахаггар (3005 м). Однако расчлененность его меньше Тибести, на отдельных участках сохранились гранитные и вулканические плато с крутыми обрывающимися склонами. Отмечены следы псевдокарста в гранитах и трахитоидных фонолитах. Самая высокая часть Ахаггара — купол Тахат (3005 м) — представляет собой отпрепарированный эрозией и денудацией вулканический массив с обособленными останцами — жерлами древних вулканов, поднимающихся на 400—500 м.

Плато Дарфур (3088 м) и примыкающее к нему с севера плато Эннеди, а с востока — плато Кордофан являются крайними восточными горными массивами Сахары. Эта территория также представляет собой антеклизу кристаллического фундамента Африки и сложена архейскими метаморфическими породами и нубийскими песчаниками (ордовик — карбон), при участии мезозойских и кайнозойских вулканических образований. Рельеф плато характеризуется ступенчатым строением и наличием многочисленных останцов. Наивысшие отметки здесь приурочены к вулканическому массиву Джебель-Марра (3088 м).

Строение долины Нила и проблема развития котловины Средиземного моря

Наиболее крупной водной артерией этой части Африки является р. Нил. Она пересекает огромные безводные пространства, почти не принимая боковых притоков. В продольном профиле долины Нила наблюдается ряд уступов, расположенных на участках, где современное русло реки пересекает выступы плотных пород. Однако почти параллельно современной долине, переходя с одного ее борта на другой, тянется древняя долина Нила шириной в 4—6 км и глубиной 150—280 м, заполненная разновозрастными песчано-глинистыми осадками.

В среднем течении долина Нила обладает четкими формами, имеет серию эрозионных и вложенных террас, причем самые древние из аллювиальных отложений относятся к плиоцену.

В нижнем течении (ниже Асуанской плотины) характер поперечника заметно изменяется. Основание древней долины Нила в Асуане расположено примерно на 180 м ниже ур. Средиземного моря и на 270 м ниже ур. воды в Ниле (рис. 18). Этот каньон проходит с восточной стороны Асуанской плотины. Судя по возрасту выполняющих его отложений, наиболее глубокий врез долины Нила произошел 6—8 млн лет назад, хотя долина заложилась, вероятно, в миоцене. В раннем-среднем плиоцене ингрессия моря привела к заполнению каньона рыхлыми песчано-глинистыми

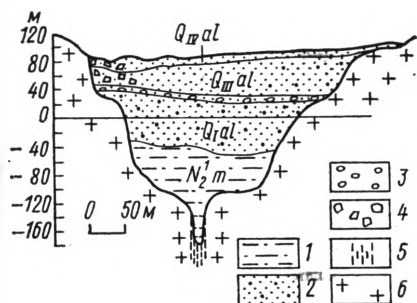


Рис. 18. Строение древней долины Нила в районе Асуанской плотины (по И. С. Чумакову):

- 1 — глинистый песок, глины, супеси; 2 — песок с гравием; 3 — галька; 4 — глыбы; 5 — тектоническое нарушение; 6 — гнейсы, граниты

осадками. В позднем плиоцене аккумулятивные отложения перекрыли морские осадки, и с тех пор аллювий Нила не перекрывался морем.

В устьевой части Нила наблюдается резкое углубление основания древней долины, выполненной осадками плиоцена, причем отложения раннего плиоцена залегают на глубине около 1500 м, а позднего плиоцена — на глубине 600 м.

Кроме Нила ингрессия моря в плиоцене захватила древние долины р. Роны, где в приустьевой части отмечен погребенный каньон глубиной более 1 км; р. Тибра, где отмечена древняя плиоценовая долина глубиной около 1 км; глубокие погребенные каньоны отмечены на побережьях Алжира, Израиля и Сирии.

Глубокое врезание долин Нила, Роны, Тибра и других рек, находящихся в совершенно различной тектонической и морфоструктурной обстановке, свидетельствует о значительном понижении уровня Средиземного моря в конце миоцена — начале плиоцена. На дне его бурением и геофизическими методами исследований были обнаружены эвапориты (N_1^3), указывающие, в частности, на то, что часть моря (Болеарская впадина между о. Корсика и Пиренейским полуостровом) представляла собой замкнутый солоноватоводный бассейн, характеризующийся аридными условиями осадконакопления. Об этом свидетельствуют находки ангидрита и строматолита — мелководных слоистых карбонатов. Мощность соляных пластов, по данным геофизических исследований, достигает здесь почти 1,5 км. Эвапориты позднемiocенового возраста в Сицилии имеют ту же мощность, что и соляные пласты в Болеарской впадине. Следовательно, Гибралтара в то время (N_1^3 — N_2^1) не существовало и на месте Средиземного

моря находилась огромная замкнутая депрессия (или ряд депрессий) с внутренними озерами-морями, к уровню которых и были привязаны устья Нила, Тибра и других рек.

О происхождении Средиземного моря существуют достаточно разнообразные представления: 1) Средиземное море — остаточный бассейн Тетиса и его котловины наследуют древние мезозойские депрессии (возраст Ионической котловины определяется в 100 млн лет); 2) Средиземное море — результат дифференцированных тектонических движений миоцен-плиоценового времени, являющихся следствием раздвига материков Европы и Африки. При этом предполагается горизонтальное смещение северного побережья Африки к востоку; 3) глубоководные котловины Средиземного моря не являются реликтовыми океаническими структурами не связаны с растяжением земной коры, а обусловлены поднятием мантийного легкого нагретого материала (А. Л. Яншин, Е. В. Артюшков, А. Е. Шлезингер), в результате чего более «тяжелые» участки были вынуждены отставать в поднятиях или даже опускаться. Все это, хотя и свидетельствует о недостаточной изученности строения средиземноморского бассейна, не противоречит существованию в прошлом на его дне замкнутых озер-морей.

Гвинейское плоскогорье

Плоскогорье представляет собой систему расчлененных ступенчатых равнин и плато со средними абсолютными отметками 600—1000 м. Особенно густое расчленение рельефа наблюдается на юге плоскогорья, где высота последнего повышается до 1400—1515 м. От морского побережья Гвинейского залива поднимается низкая пластовая равнина, сменяющаяся к северу возвышенной денудационной равниной с многочисленными останцовыми массивами. На фоне последней выделяются холмогорья и низкие плоскогорья. Горных хребтов здесь сравнительно немного (рис. 19).

Расположенная вблизи экватора, эта территория отличается жарким и влажным климатом. Среднегодовая температура уменьшается здесь с запада на восток от +20 до +15°, а сумма годовых осадков — с 4500 до 1000—1500 мм. Плоскогорье сложено кристаллическими сланцами, песчаниками, гранитами протерозоя; осадочными породами кембрия, ордовика, силура и девона. Мезозойские осадки распространены незначительно и встречаются лишь по периферии Гвинейской возвышенности. Один из самых крупных горных массивов Фута-Джаллон, сложенный докембрийскими и палеозойскими осадочными и метаморфическими породами, характеризуется существованием обширной выровненной денудационной поверхности (1538 м), обрывающейся к северу уступом высотой около 1000 м. Поверхность древнего выравнивания отличается плоско-холмистым, слабо расчлененным рельефом с относительными превышениями 50—80 м. Почти повсеместно на ней распространен латеритный покров с проявлениями бокситов.

У основания Фута-Джаллона располагается ряд останцов с отметками вершин 900—1200 м.

Гвинейская возвышенность, расположенная к юго-востоку от массива Фута-Джаллон, вытянута почти на 500 км. Ей свойственна ступенчатая поверхность, но с меньшей контрастностью высот (1000—1400 м). Значительная расчлененность рельефа обусловила слабую сохранность латеритных кор выветривания. Плато



Рис. 19. Геоморфологическая схема Гвинейского плоскогорья (по Ю. П. Селиверстову, с изменениями):

1 — горные массивы, хребты и высокие плоскогорья; 2 — холмогорья и низкие плоскогорья; 3 — денудационные равнины с останцовыми горами; 4 — низкие и высокие структурно-денудационные плато; 5 — пластовые равнины; 6 — аккумулятивные равнины (речные, озерные, морские)

Джос (1000—1700 м), расположенное в центре Нигерии, также характеризуется ступенчатыми аструктурными поверхностями, срезающими разновозрастные гранитоидные породы и частично перекрытыми базальтовыми покровами. На их фоне резко выделяются останцовые горы, бронированные железистым панцирем и, местами — «сахарные головы».

Горы и высокие плоскогорья обрамлены обширными холмогорьями и денудационными равнинами (500—1000 м). Основу их рельефа составляют плосковершинные междуречья и небольшие останцовые массивы, у подножия которых наблюдаются пологие склоны, покрытые кирасой и латеритами.

Пластовые равнины обычно наблюдаются в пределах молодых впадин. Для них характерен рельеф столовых гор, расчлененных глубокими (более 200 м) речными долинами. На поверхности таких междуречий так же развиты латеритный покров и кирасы.

Проблема формирования разновозрастных поверхностей выравнивания на территории Гвинейского плоскогорья изучается уже десятки лет. Плосковершинные междуречья, располагающиеся на разных уровнях, считаются Л. Кингом разновозрастными поверхностями выравнивания: 1400—1600 м — гондванская (юра — мел); 900—1200 м — постгондванская (?); 500—800 м — африканская (эоцен); 500 м — постафриканская (миоцен). Для гондванской поверхности характерно развитие покрова латеритной коры выветривания, достигающей мощности 20—50 м. Здесь же встречаются линейные коры выветривания мощностью до 150 м. Африканская поверхность выравнивания, разбитая на ряд приподнятых или опущенных блоков, также несет покров латеритной коры выветривания. Над обеими поверхностями возвышаются «сахарные головы» гранитных останцов с куполообразными вершинами, образование которых связывают с педиментообразованием на самих поверхностях, из-за чего последние часто считают педиפלенами.

В зависимости от того, какие ярусы выровненных поверхностей прорезают речные долины, облик последних меняется. В высоких ярусах долины имеют глубину 250—600 м, крутое падение продольного профиля, V-образную форму поперечника, фрагментарное распространение террас. В нижних ярусах, наоборот, долины отличаются небольшой глубиной (30—40 м), значительной (2—4 км) шириной, длинными пологими склонами, широкими речными террасами. Самой крупной долиной на Гвинейском плоскогорье обладает р. Нигер.

Довольно часто встречаются древние погребенные долины, выполненные глинистым аллювием мощностью до 30 м.

Склоновые отложения иногда достигают на Гвинейском плоскогорье нескольких десятков метров, но чаще встречается их нормальный разрез мощностью 1—3 м. Даже на крутых склонах речных долин широким развитием пользуются кирасы. Иногда в разрезах склоновых отложений отмечаются горизонты «кос» мощностью 10—50 см, ниже которых начинается сапролит. На крутых склонах широким распространением пользуются щебенисто-древянистые и глыбово-щебнистые отложения с заполнителем из песка и суглинка.

На востоке в пределы Гвинейского плоскогорья входит система рифтоподобных депрессий и активных сводовых поднятий Бенуэ-Камерун. Грабен Бенуэ ориентирован в северо-восточном направлении и тянется почти от морского побережья до южной окраины котловины оз. Чад. Он заполнен меловыми и неоген-четвертичными осадками мощностью 2—3 тыс. м. В пределах грабена и его ближайшем окружении располагаются остатки миоценовых и плиоцен-четвертичных вулканов.

Параллельно депрессии Бенуэ тянется Камерунский массив. В рельефе наблюдается огромное плато, разорванное тектоническими нарушениями и осложненное как бы «насаженными» вулканическими конусами.

Плоскогорье Азанде

Плоскогорье Азанде (600—1000 м) располагается в пограничной полосе бассейнов оз. Чад и р. Конго. Представляя собой возвышенную равнину с останцовыми горными массивами, оно резко повышается к западу, где отдельные массивы достигают отметок 1400 м (гора Гау, 1420 м). Основная часть плоскогорья сложена песчаниково-сланцевыми и кварцито-гнейсовыми породами докембрийского возраста. Территория отличается крайне слабой геоморфологической изученностью.

Останцовые горы сосредоточены в истоках рек Шари, Котто и Бар-эль-Араб, в массиве Бонго (1323 м). На фоне однообразной слабо расчлененной равнины высотой 800—850 м отдельные небольшие останцы относительной высотой 30—40 м именуются «горами». В северной части плоскогорья расположены возвышенные равнины с горными участками: Дар-Кара, Дар-Фертит и Дар-Банда.

Плоскогорья и равнины Конго

В экваториальной зоне Африки расположена огромная денудационная равнина Конго (330—380 м) — длительно и однонаправленно развивающаяся морфоструктура. Ширина ее достигает 1200—1400 км. По своим размерам она соизмерима с Западно-Сибирской равниной, уступая ей лишь в расстоянии с севера на юг.

Особенность равнины Конго заключается в ее почти полной изолированности от окружающих территорий плато и плоскогорьями.

Превышение последних над центральной частью равнины составляет всего 300—400 м. Другой особенностью является центростремительный тип речной сети, подчеркивающий область максимального прогибания внутри депрессии. При этом отмечается смена грубозернистых осадков вблизи бортов глинистыми озерно-аллювиальными осадками — в центре депрессии, которые являются отложениями древнего озера-моря (оз. Стэнли).

Депрессия Конго сформировалась на месте древней синеклизы кристаллического фундамента Африканской платформы. Основание ее сложено каменноугольными, пермскими, юрскими и меловыми породами. На поверхности широко распространены песчаники, конгломераты и глины с прослоями латеритов. Неогеновые отложения представлены так называемой свитой желтых песков мощностью около 200 м. Их верхние горизонты, относимые к плиоцену, представляют собой озерно-эоловые осадки, постепенно сменяющиеся вверх по разрезу аллювиальными четвертичными песками. Следовательно, в экваториальной области в истории рельефа также существовала смена аридных и пювиальных эпох развития.

В современном рельефе выделяются два уровня пластовых

равнин: а) нижняя поверхность, едва поднимающаяся над руслом р. Конго и сложенная песчано-глинистыми аллювиальными и озерно-аллювиальными осадками, и б) верхняя поверхность, возвышающаяся над нижней поверхностью на 80—100 м, имеющая форму полукруга и сложенная песчано-галечными озерно-аллювиальными отложениями и песчаниками раннечетвертичного времени. Последняя характеризуется большим эрозийным расчленением. На границе нижней и верхней поверхности наблюдается резкий уступ высотой в несколько десятков метров, прорезая который, реки образуют серию водопадов и порогов высотой в 10—15 м каждый. Долины здесь приобрели вид ущелий, над которыми нависают края верхней поверхности. Выше уступа прослеживается монотонный уплощенный рельеф. Происхождение уступа объясняют, с одной стороны, регрессивной эрозией рек, поскольку он отстоит примерно на одно и то же расстояние от устьев рек по разные стороны депрессии, а с другой — влиянием тектонических нарушений.

В долине р. Конго выделяется несколько участков. В верхнем течении наблюдается узкая долина с невыработанным продольным профилем, с многочисленными водопадами. В среднем течении (на дне депрессии) долина резко расширяется до 25—30 км, образуя ветвящееся русло. В нижнем течении вновь наблюдается резкое сужение долины до 200—400 м в том месте, где река прорезает северную часть плато Лоанда. На протяжении почти 350 км здесь тянутся многочисленные пороги и водопады (в том числе пороги Ливингстона).

Равнины и плато Южной Африки

К этой геоморфологической стране (см. рис. 16) относятся провинции Южного плато Намиб, Карру, Велд, Калахари. С севера на юг страна вытянута более чем на 2100 км, а с запада на восток — на 1200—1300 км. Большая часть территории расположена на отметках 900—1000 м, ступенями понижаясь в сторону Атлантического океана до 400—200 м. Огромные равнины наследуют систему крупных синеклиз кристаллического фундамента Африки. По окраинам страны на поверхность выходят докембрийские кристаллические породы (граниты, гнейсы, кристаллические сланцы), кровля которых полого понижается с запада на восток, уходя под осадки палеозойского и мезозойского возраста.

На северо-западе располагается плато Биэ (2610 м) с крутым и обрывистым склоном к Атлантическому океану и длинным пологим склоном к истокам р. Замбези. На западе плато немного не доходит до самого берега. Прибрежная равнина здесь от 100 до 200 км ширины, представляет самую низкую денудационную поверхность с уступом высотой 300 м, сложенную известняками мелового и кайнозойского возраста. Над этой поверхностью поднимается уступ высотой около 600 м, сложенный песчаниками того же возраста. За третьим уступом высотой 900 м наблю-

дается плато из гранитов, гнейсов и кристаллических сланцев; этими же породами сложено все внутреннее высокое плато.

На юге плато Биэ постепенно переходит в цепочку высоких плато Велд (1000—1600 м), занимающих пространство между р. Кунене на севере, впадиной Окаванго на востоке, р. Омаруру на юге. От океана Велд отделен узкой полосой (100—130 км) низких ступенчатых плато и наклонных равнин в пределах пустыни Намиб, где хорошо выражены пролювиальные и эоловые формы рельефа. В северной части Намиба преобладают сериры и эрги, в южной — эрги с грядовыми песками (Петров, 1973). Окраска элювиальных и пролювиальных песков красноватая.

Эти поверхности пересекают многочисленные вадии, достигающие местами Атлантического океана. Для вадей здесь характерен тот же режим стока и те же катастрофические процессы, что и в Сахаре. Центральную часть Намиба описывают как скальную выровненную поверхность, выработанную в докембрийских метаморфических породах. Поверхности междуречий покрыты щебнистыми отложениями, сцементированными известковистыми или кремнистыми породами. Вблизи уступа, разделяющего Велд и Намиб, наблюдаются островные горы с куполовидными вершинами.

Пластовая равнина Калахари располагается в центральной части Южной Африки на абс. отм. 900—1000 м, т. е. значительно выше котловины оз. Чад, и на 600—700 м выше равнины Конго.

Калахари обрамлена сравнительно невысокими (1500—2000 м) плато и плоскогорьями Биэ и Велд на западе, Катанга — на севере, Матабеле — на востоке, Карру — на юге. С поверхности ее покрывают песчаные отложения красного цвета, под которыми местами залегают известковистые коры выветривания, развитые на разных породах. Основание депрессии сложено кристаллическими сланцами, гнейсами и гранитами архея и палеозоя. Кое-где на поверхность выходят пермские и раннемезозойские осадочные и метаморфические породы.

Юго-восточная часть равнины Калахари занята пустыней и покрыта красными песками мощностью от 12 до 60 м.

Среди песков Калахари, так же как и в пределах Велда, встречаются островные горы и пэны. Площадь пэнов иногда достигает 200 км².

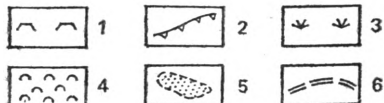
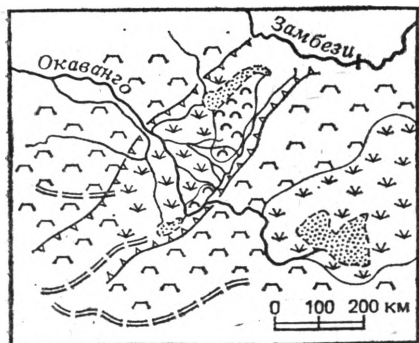


Рис. 20. Строение депрессии Окаванго: 1 — структурные равнины; 2 — тектонические уступы; 3 — болота; 4 — песчаные дюны; 5 — временные озера на месте пэнов; 6 — вадии

Некоторые исследователи полагают, что огромные пэны на юге Калахари фиксируют очертания крупного плювиального озера (34 000 км²), куда ранее впадала р. Окаванго (рис. 20).

Таким образом, в пределах равнин Южной Африки полигенетичность рельефа (пэны, карст, флювиальные формы, озерные поверхности) отражает существование в прошлом как сухих, так и влажных эпох.

Горы и впадины Южной Африки

Крайний юг равнинно-плоскогорной геоморфологической зоны занят высокими плато, горами и впадинами. Цепочка плосковершинных кражей отделяет внутренние плато Южной Африки от побережья. Эти кражи тянутся довольно широкой полосой, продолжая Великий Африканский уступ.

Южная часть равнины Калахари постепенно повышается до 1400—1500 м и переходит в плато Верхнее Карру и Высокий Велд. На крайнем востоке с последними граничит нагорье Басуто (3096 м), сложенное песчаниками и сланцами свиты карру (Pz₃—Mz₁), перекрытыми покровами базальтов.

Значительная высота Драконовых гор обусловила их интенсивное расчленение эрозией. Отсюда берет начало крупнейшая река Южной Африки Оранжевая. В вершинном поясе гор (2700—3200 м) развиты процессы курумообразования и солифлюкции. Кроме того, в интервале высот 2900—3100 м наблюдаются ледниковые кары.

На плоскогорье Витватерсранд и севернее его, в области выходов на поверхность протерозойских доломитов, получил развитие древний карст. Для этой территории характерны широкие долины, над днищами которых поднимаются обособленные доломитовые холмы конической формы высотой около 100 м. Кроме конического карста здесь встречаются карстовые пещеры, свидетельствующие о существовании (и, вероятно, неоднократном) в прошлом более влажных условий.

Расположенное к северо-западу от Басуто плато Высокий Велд сложено сланцами, песчаниками и конгломератами свиты карру. Слабовсхолмленная поверхность Высокого Велда (1400—1800 м) осложняется к юго-востоку грядовыми и массивными горами, разделенными озерными депрессиями. В некоторых из них вскрываются озерные отложения (10—20 м) позднечетвертичного возраста.

В средней части Высокого Велда в рельефе получают выражение островные горы с плоскими или слабоокругленными вершинами, и островершинные «кóпье» — результат денудационной препарировки даек и выступов кварцитов. Островные горы прослеживаются и к западу от Высокого Велда. Вместе с ними здесь встречаются «твердыши» (например, кварцитовые горы Лангерберг).

Во всех случаях определяющим для рельефа служит субгори-

горизонтальное залегание пород свиты карру, из-за чего огромные равнины по существу являются структурными образованиями. Плато и плоскогорья оканчиваются Великим Африканским уступом, над которым абсолютные отметки сравнительно небольших горных краев достигают 1700—2500 м.

Между Великим Африканским уступом и побережьем расположен комплекс гор и впадин, из которых наиболее известна депрессия Большое Карру (900—1000 м) длиной около 400 км и шириной до 120 км. В геологическом отношении оно ничем не отличается от разделяющего его с уступом обрыва. И здесь и там преобладающим распространением пользуются пермские песчаники, среди которых встречаются диабазы, обусловившие высокую стойкость этой толщи к процессам денудации. Южнее Большого Карру тянется полоса Капских хребтов, сложенных гранитами, кварцитами и песчаниками. Кулисообразные хребты довольно четко соответствуют геологическим особенностям этого района, отражая складчатую и горст-антиклинальную структуру. Однако и здесь много островных гор, бронированных устойчивыми к денудации породами. Примером может служить известная Столовая гора над Кейптауном (1080 м), бронированная плотными песчаниками.

Великий Африканский уступ опоясывает всю Южную Африку, пересекая различные комплексы пород. Его происхождение связано, безусловно, с региональными причинами рельефообразования, одной из которых может быть гигантский перекося и понижение поверхности глыбы Африки с юга на север. А. Пенк, В. Дэвис и другие исследователи объясняли ступенчатость окраины материка существованием серии разновозрастных поверхностей выравнивания. Уступ представляет, по их мнению, лестницу остаточных поверхностей, осложненных структурными ступенями.

Плато и равнины Мадагаскара

Значительную часть территории занимают высокие денудационные равнины, плато и плоскогорья, сложенные древними изверженными и метаморфическими породами (граниты, гранито-гнейсы, кристаллические сланцы, диабазы, кварциты). Кроме того, здесь же распространены породы эффузивного ряда. На западе острова отмечается широкое распространение осадочных толщ юрского и мелового возраста, представленных песчаниками, известняками, мергелями.

По своей морфоструктуре Мадагаскар представляет собой крутую, наклоненную к западу глыбу с продольно-зональным чередованием горстов и грабенов. Горсты выражены в рельефе обширными плоскогорьями, грабены — цепочкой продольных депрессий. В восточной части Мадагаскара наблюдается серия тектонических уступов высотой до 400—600 м, протягивающихся параллельно побережью Индийского океана. Вдоль некоторых из них прослеживаются выходы базальтов, свидетельствующих об одно-

временной активизации вулканизма. Здесь же сосредоточены группы кольцевых вулканоструктур.

Основные особенности рельефа равнинно-плоскогорной зоны Африки: 1) прямое соответствие главных неровностей поверхности древним синеклизам и антеклизам Африканской платформы; 2) равнинность огромных территорий, на фоне которых не часто встречаются горные массивы и нагорья; 3) ступенчатость большинства положительных мегаформ, обусловленная как циклическим развитием выровненных поверхностей, так и различиями в литологии горных пород, слагающих такие поверхности; 4) активизация развития многих морфоструктур в неоген-четвертичное время (грабены Окаванго и Бенуэ, вулканические аппараты Тибести, Камеруна и др.); 5) активное влияние на экзогенное рельефообразование колебаний климата в течение последних 1—2 млн лет (возникновение плейстоценовых озер, увеличение интенсивности эоловых процессов и пр.).

ВОСТОЧНО-АФРИКАНСКИЙ РИФТОГЕННЫЙ ПОЯС ГОР И НАГОРИЙ

Восточная Африка обладает весьма контрастным рельефом, по своей морфологии и генезису резко отличающимся от рельефа равнинно-плоскогорной зоны. Это сказывается прежде всего в существовании крупных горных массивов, достигающих высоты в 4—5 км, разнообразных по конфигурации узких рифтовых впадин, частично занятых озерами, и плоскогорий, располагающихся между горными массивами.

Абсолютные отметки горных массивов, обрамляющих рифтовые впадины, колеблются в среднем от 1000 до 2500 м, достигая наивысших отметок в массивах Рувензори — 5109 м, Килиманджаро — 5895, Кения — 5199 м. Из-за того что по обе стороны от линейных впадин резко поднимаются горные сооружения, первые выглядят как следы раскола единого горного массива на две части. Днища многих впадин заняты озерами, наиболее крупные из которых с юга на север: Ньяса (472 м), Танганьика (773 м), Киву (1460 м), Эдуард (913 м), Альберт (617 м). Отметки днищ озер, так же как и отметки их уреза, сильно различаются и соответственно составляют: (—234 м), (—662 м), 882 м, 803 м, 517 м. Следовательно, днища рифтовых впадин находятся на разной высоте, а некоторых из них опущены много ниже уровня океана.

Между западной и восточной ветвями рифтогенных поднятий расположено Угандо-Танзанийское плоскогорье с котловиной оз. Виктория (1134 м). Абс. отм. рельефа колеблются здесь от 1350 до 1150 м. С восточной стороны Угандо-Танзанийское плоскогорье частично ограничено вулканическим нагорьем с крупными вулканическими массивами Кения, Килиманджаро и др.

Вдоль побережья неширокой полосой (40—50 км) тянется аккумулятивная равнина, сложенная главным образом аллювиальными отложениями.

На Эфиопском нагорье, расположенном севернее оз. Рудольфа, абсолютные отметки немногим меньше (гора Рас-Дашан, 4620 м). Здесь так же, как в центре и на юге Восточно-Африканского нагорья, прослеживается ряд долин-грабен.

Восточно-Африканская рифтовая зона, являющаяся основой рельефа вышеперечисленных плоскогорий и нагорий, вытянута почти на 4000 км при ширине 500—1500 км. Она состоит из двух ветвей рифтогенных структур: западной и восточной (рифт Грегори), объединяющихся в Эфиопском нагорье. В геологическом отношении рассматриваемая зона сформирована на платформенном основании, представленном протерозойскими и архейскими метаморфизованными и изверженными породами. Мезозойские впадины, в том числе и рифтовые, заполнены осадками юры и мела, из-под которых отдельными пятнами «просвечивают» континентальные отложения палеозоя. К востоку от оз. Танганьика располагается обширный срединный массив Виктория, в основном сложенный архейскими образованиями. Неоген-четвертичные отложения выстилают здесь лишь днища грабен и котловин. В одной из котловин расположено оз. Виктория, глубиной около 80 м.

Геологическая история рифта сложна и длительна. Разные звенья и ветви рифтовых зон формировались неодновременно. В районе Красного моря расколы земной коры и погружения имели место еще в конце мела и в палеогене.

В этой зоне выделяются две геоморфологические страны: Восточно-Африканское нагорье и Эфиопское нагорье. Границами между ними служит неширокое понижение (170—200 км), занятое Северо-Кенийской равниной (400—800 м), в центре которой располагается оз. Рудольфа.

Восточно-Африканское нагорье

В средней части нагорья с запада на восток прослеживается система субмеридионально вытянутых геоморфологических провинций: Западный рифт; Угандо-Танзанийское плоскогорье; Восточный рифт. На севере сюда же относится Северо-Кенийская равнина; крайняя восточная часть занята приморской и Южно-Танзанийской равниной.

Провинция Западного рифта (рис. 21) характеризуется сильно расчлененным горным рельефом. Высота его, начиная от восточной окраины равнины Конго, постепенно увеличивается и вблизи впадин Танганьики и Ньясы достигает 1500—2500 м. Это поднятие палеогенового возраста состоит из нескольких участков, отличающихся по своей морфологии. Одним из них являются Синие горы, круто обрывающиеся к оз. Альберт уступом высотой в 1500 м.

Между оз. Альберт и Эдуард расположен массив Рувензори (5109 м), сложенный кристаллическими породами. Это крупное поднятие сводово-горстового типа, вытянутое с юго-запада на

северо-восток почти на 120 км. Тектоническими нарушениями свод разбит на ряд блоков, достигающих 3—10 км в поперечнике, образующих ступенчатые наклонные поверхности, поднимающиеся к

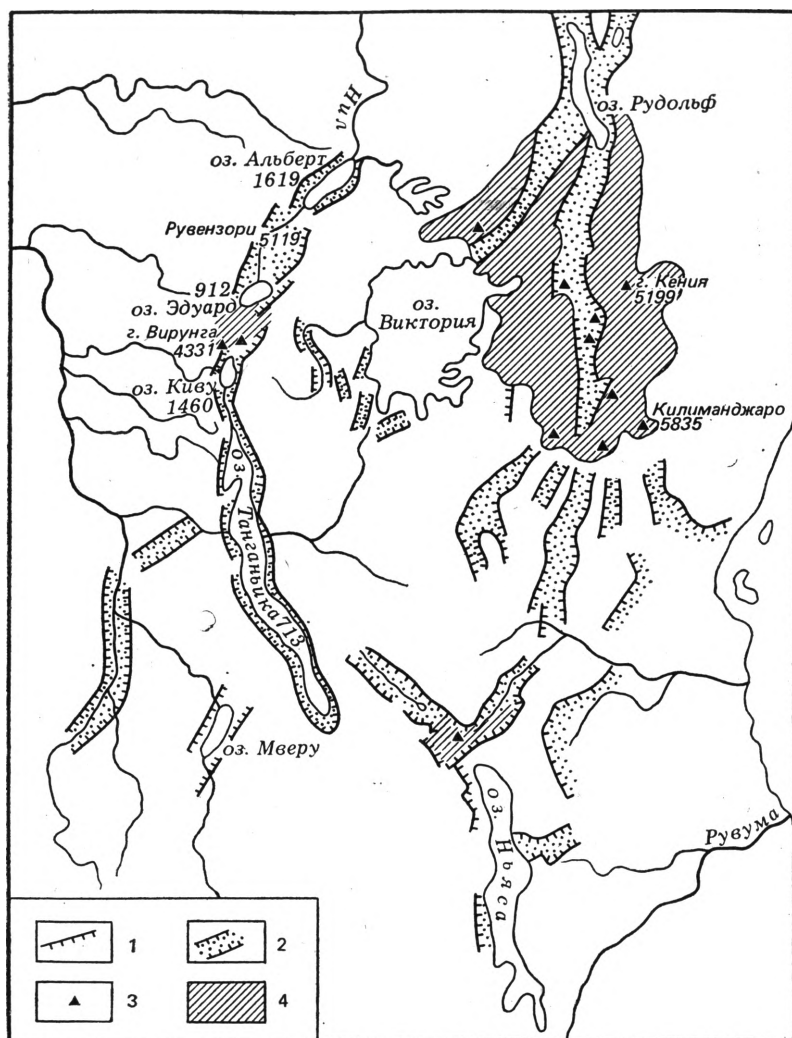


Рис. 21. Расположение рифтовых образований на Восточно-Африканском нагорье:

1 — тектонические уступы; 2 — рифтовые впадины; 3 — вулканы; 4 — вулканические плоскогорья

центру массива. На Рувензори описано 37 современных ледников общей площадью 5 км², но разделяющихся на три типа — покровы (на вершинах), каровые и долинные (длиной не более 600—700 м).

Рифтовая впадина оз. Альберт образовалась в конце палеогена и начале неогена. И хотя современные глубины озера составляют всего 16 м, под его днищем скопилось 3000 м неоген-четвертичных рыхлых осадков. Поперечник впадины асимметричного строения, а борта ступенчаты и раздроблены сбросами. С юго-востока к этому грабену примыкает жесткая глыба массива Виктория, а у северо-западного борта прослеживается блок Синих гор. Эта впадина относится к рифтовым структурам щелевого типа, образовавшимся при растяжении земной коры без участия вулканизма или с его слабым проявлением. По краям структур поднимаются крупные горсты. Центры с проявлениями вулканизма тяготеют к седловинам между грабенами, к краевым поднятиям и прибортовым ступеням грабенов. Этот тип рифтовых образований отличается высокой сейсмичностью. Южнее Рувензори к озерам Киву, Танганьика и Мверу с запада подступают горы Митумба, представляющие собой палеогеновую систему глыб и ко-сых горстов. Их высота колеблется от 1500 до 2500 м. У восточного подножия гор расположена самая крупная впадина-грабен, занятая оз. Танганьика. Она состоит из нескольких участков, объединенных одной структурой, но разделенных тектоническими перемычками.

Самый южный участок территории Западного рифта — впадины-грабены озер Руква и Ньяса, обрамленные горами и плоскогорьями высотой 1500—2600 м. Здесь на стыке нескольких грабенов обнаруживается вулканическое поле неоген-четвертичного возраста. Интенсивное поднятие этой территории в четвертичном периоде обусловило врезание рек в слабосцементированные вулканические туфы и их размыв, что привело к образованию долин глубиной 120—150 м.

Угандо-Танзанийское плоскогорье характеризуется слабоволнистым рельефом с останцовыми холмами и обширными котловинами. Эта территория, сложенная в основном кристаллическими докембрийскими породами, испытала в неоген-четвертичное время слабо дифференцированное поднятие, и сейчас здесь преобладают отметки 1200—1400 м. Огромные поля распространения гранитов, кварцитов, песчаников, филлитов, эффузивов создают весьма разнородный по устойчивости к денудации субстрат. Ближе к рифтовым зонам над центральными равнинами ступенями поднимаются плоскогорные участки.

Развитие денудационного рельефа на неоднородном субстрате привело к образованию останцовых холмов, сформировавшихся при избирательной денудации, монадноков, «твердышей» и др. Высота монадноков достигает многих сотен метров и начало их образования относят к позднему мезозою — началу кайнозоя.

Самая крупная котловина денудационно-тектонического происхождения занята оз. Виктория. Котловина сформировалась в среднем-позднем плейстоцене на месте тектонического прогиба. Судя по высоте древних береговых линий (Q II), уровень озера был прежде на 60 м выше современного и его воды ингрессировали

глубоко в речные долины, подходя к подножию гор. Одна из причин образования оз. Виктория — быстрое поднятие горных массивов в районе западного рифта и вулканических извержений, из-за чего конфигурация речной сети и направление стока некоторых рек значительно изменились, что и привело к формированию плотинного озера. Другим примером подобных озер может служить оз. Киву, имеющее плотину из вулканических лав, перегородивших при извержении пути стока.

Геоморфологическая провинция Восточного рифта (рифта Грегори) включает в себя систему огромных вулканических массивов: Мелили, Кении, гор Абердер, плато Серенгети, массив Килиманджаро, плато Масаи, горную область Южной Танзании.

Рифт Грегори является примером рифта сводово-вулканического типа. Характерная его особенность — мощная наземная вулканическая деятельность, выраженная в многократных извержениях щелочных и слабощелочных лав и продуктов основного и среднего состава. В этой ветви рифта вулканическая деятельность (по Е. Е. Милановскому) началась раньше заложения структуры растяжения и первоначально протекала на обширной площади, лишь впоследствии локализуясь внутри грабенов. Ширина свода, на фоне которого развивался рифт, достигала 80—100 км. В его центре развивались грабены глубиной в 0,5—1,5 км. В провинции Восточного рифта к началу кайнозоя наметилась зона меридионального поднятия докембрийского фундамента, а в конце палеогена на севере Кении началась вулканическая деятельность, постепенно распространявшаяся с севера на юг. В конце миоцена мощные (до 1—2 км) излияния лав перекрыли почти всю северную часть Восточного рифта. В среднем или позднем плиоцене извержения вулканов сосредоточились в осевой части свода. Во второй половине позднего плиоцена образовался грабен — рифтовая долина Грегори. На протяжении четвертичного периода грабен продолжал углубляться; на его дне возникли вулканы центрального типа. Однако при этом мощный вулканизм наблюдался и по периферии грабена (вулканы Килиманджаро, Кения и др.).

Основными комплексами форм рельефа провинции Восточного рифта являются: 1) плоскогорья, плато и равнины, бронированные вулканическими породами; 2) вулканические массивы и конусы; 3) рифтовые впадины; 4) денудационные равнины и плоскогорья.

Массив Килиманджаро (5895 м) образован тремя слившимися вулканами: Кибо (5895 м), Мавензи (5355 м) и Ши́ра (4006 м). Начало извержений, судя по возрасту древнейших лав (1,1—0,85 млн лет), относится к концу позднего плиоцена. Кибо имеет серию вложенных кальдер, общий диаметр которых достигает 2,5 км, а глубина — 180 м. Так же как и Рувензори, Килиманджаро несет современное оледенение. Извержения вулканов и оледенения продолжались в течение всего четвертичного периода, поэтому в отложениях наблюдается переслаивание туфов и морен, что позволяет более уверенно датировать эпохи оледенений.

Наиболее древней является морена, залегающая на лавах, возраст которых 514 тыс. лет, и перекрывающаяся лавами возрастом 463 тыс. лет.

Приморские равнины сложены морскими и аллювиальными осадками миоценового возраста. Поверхность древней аккумуляции приподнята над уровнем Индийского океана на 100—150 м и ограничена региональным сбросом, выраженным в современном рельефе четким уступом. При его пересечении реки образуют системы водопадов.

Эфиопское нагорье

Нагорье продолжает к северу зону рифтогенного рельефа Восточной Африки и представляет собой систему высокоподнятых плато и денудационных равнин, расчлененных каньонообразными долинами. Наиболее высокая часть нагорья превышает 4600 м (гора Рас-Дашан, 4623 м). К востоку вулканические горы постепенно уступают место песчаниковым и известняковым плато (500—1500 м), а на побережье Красного моря располагается огромная рифтовая депрессия Афар (—153 м).

Эфиопское нагорье слагают метаморфические сланцы и филлиты, песчаники и известняки, граниты и базальты. Под покровами неогеновых лав часто обнаруживается погребенная выровненная поверхность, которую считают древним пенепленом.

Длина рифтовой зоны составляет около 1000 км. Вулканическая деятельность здесь, так же как и в рифте Грегори, началась задолго до заложения грабенов и продолжается до настоящего времени. Рифтовых впадин сравнительно немного и они приурочены к осевым частям некоторых сводовых поднятий.

Впадину Афар многие исследователи рассматривают как часть рифта Красного моря, хотя она служит местом соединения Эфиопской, Красноморской и Аденской рифтовых зон и является крупным тектоническим и морфоструктурным узлом. Некоторые исследователи полагают, что развитие впадины Афар связано с разделением Сомалийской и Африканской плит. Геодезические измерения определяют скорость такого расширения в 5 мм/год.

На примере Восточной Африки видно, что развитие даже крупных комплексов форм рельефа протекало весьма разнообразно. Во-первых, рифтовые впадины и обрамляющие их горные сооружения формировались в разное время и с разной интенсивностью; во-вторых, практически одновременно с рифтогенной активизацией формировались выровненные денудационные поверхности. В число последних входили структурные вулканические плато и плоскогорья; в-третьих, в истории рельефа этой геоморфологической зоны существовала смена более влажных и сухих эпох, оставивших свои следы в виде озерных террас и береговых линий; в-четвертых, на протяжении четвертичного периода наиболее высокие горные массивы неоднократно покрывались льдом.

Эпохи максимального развития ледников в целом были синхронны оледенениям Евразии.

Глава 4

АВСТРАЛИЯ

Площадь Австралии составляет около 7687 тыс. км². В рельефе материка преобладают плато, равнины и плоскогорья. Только вдоль восточной окраины тянется низкий, но широкий хребет, называемый Большим Водораздельным, вытянутый на 4000 км. В его южной части расположена высшая точка Австралии гора Косцюшко (2234 м).

Однообразие рельефа материка обусловлено преобладанием докембрийских платформенных структур, среди которых значительные площади занимают архейские и протерозойские щиты с выступами метаморфических и изверженных пород. Почти вся западная и центральная части Австралии сложены гранитами и гнейсами, перекрытыми местами осадочными породами палеозойского, реже мезозойского возраста. Последние достигают мощности в 3—5 тыс. м в пределах так называемого Большого Артезианского бассейна — крупного прогиба, пересекающего с севера на юг всю Австралию.

Особенности геологического строения предопределили глубокую морфоструктуру всего материка. Его основные орографические элементы: Западное плато, в пределах которого размещаются низкие горы Хамерсли, Дарлинг и Стирлинг; плато Кимберли, Баркли; Центральное плоскогорье с островными массивами гор Макдоннелл, Петермана и Масгрейв; равнина Большого Артезианского бассейна; хр. Флиндерс; Большой Водораздельный хребет (объединяющий систему горных массивов и коротких хребтов); горы и плато о. Тасмания.

Самые крупные долины у рек Муррей и Дарлинг с многочисленными притоками. Однако долин с постоянными водотоками немного. Преимущественным развитием пользуются сухие долины — крики, местами соединяющие небольшие котловины с солеными озерами. Среди последних выделяются два наиболее крупных озера — Эйр и Торренс, служащие базисом эрозии для обширной бессточной равнинной области Большого Артезианского бассейна.

В Австралии выделяются три геоморфологические страны: плоскогорья и плато Западной и Центральной Австралии (I.1); горы и равнины Большого Артезианского бассейна (I.2); горы и впадины Большого Водораздельного хребта, включая горы и плато о. Тасмания (I.3) (рис. 22).

Основу геоморфологического ландшафта создают однообразные денудационные равнины и плоскогорья, среди которых поднимаются останцовые горные массивы высотой в 800—1000 м. Максимальная высота в 1510 м (горы Макдоннелл). Значительная часть этой территории сложена архейскими и докембрийскими породами, представленными гранито-гнейсами, гнейсами, кварцитами, филлитами, эффузивами, сланцами и конгломератами. В частности, центральные части гор Макдоннелл слагают кварциты и песчаники, а расположенные южнее горы Масгрейв — граниты

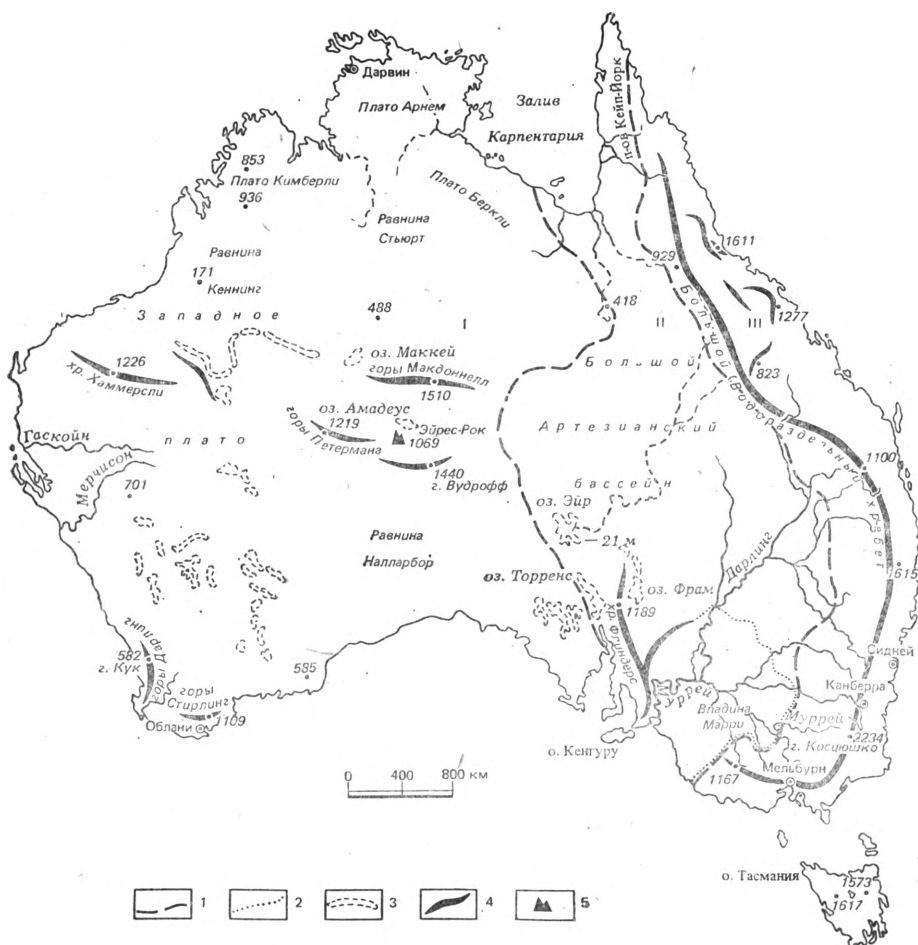


Рис. 22. Схема геоморфологического районирования Австралии и ее основные
орографические элементы:
1 — границы геоморфологических стран; 2 — границы отдельных регионов; 3 —
контуры пересыхающих озер; 4 — оси хребтов; 5 — островной массив Эйерс-
Рок

и гнейсы. Главная особенность рельефа — бесконечные пологихолмистые пространства, занятые сухими степями, полупустынями, песчаными или глинистыми пустынями.

Плато и плоскогорья Западной и Центральной Австралии

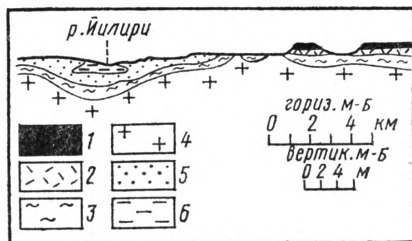
На крайнем юго-западе Австралии располагаются низкие горы Дарлинг (582 м) и Стирлинг (1109 м). В основании кристаллического фундамента здесь проходит региональный разлом Дарлинг, по которому отмечено смещение блоков с амплитудой в 6—7 км. Ось разлома тянется почти на 950 км в меридиональном направлении, на удалении от берега в глубь континента — на 30—120 км. Таким образом, западное ограничение материка имеет тектоническую природу. Горы Дарлинг характеризуются незначительными превышениями вершин над днищами сухих речных долин (60—90 м) и больше напоминают всхолмленную денудационную равнину Зауральского пенеплена. На поверхности выровненных, слабо расчлененных междуречий широким распространением пользуется латеритный панцирь, плащеобразно покрывающий как вершинные поверхности, так и склоны. Выщелоченные горизонты латеритов спускаются к морю до абс. отм. 60 м и обнаруживаются даже под днищем современных сухих долин.

Значительная часть Западного плато Австралии занята слабо-всхолмленной денудационной равниной, где на поверхность выходят коры выветривания кристаллических пород. К северу эта поверхность постепенно уходит под мощный чехол палеозойских осадков. Тем не менее равнинный облик сохраняется. Непременными элементами рельефа являются котловины, занятые солончаками или солеными озерами, и сухие долины. Местами встречаются клейпэны — депрессии с глинистой поверхностью, близкие по облику к такырам Средней Азии.

Часто древние долины бывают слабо выражены в современном рельефе (рис. 23). Выполняющие их аллювиальные отложе-

Рис. 23. Строение миоценовой долины р. Йилири:

1 — силклеты; 2 — каолинистая кора выветривания; 3 — зона глубокого выветривания гранитов; 4 — граниты; 5 — песчано-глинистый миоценовый аллювий; 6 — четвертичные кальклеты



ния существенно изменены в процессе диагенеза. Например, в долине р. Йилири (в 700 км к северо-востоку от гор Дарлинг), прорезающей поверхность выравнивания, сохранились красно-бурые песчано-глинистые аллювиальные осадки миоценового возраста мощностью 20—30 м. В плиоцене и в особенности в аридные

эпохи четвертичного периода средняя часть горизонта аллювия была превращена в так называемые калькреты (плотные белые кальцитизированные породы с трещинами и пустотами, заполненными глинистыми минералами или кремнеземом).

В районе хр. Хамерсли (1226 м), сложенном песчаниками, кварцитами, гнейсами и гранитами, наблюдаются обширные структурные плато и плоскогорья, тянущиеся на сотни километров. Сам хребет представляет собой систему разобщенных плосковершинных массивов, прорезанных неглубокими долинами с крутыми склонами.

На севере этой территории находятся плато Кимберли, Арнем и Баркли, равнины Кеннинг и Стьюрт. Их абсолютные отметки колеблются от 100 до 900 м. Здесь участки структурных известняковых и песчаных плато чередуются с цокольными равнинами, сложенными кристаллическими породами. На западе плато Кимберли (936 м) наблюдаются покровы базальтов, образующих вулканические плато. Так же, как и на смежных территориях, многие участки плато Кимберли бронированы латеритами. Там, где эрозия расчленила плато, наблюдаются низкие столовые останцы, у которых вершины покрыты плотными латеритными панцирями толщиной в 10—20 м.

Плато Арнем (250 м) представляет собой структурную равнину, сложенную песчаниками. Сравнительно густая сеть долин расчленила его на несколько крупных останцовых массивов. Ближним по облику рельефом обладает плато Баркли, сложенное в основном песчаниками и известняками, залегающими почти горизонтально. На участках выходов известняков распространен карстовый рельеф.

Во внутренних провинциях Западного плато широким распространением пользуются песчаные и галечно-щебнистые пустыни, располагающиеся на месте пластовых равнин. Наиболее крупные среди пустынь — Большая Песчаная, Большая Пустыня Виктория и пустыня Гибсона. Их суммарная площадь составляет почти 850 тыс. км², или 11% всей территории Австралии. Основным типом эолового рельефа служат грядовые пески. Длина песчаных гряд в Большой Песчаной пустыне достигает 40—50 км при высоте всего в 15—20 м. Гряды отличаются прямолинейными очертаниями, что многие исследователи объясняют постоянно дующими ветрами одного направления. В пустыне Гибсона наблюдаются в основном щебнисто-песчаные поверхности с частыми выступами выветрелых скальных пород, но местами встречаются и песчаные гряды. Последние концентрируются на участках распространения песчаного аллювия древних рек, начинавшихся в горах Макдоннелл и стекавших в бассейн оз. Эйр.

На юге рассматриваемой геоморфологической страны находится щебнистая и песчано-галечная равнина Налларбор (250 м). Ее поверхность широкими ступенями спускается к уровню моря. Выходы трещиноватых известняков обуславливают полное отсутствие не только постоянных русел, но и русел временных водото-

ков. Денудационные поверхности покрыты силкретами — известковистыми корами выветривания. Широким распространением пользуются формы древнего карста, представленные огромными (до 500 м в диаметре) воронками и котловинами.

В центре Западного плато располагаются цепи островных массивов и гор Петермана (1219 м), Масгрейв (1440 м) и Макдоннелл (1510 м), возвышающихся над окружающими их равнинами на 250—450 м. Значительная часть островных гор представляет собой выступы пород фундамента, расчлененных и отпрепарированных процессами денудации. Горы Макдоннелл сложены палеозойскими кварцитами, сланцами и мраморами. Поверхность их склонов обычно покрыта густой сетью трещин, эрозионных борозд, тафони, придающих некоторым массивам вид разрушенных замков или крепостных стен. Горные массивы часто окружены скалистым пьедесталом, на котором скапливаются обломки с разрушающихся склонов.

В рельефе Западного плато выделяют два яруса. К верхнему относят уровень островных гор (1200—1500 м), к нижнему — уровень их пьедестала (700—800 м). Плоские поверхности нижнего яруса, как правило, покрыты латеритными корами выветривания, под которыми местами наблюдаются породы каолиновой коры выветривания.

Горы и равнины Большого Артезианского бассейна

Территория Большого Артезианского бассейна представлена в основном холмисто-увалистыми пластовыми равнинами с абс. отм. от 21 м ниже ур. океана (оз. Эйр) до 418 м в северной половине этой геоморфологической страны. На крайнем юго-западе располагается хр. Флиндерс (1189 м), отроги которого на севере плавно сливаются с общим уровнем равнин. Последние сформировались на месте древнего тектонического прогиба, пересекающего всю территорию Австралии с севера на юг. В его пределах широким распространением пользуются горизонтально залегающие осадочные породы палеозойского, мезозойского и кайнозойского возраста общей мощностью около 3—5 м. В восточной части этой территории обширные плато в штатах Новый Южный Уэльс и Квинсленд сложены неогеновыми и неоген-четвертичными базальтами. Покровы последних занимают иногда площади в тысячи квадратных километров. Среди покровов местами сохранились низкие разрушенные вулканические конусы. Таким образом, главной причиной равнинности этой территории является особенность геологической структуры.

В Западной части Большого Артезианского бассейна расположена серия пониженных котловин, наиболее крупные из которых заняты оз. Эйр (—21 м) и Торренс. Поверхность впадины Эйр представляет собой крупный солончак площадью около 13 тыс. км². К нему сходятся многочисленные сухие долины, сток в которых отмечается только в периоды сильных дождей. Северное, восточ-

ное и западное побережья оз. Эйр покрывают песчаные дюны. Две трети акватории озера покрыто пластом соли, под которым залегает слой темно-коричневого ила с гипсом. В некоторых береговых обрывах обнажаются позднечетвертичные озерные отложения мощностью 10—20 м. Это указывает на значительно большие размеры акватории озера в позднем плейстоцене, площадь которой достигала 110 000 км², что соответствует примерно 1/3 площади Каспийского моря.

Мощность кайнозойских рыхлых отложений в этой части Большого Артезианского бассейна составляет не менее 500 м.

Реки Муррей и Дарлинг протекают по плоским равнинам, перенося значительный объем взвешенного материала. Заболоченные поверхности этих равнин располагаются в центре большой тектонической впадины Марри. С поверхности она сложена озерно-аллювиальными осадками, подстилаемыми миоценовыми известняками. Широкое развитие известняков обусловило местами проявление карста, выраженного в виде провальных воронок и пещер. В западной части впадины мощность палеоген-неогеновых осадков достигает 500 м. Они прикрыты сверху четвертичными озерно-аллювиальными отложениями мощностью всего в 10—60 м. Таким образом, в четвертичное время поверхность впадины представляла собой денудационную, а не аккумулятивную равнину. В восточной части впадины (равнина Риверин) поверхностные осадки представлены чередующимися горизонтами аллювиальных и эоловых отложений, что объясняется переформированием ветром слабо сцементированного песчано-илистого аллювия. Встречающиеся в пределах впадины небольшие возвышенности представляют собой активно поднимающиеся блоки, которые обтекаются крупными реками.

В верхнем течении русла рек Муррей и Дарлинг распадаются на цепочки озерных ванн, которые при сильных ливнях заполняются водой и соединяются между собой протоками. По равнине в это время местами проходит широкий поток воды, так как при подъеме ее уровня на 7—10 м русла не могут вместить весь объем воды. Междуречья часто покрыты толщей лёссовидных суглинков.

В пределах Большого Артезианского бассейна так же, как и на Западном плато, встречаются денудационные равнины, представляющие собой фрагменты древнего пенеплена. Примером является равнина Кобар (300—450 м), сложенная дислоцированными палеозойскими породами.

На юге рассматриваемой геоморфологической страны располагаются сводово-глыбовые горы Флиндерс и Маунт-Лофти (1189 м), сложенные гнейсами, кварцитами, глинистыми сланцами, доломитами. Их плосковершинные междуречья вытянуты в субмеридиональном направлении параллельно депрессии Спенсер. Границы тех и других тектонического происхождения и отличаются прямолинейностью.

Горы и впадины Большого Водораздельного хребта

Горная система, называемая Большим Водораздельным хребтом, протягивается вдоль восточного побережья Австралии почти на 3500 км. В северной части здесь наблюдаются короткие хребты, следующие параллельно главному водоразделу. Их высота (1300—1500 м) обычно превышает отметки последнего на 300—500 м. Встречаются и кулисообразно располагающиеся горные отроги. Все это создает облик расчлененного нагорья, а не единого хребта. Более определенные очертания последний приобретает лишь на юге Австралии, где его называют Австралийскими Альпами. Здесь находится самая высокая точка материка — гора Косцюшко (2234 м).

Основу хребта слагают песчаники, сланцы, граниты и базальты. Последние, перекрывая складчато-глыбовое основание, часто образуют структурные плато. Значительная часть территории обладает глыбовой морфоструктурой. Австралийские Альпы, например, представляют собой огромный горст, разбитый нарушениями на отдельные массивы.

В поперечном сечении хребет обладает асимметрией — западные склоны более выположены, чем восточные. Вершины гор часто уплощены и местами содержат даже озерные котловины. В вершинном поясе Австралийских Альп, где сейчас выпадает почти 2000 мм осадков, сохранились кары, каровые озера и морены — следы четвертичного оледенения.

Севернее Сиднея Большой Водораздельный хребет пересекает сквозная субширотная депрессия, занимаемая долиной р. Хантер. Окружающие ее массивы гор поднимаются до отметок 1200—1500 м, тогда как дно долины расположено на отметках 400—700 м. Эта депрессия соединяет равнины в бассейне р. Дарлинг с приморскими участками. Почти такая же депрессия наблюдается в 300 км южнее р. Хантер. На их днищах сохраняются фрагменты древнего кайнозойского рельефа в виде поверхностей выравнивания.

В разных частях Большого Водораздельного хребта обнаруживаются следы плиоцен-четвертичной вулканической деятельности. По данным Э. Джойса, долинные потоки лав, шлаковые и лавовые конусы, встречающиеся на юге хребта, указывают на значительную тектоническую активность в последние 4,5 млн лет. Отмечены перестройки речной сети, обусловленные перегораживанием долин потоками лав.

Местами горные сооружения разделяют расчлененные равнины с озерными котловинами.

На участках выходов на поверхность известняков встречаются карстовые формы (карры, долины, пещеры), но площади их распространения незначительны. Таким образом, рельеф осевой зоны Большого Водораздельного хребта отличается значительным разнообразием.

В меловое время сформировались обширные синеклизы на мес-

те зал Карпентария и Большого Артезианского бассейна. Трансгрессия мелового моря разделила Австралию на две неравные части.

Активизация тектонических движений в конце мезозоя и начале кайнозоя привела к поднятию суши и образованию низких гор по окраинам и в центре материка. Несколько позже — во второй половине кайнозоя — образовался Большой Водораздельный хребет.

В палеогене и неогене континент отличался невысокой тектонической активностью. Наиболее древний этап активизации в кайнозое начался, вероятно, в эоцене и продолжался в олигоцене и миоцене. Если в пределах Большого Водораздельного хребта и Большого Артезианского бассейна преобладали частые разрывные нарушения, разделившие эти территории на обособленные блоки, то в западной Австралии наметились пологие дислокации и даже складки при небольшом участии разрывной тектоники. Суммарная величина олигоцен-четвертичных поднятий не превышала здесь 300 м, о чем можно судить по отметкам горизонтально залегающих эоценовых известняков, поднятых над уровнем моря на эту высоту. На крайнем западе вдоль побережья местами сформировались субмеридиональные брахиантиклинали длиной до 30 км.

Глава 5

АНТАРКТИДА

Самый южный материк Земли — Антарктида — почти полностью закрыт огромным ледяным щитом. Площадь материка достигает 13 975 тыс. км², что почти вдвое больше Австралии. Площадь, покрытая льдом, составляет 13 000 км². Из-под ледяного панциря по периферии материка «выглядывают» горные массивы и хребты, высота которых местами превышает 4000 м. Это — хр. Бриттания (3209 м), горы Антарктического полуострова и др. Высшая точка Антарктиды расположена в горах Земля Элсуорта (5140 м).

Большим распространением по периферии материка пользуются шельфовые ледники, среди которых наиболее известны Фильхнера, Росса и Шеклтона. Такие ледники имеют два источника питания — поступление снега и трансформация его в фирн на поверхности и подток льда с континента. Своими центральными, наиболее мощными частями шельфовые ледники лежат на доколе из коренных пород, однако внешние их края иногда находятся на плаву. В нижних горизонтах льда шельфовых ледников присутствует морена, что свидетельствует об экзарационной деятельности льда.

Подледный рельеф Антарктиды, реконструируемый по геофизическим данным, характеризуется горными массивами, хребтами,

плато и глубокими впадинами (рис. 24). В центре Восточной Антарктиды располагаются горы Гамбурцева высотой до 3390 м. Между ними и окраинными хребтами существуют обширные равнины. В Западной Антарктиде крупные горные хребты отсут-

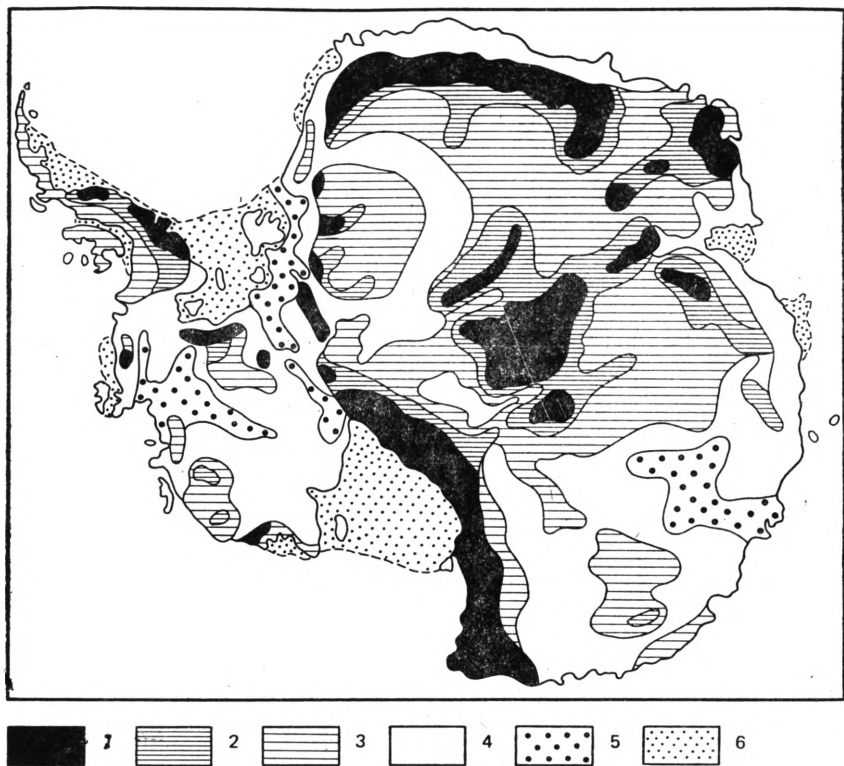


Рис. 24. Схема подледного рельефа Антарктиды (по М. Г. Равичу):
1 — поверхности с отметками выше 1000 м; 2 — 1000—500 м; 3 — 500—0 м; 4—5 — ниже уровня океана; 4 — 0—1000 м, 5 — глубже 1000 м, 6 — шельфовые ледники

вуют и рельеф представлен системой обособленных горных массивов, разделенных глубокими депрессиями, покрытых льдом. Средняя высота подледного рельефа Антарктиды составляет примерно 480 м.

По особенностям геологического строения Антарктический материк четко делится на две неравные части: западную и восточную. Границей между ними служит восточное подножие Трансантарктических гор (рис. 25). В восточной части преимущественным распространением пользуются платформенные структуры докембрийского и раннепалеозойского возраста. Восточная Антарк-

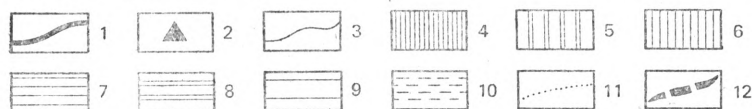
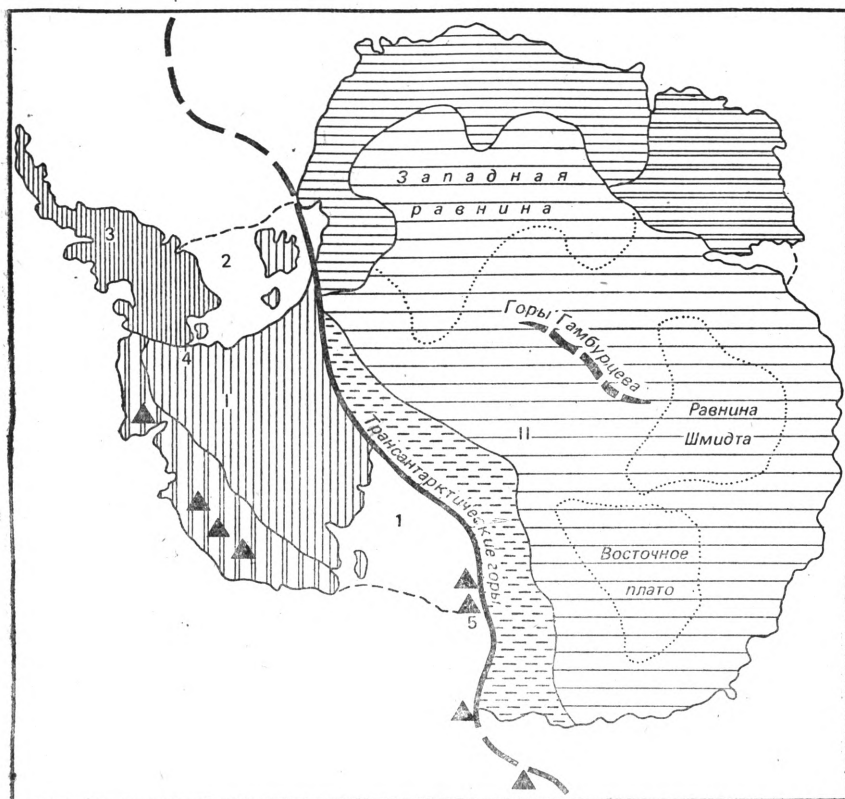


Рис. 25. Схема геоморфологического районирования Антарктиды и ее основные орографические элементы:

1 — границы геоморфологических зон: I — Западно-Антарктический горный пояс, II — Восточно-Антарктические нагорья и равнины; 2 — вулканы, 3 — границы геоморфологических стран: 4—6 — Западная Антарктида: 4 — горы Антарктического полуострова, 5 — горы и плоскогорья побережья м. Амундсена, 6 — бассейн Бёрда; 7—10 — Восточная Антарктида: 7 — горы Земли Королевы Мод, 8 — горы Земли Эндерби, 9 — ледяной купол Антарктиды, 10 — Трансантарктический хребт. Элементы подледного рельефа: 11 — границы равнин и плато, 12 — горный хребет

Цифрами на рисунке показаны: 1 — шельфовый ледник Росса, 2 — шельфовый ледник Фильхнера, 3 — горы Антарктического полуострова, 4 — горы Элсуорта, 5 — вулкан Эрбус

тида представляет собой докембрийский щит, ограниченный с запада молодыми орогеническими поясами Трансантарктических гор. Мощность земной коры составляет здесь 40—47 км. Западная Антарктида сложена более молодыми и сильнее дислоцированными горными породами (пермского, мезозойского и кайнозойского возраста) с широким участием вулканогенных образований. Блоки этих пород имеют линейную ориентировку, слагая как небольшие горные хребты, так и разделяющие их впадины — желоба. Мощность земной коры уменьшается здесь до 34—28 км. Эти черты строения позволяют выделить в Антарктиде две геоморфологические зоны: Западно-Антарктический горный пояс и Восточно-Антарктические нагорья и равнины.

ЗАПАДНО-АНТАРКТИЧЕСКИЙ ГОРНЫЙ ПОЯС

Говоря о равнинах или плато Антарктиды, следует все время уточнять, о ледяных или скальных поверхностях идет речь. В Западно-Антарктическом поясе встречаются и те и другие. М. Г. Равич полагает, что подледный рельеф представляет собой огромную равнину, разделенную глубокими узкими депрессиями на отдельные участки. По окраинам этой равнины высятся скалистые горы. Около 65% площади Западной Антарктиды погружено ниже уровня океана (см. рис. 24). Характерная черта рельефа — горные гряды, самая крупная из которых — горы Антарктического полуострова. Вдоль побережья морей Беллинсгаузена и Амундсена тянется высокое плоскогорье с отметками свыше 3000 м. В центральной области Западной Антарктиды на 400—600 м над ледяным покровом поднимаются горы Элсуорта и Уитмора. Южнее их под льдом скрыта огромная равнина, называемая бассейном Бёрда. В соответствии с характерными чертами подледного и надледного рельефа внутри рассматриваемой геоморфологической зоны выделены страны: горы Антарктического полуострова; горы и плоскогорья побережья моря Амундсена; бассейн Бёрда (см. рис. 25).

Горы Антарктического полуострова

Территория Антарктического полуострова отличается наибольшей площадью поверхностей, свободных от льда. Это главным образом горные участки высотой от 1200 до 2500 м, но отдельные вершины превышают 4000 м (гора Джексон 4200 м). Мощный горный хребет вытянут здесь почти на 1500 км. Склоны его исключительно сильно изрезаны глубокими ущельями, достигающими океана, из-за чего береговая линия значительно извилиста.

Горы Антарктического полуострова сложены осадочными, осадочно-вулканогенными, вулканогенными и изверженными породами мезозойского возраста. В осевой зоне хребта выходят диориты, отдельные блоки сложены породами докембрийского фунда-

дамента. Структуры полуострова продолжают геосинклинальные структуры Анд Южной Америки. Отличительная особенность этого региона — весьма длительная вулканическая деятельность, начавшаяся еще в поздней юре и активизировавшаяся в среднем миоцене.

Горы и плоскогорья побережья м. Амундсена

В структурном отношении эта территория представляет единую систему горных массивов и плоскогорий, расчлененных ортогональными разломами на отдельные блоки. Некоторые из них подняты на значительную высоту (2800—4200 м), например хребты Колер, Тони и др. Эти участки сложены в основном вулканическими породами, достигающими большой мощности. Плато и плоскогорья, как правило, сформированы на базальтовых лавах и субгоризонтально залегающих туфах общей мощностью 2500—2900 м.

Помимо структурных плато широким распространением пользуются вулканические конусы. Последние относятся к типу стратовулканов или щитовых вулканов (Сайпл, Мерфи, Такахе и др.).

Бассейн Бёрда

Между вулканическим плоскогорьем на побережье м. Амундсена и Трансантарктическими горами расположена огромная ледяная равнина. Мощность льда составляет здесь в среднем 1000 м, а в центре страны — 2500 м. Подледный рельеф отличается заметными неровностями. Среди отрицательных форм преобладают линейные полузамкнутые и замкнутые впадины, ориентировка которых часто совпадает с ориентировкой Трансантарктических гор. Эти впадины разделяют обширные равнины, глубоко опущенные ниже уровня океана.

Только у окраины шельфового ледника Фильхнера из-под льда поднимаются вершины гор Элсуорта. Горы сложены в основном осадочными породами, смятыми в складки. Среди них известняки, сланцы, конгломераты, песчаники палеозойского возраста.

Хребет Херитидж выражен в виде цепочки обособленных массивов и гряд. На фоне крутых склонов, денудационных ложбин и лавинных лотков выделяются небольшие плоскогорные участки, осложненные холмами округлой формы. Происхождение их связывают как с древним доледниковым выравниванием, так и с ледниковой экзарацией. Среди ледниковых форм рельефа в горах Элсуорта различают кары, карлинги, бараньи лбы, отшлифованные скалы. На поверхности низких холмов, окружающих хр. Сентинел, встречаются крупная галька и эрратические валуны. Это позволило установить, что в прошлом поверхность ближайших ледников была на 450—500 м выше современной поверхности льда.

У подножия Трансантарктических гор расположено несколько вулканических конусов, среди которых наиболее известен вулкан Эребус (4023 м) на о. Росса. Это типичный стратовулкан с резко очерченным кратером, не очень крутыми вогнутыми склонами, на которых отмечены террасовидные площадки на высоте 1800—2200 м. Вулкан возник, вероятно, в середине неогена и действовал в течение всего четвертичного периода. В 1908 г. его извержение отметил Дж. К. Росс. В настоящее время наблюдаются активные фумаролы.

В подледном рельефе Западно-Антарктического пояса, таким образом, сочетаются черты, которые свойственны как району Западно-Тихоокеанского пояса (Камчатка, Курильские острова, Новая Зеландия и др.), так и Восточно-Азиатскому поясу (Приохотье, Сихотэ-Алинь и др.). К ним относятся четкая линейность морфоструктур, контрастное сочетание глубоко погруженных впадин и высокоподнятых горных массивов (размах рельефа достигает 6—7 км), одновременные проявления вулканизма.

ВОСТОЧНО-АНТАРКТИЧЕСКИЕ НАГОРЬЯ И РАВНИНЫ

Наиболее однородную по морфологическому облику внутреннюю часть Восточной Антарктиды называют ледниковым плато или куполом. Здесь абсолютные отметки поверхности льда составляют 3500—4000 м. Несмотря на колоссальные мощности льда, подмечено, что наибольшие абсолютные отметки в общем совпадают с крупными горными массивами на подледниковой поверхности. Таким, например, является плато Советское. В прибрежных районах, отстоящих на 300—400 км от моря, эта зависимость выглядит более четко. Поверхность льда приобретает здесь холмистый облик, а при пересечении подледных поперечных хребтов наблюдаются огромные ледопавы. Подледный рельеф во многом определяет направление движения ледников. Характерной особенностью движущихся выводных ледников, отходящих от края ледяного купола, является то, что первые, обладая значительно большей скоростью движения, чем лед купола, имеют некоторый дефицит в поступлении льда и соответственно — более низкие абсолютные отметки. Скорости движения ледниковых «потоков» достаточно велики и намного превышают скорости перемещения горно-долинных ледников на других континентах. По данным Л. Д. Долгушина, средние скорости движения ледника Аффеля составляют почти 300 м/год, ледника Обручева — 350, ледника Скотта — 500, ледника Денмана — 1000 м/год.

Огромный ледяной купол обрамлен по периферии обособленными горными массивами, поднимающимися над ледниками на 300—500 м. Однако на самом деле из-под льда видны только вершины огромных хребтов протяженностью на многие сотни километров, скрытые ледяным покровом. К ним относятся Трансантарктические горы длиной 2400 км (т. е. вдвое длиннее Верхоян-

ского хребта), горы Земли Королевы Мод, Земли Эндерби. Эти особенности позволяют выделить в Восточной Антарктиде геоморфологические страны: ледяной купол Антарктиды, Трансантарктические горы, горы Земли Эндерби, Земли Королевы Мод (см. рис. 25).

Ледяной купол Антарктиды

В районе «Полюса относительной недоступности» располагается так называемый купол растекания льда — область с абс. отм. поверхности чуть более 4000 м. Радиус купола составляет 1800—2000 км. Его поверхность плавно снижается к периферии этой области до 1800—2000 м. Мощность льда на некоторых участках достигает 4500 м. Верхняя часть разреза льда сложена горизонтом фирна (до 80—100 м), постепенно переходящего ниже в плотный глетчерный лед. По периферии купола во льду редко встречаются широкие и глубокие (в несколько десятков метров) трещины, фиксирующие районы разгрузки напряжений. Гораздо чаще (по А. П. Капице) приходится наблюдать трещины оседания снежного покрова, ледяные волны высотой в несколько десятков метров, высокие заструги (до 2 м).

Под ледяным куполом Антарктиды скрывается весьма сложно построенный подледный рельеф (рис. 26). Самая крупная подледная горная система — горы Гамбурцева (см. рис. 24—26), представляющие (по М. Г. Равичу) две обособленные глыбы, достигающие в поперечнике почти 800 км, при длине около 1600 км.

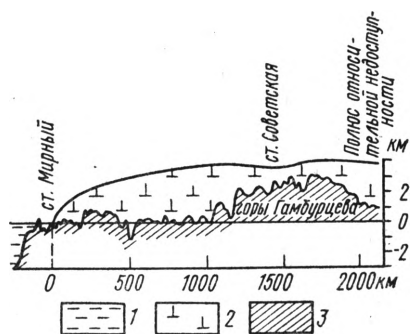


Рис. 26. Строение подледного рельефа по профилю ст. Мирный — полюс относительной недоступности (по С. А. Евтееву):

1 — океан, 2 — лед, 3 — поверхность коренных пород

Относительная высота этих гор над окружающим их рельефом составляет 2000—2500 м, а вершины достигают абс. выс. 3390 м. Тем не менее над самыми высокими вершинами сохраняются еще не менее 600 м льда. В пределах других равнин и плоскогорий Земли, сформировавшихся на платформенном основании почти не встречается таких крупных горных сооружений. Это позволяет предположить, что в центре Восточной Антарктиды, возможно, существует весьма активизированный участок, не связанный своим строением с платформенными структурами.

Помимо гор под льдом скрыты обширные равнины и плато (Западная равнина, Восточное плато, равнина Шмидта). Колебания высот в пределах подледных равнин не превышают 400—

600 м, что, однако, не исключает существования низких кражей. Восточное плато возвышается над окружающими равнинами на 700—1000 м, что по условной аналогии можно представить как сочетание, например, Лено-Алданского плато и Центральная Якутской равнины в Восточной Сибири.

Несмотря на крайне суровые условия, далеко не все участки покрыты льдом. Обнаруженные у окраин Антарктиды такие свободные от льда «оазисы» долгое время казались неразрешимой загадкой. Наиболее известны «оазисы» Бангера и Ширмахера.

«Оазис» Бангера (66°07' и 100°56' в. д.) имеет размеры 22×54 км. С южной стороны его поверхность несколько выше, и гранитные холмы круто поднимаются над дном вытянутых ложбин или округлых котловин, заполненных озерами. Пространства между гранитными валунами заполнены щебнистым мелкоземом. Высота гранитных холмов колеблется от 20 до 100 м. Глубокие озера — пресные; мелкие — заполнены горько-соленой водой. На склонах озер белые выцветы солей. На поверхности валунов и гранитных скал можно видеть десквамационные корочки, тафони, рыжеватую выветрелую корочку и блестящий лак пустынного загара. Ландшафт «оазиса» Бангера, по словам К. К. Маркова, напоминает картины Восточного Памира или мелкоопочник Казахстана. Любопытно, что в «оазисе» Бангера имеются и «внутриоазисные» ледники. К. К. Марков называет их ледниками-сугробами. Они прислонены к склонам гранитных холмов преимущественно со стороны, защищенной от ветра.

«Оазисы» получают много тепла в ясные дни (около 700 кал/см²). Летом поверхность скал, по наблюдениям К. К. Маркова, нагревалась в «оазисе» Бангера до +20°, тогда как в воздухе было всего +1,4°. В связи с этим в «оазисе» существуют и талые воды, концентрирующиеся в небольшие ручейки. Конечно, значительной работы они не производят. Наиболее крупный поток здесь — Первая речка, длиной около 2 км и шириной около 15 м. В нижнем течении ее наблюдается терраска высотой 0,5 м, сложенная отсортированным, слабоокатанным щебнем и крупнозернистым песком. Это уникальные аллювиальные образования ледяного континента.

Горы Земли Королевы Мод

Горы, обращенные к побережью Атлантического океана, представляют собой систему глыбово-блоковых морфоструктур на краю материковой платформы. Все основные наиболее крупные особенности орографии в их пределах обусловлены тектоническими движениями. Абс. отм. гор колеблются от 1000—1300 м на востоке до 3056 м в горах Конрада. Для значительной части хребтов, сложенных породами гранитоидного ряда, характерен массивный, монолитный облик. Часто наблюдаются крутые, ровные склоны. Местами прослеживаются цепочки торов. Для рельефа,

развивающегося на вулканогенных породах, характерны резко выраженные формы препарировки, вследствие чего склоны приобретают ступенчатый облик. Пластовые интрузии юрского возраста (силлы долеритов) — основа структурных плато (Бардин, 1966).

С севера на юг характер рельефа хребтов несколько изменяется. В северной части хребты и горные массивы характеризуются значительной расчлененностью. В южной преобладает рельеф гряд с пологоволнистой гребневой линией и относительно пологими склонами. В этой связи здесь выделяются альпинотипный и пологовершинный типы хребтов. Альпинотипные хребты имеют зубчатые гребни, карлинги, но сохраняют кое-где наклонные площадки с выровненным рельефом. Ледниковые кары достигают здесь 5—7 км в поперечнике.

Пологовершинные поверхности хребтов выступают из-под льда на 200—300 м и обладают сглаженными формами. На них отчетливо выражена ледниковая штриховка, и даже шлифовка.

Происхождение выровненных денудационных поверхностей в горах Земли Королевы Мод В. И. Бардин объясняет экзарационной деятельностью льда. Высокое положение некоторых из них над поверхностью льда (от 400 до 800 м) связано, по его мнению, с тектоническими деформациями таких поверхностей.

Вблизи крупных скальных массивов и нунатаков поверхность ледяного купола Антарктиды приобретает холмистый и увалистый характер. По наблюдениям В. И. Бардина, летом она почти полностью освобождается от снега, становится очень неровной, испещренной руслами многочисленных временных водотоков. Последние формируют небольшие долины стока талых ледниковых вод с врезанными меандрами. Помимо русел здесь наблюдаются обособленные ледяные бугры, озерные ванны, своеобразные формы термокарста (на участках развития ледниковых трещин). Здесь также встречаются «оазисы».

Причины появления антарктических «оазисов» — местные препятствия в стоке льда. В «оазисе» Ширмахера — это горный барьер на юге, в «оазисе» Бангера — такой же подледный хребет. Когда край ледника стал утоняться, на поверхности появились черные скалы, вокруг которых вследствие нагрева скал солнцем образовались теплые участки. Постепенно размеры таких участков стали настолько велики, что на них стали формироваться особые микроклиматические условия, препятствующие накоплению больших масс льда. Между горными хребтами и массивами от ледяного купола тянутся выводные ледники, достигающие местами шельфовых ледников и служащие для последних источниками питания. Выводные ледники чаще огибают горные участки, но иногда и пересекают их, образуя ледопады и огромные ледяные стены. По периферии ледников часто сохраняются валы конечных морен. Своим положением они фиксируют не только уровни поверхности выводных ледников, но и уровни древних материковых покровов льда.

Горы Земли Эндерби

На этой территории расположены горы Шукина, Нейпир, Хансена, Принца Чарльза. Высота их вершин колеблется от 1500 до 3000 м. Если для гор, тянувшихся параллельно побережью, характерны островершинные изрезанные хребты с зубчатыми гребнями, то горы Принца Чарльза отличаются плосковершинностью, наличием столовых массивов. Северо-восточное подножие этих гор ограничено глубокой линейной впадиной, начинающейся в пределах ледяного купола так называемой ледяной долиной МГГ (резко выраженным понижением поверхности льда), и ее продолжением — ледниками Ламберта и Эймери.

Площади гор, свободные от льда, весьма незначительны. По ним можно судить, что горы Принца Чарльза сложены главным образом метаморфическими и осадочными породами, представленными гранито-гнейсами, гнейсами, чарнокитами, песчаниками, сланцами, алевролитами. Обилие скалистых обрывов чаще всего связывают с глыбовыми тектоническими движениями.

Данные К. Дресслера и Г. Бруннера показывают, что на Земле Эндерби значительным развитием пользуются активные ледники, поверхность которых из-за больших скоростей движения льда располагается на десятки и сотни метров ниже окружающей ледяной равнины. К. К. Марков называл такие образования «льдом, текущим во льду».

Трансантарктические горы

Трансантарктические горы — самый крупный горный хребет Антарктиды. В него входят многочисленные горные массивы высотой от 2000 до 3000 м, а отдельные вершины достигают 4500 м. По данным А. П. Капицы, ширина хребта составляет около 300—600 км.

С. М. Мягков указывает, что Трансантарктические горы — однообразное моноклиальное поднятие, отделенное глубинным разломом от Западно-Антарктического пояса. Сами горы разбиты тектоническими нарушениями на отдельные блоки. Некоторые из ледниковых долин являются грабенами, а часть наследуют зоны повышенной трещиноватости. Западный (более пологий) склон гор постепенно скрывается под ледяным куполом.

В рельефе вершинных поверхностей в основном наблюдаются два типа: округловершинный и плосковершинный. Резкие пики встречаются гораздо реже. Моноклиальное залегание осадочных и вулканогенных пород обусловило развитие обширных плоскогорий и структурных поверхностей. Многие плосковершинные участки гор считаются здесь остатками доплиоценовой поверхности выравнивания. Часть более низких денудационных поверхностей возможно образована в неогене экзарационной деятельностью плавающего шельфового ледника (по С. М. Мягкову).

В южной части Трансантарктических гор расположен геомор-

фологический район, известный как район Сухих долин — еще один вид антарктических «оазисов». Его длина около 200 км, а ширина достигает 90 км. Здесь, будучи отделены друг от друга невысокими хребтами, параллельными рядами вытянуты широкие долины Маккая, Виктории, Райта, Тейлора, Феррары и др.

Многие долины имеют в поперечном сечении корытообразную форму, иногда напоминающую трог. К широким днищам спускаются симметричные склоны, покрытые крупнообломочным материалом. На дне долин обычно встречаются озерные террасы, прослеживающиеся до высоты в 300—310 м над ур. долины (долина Тейлора). По мнению С. М. Мягкова, в конце плицена в некоторые из долин заходило море, а часть выделяемых Д. Дентоном озерных осадков имеет морское происхождение. Следовательно, некоторые из сухих долин могут быть древними осушенными ныне фьордами. В долинах Райта и Тейлора сохраняются озера.

Современные экзогенные геоморфологические процессы в Антарктиде

В условиях Антарктиды колебания температуры под километровыми толщами льда не могут играть серьезной роли в физическом выветривании. Вместе с тем последние исследования показали, что вследствие неровностей коренного рельефа и изменяемой в связи с этим плотности и массы льда в основании ледникового покрова местами имеется тонкая пленка воды. Как предполагают, она возникает в результате подтока тепла от поверхности коренных пород.

Это подтверждается результатами температурных исследований в скважине возле ст. Берд. Температура льда изменяется от -28° в верхних горизонтах ледяного покрова до $-1,6^{\circ}$ на глубине около 2000 м. Известно, что начальная температура таяния льда при высоком давлении составляет не 0° , а несколько ниже. По данным С. А. Евтеева, талая вода в основании льда образуется и в полостях, периодически возникающих между коренными породами и подошвой ледника. Попадая в трещины коренных пород, вода разрушает эти трещины. Этот процесс получил название подледного выветривания.

Физическое выветривание на свободных от льда поверхностях протекает путем развития десквамации, ячеистого выветривания. Условия для такого выветривания особенно ярко проявляются в антарктических «оазисах».

Следы химического выветривания обнаруживаются в виде красно-бурых корочек, так называемого «пустынного» загара, толщиной в несколько сантиметров (по В. И. Бардину). Эти корочки наблюдаются даже на внутренних частях пластин десквамации. К этому же типу выветривания относятся так называемые белые выцветы на скалах, представленные гипсом или кальцитом.

Об экзарационной способности льда свидетельствуют штрихи на склонах, достигающие глубины 5—10 мм. Кое-где (на холмах

Обручева) обнаружены ледниковые борозды глубиной в 8—10 см. Механизм царапания скального основания заключается во вдавливании песчинок в поверхность скалы тогда, когда сверху над ними располагается крупный валун, препятствующий вдавливанию песчинки в лед.

Несмотря на суровость климата Антарктиды, в летний период в приконтактных поверхностных областях льда и скал формируются талые ледниковые воды. С их деятельностью связано появление недолговечных ледяных долин, флювиогляциальных конусов выноса, отложение из перемытой морены песчано-галечных осадков. Глубина ледяных долин составляет обычно 6—10 м при ширине их 20—30 м.

Значительная роль в экзогенном рельефообразовании Антарктиды принадлежит ветру. Ветры, достигающие здесь скорости в 40—60 м/с, переносят обломки крупностью 10—20 см. Дефляцией уничтожаются верхние горизонты выветрелых пород; взвешенным песчаным материалом шлифуются скальные поверхности и др. В долине Виктории обнаружены песчаные барханы и валы, созданные ветром у края флювиогляциального поля.

Образование морен у края антарктических ледников представляет пока еще не до конца изученный процесс. Значительная часть морен, вероятно, сформировалась при более благоприятных (более теплых) климатических условиях. Обращает на себя внимание стабильное положение многих долинных и каровых ледников в Трансантарктических горах, температура льда в которых приближается к -28° . При таких температурах лед теряет свою пластичность, перестают двигаться и ледники, по выражению С. М. Мягкова, как бы «примерзают к своему ложу». Поэтому морены у края таких ледников иногда имеют возраст в несколько десятков или даже сотен тысяч лет, что свидетельствует о длительной консервации ледников.

Проблема развития оледенения в Антарктиде

Происхождение ледяного щита Антарктиды представляет до сих пор нерешенную проблему. Благоприятные условия для развития покровных ледников здесь существовали уже в миоцене. Начало оледенения связывается с охлаждением южных частей Тихого, Атлантического и Индийского океанов в эоцене и олигоцене (около 45 млн лет назад). В конце миоцена понижение среднегодовых температур воздуха привело к разрастанию ледников. А первые ледники возникли, видимо, еще в палеогене. Оледенение началось с центральных наиболее приподнятых территорий и впоследствии распространилось на весь континент.

В горах Джонс (Западно-Антарктический пояс) были установлены следы существования покровного оледенения около 7 млн лет назад. Это подтвердили датировки лав, излившихся в условиях оледенения (Бардин, 1976).

Анализ пепловых конусов Мак-Мёрдо, материал которых пере-

крывают морены, показал, что возраст самых древних из них (морен) 4,2—3,9 млн лет, т. е. среднеплиоценовый.

Анализ озерных отложений в долине Тейлора (Трансантарктические горы), содержащих прослой карбонатов, позволил установить, что подвижки ледников в этой долине происходили 350—300, 220—180, 130—80, 15—5 тыс. лет назад.

Опубликованные результаты анализа событий ледниковой хронологии позволяют выделить в последней следующие эпохи наступления ледников. Площадь ледникового щита неоднократно увеличивалась и уменьшалась (табл. 1). Деятельностью шельфо-

Таблица 1
Эпохи наступления ледников в Антарктиде

Интервал времени, тыс. лет	Район изучения следов подвижек ледников
Древнее 12 000	горы Джонс
7000	горы Джонс
4200	Трансантарктические горы
3500—2700	долина Тейлора
2400—2100	хр. Куин-Мод
2100—1600	долина Тейлора
1600—49	хр. Куин-Мод
350—300	долина Тейлора
220—180	долина Тейлора
130—80	долина Тейлора
менее 9	хр. Куин-Мод
15—5	долина Тейлора

вых ледников были созданы абразионно-эрозионные уровни на современных отметках от 200 до 2000 м. Аккумулятивные террасы в районе долин Райта, Тейлора и Феррара поднимаются до 400—650 м. За последние 1,5 млн лет амплитуда тектонических движе-

ний достигала таким образом 900—1000 м. Это привело к блоковым подвижкам и формированию со временем блоково-глыбовой морфоструктуры — основного типа морфоструктур Антарктиды.

Отсутствие в Антарктиде (кроме Антарктического полуострова) морских палеогеновых и неогеновых осадков позволяет говорить о значительных размерах материка в эти эпохи. Высота поверхности, вероятно, была больше современной на 100—150 м, так как тяжесть ледникового щита привела к опусканию континента в неоген-четвертичное время.

Вероятнее всего, что оледенение Антарктиды началось с появления небольших фирновых полей на наиболее высоких хребтах. Горно-долинное оледенение постепенно переросло в покровное, а затем и в форму ледникового щита. Лед при покровной или «щитовой» форме начал двигаться лишь при достижении определенной толщины.

В максимальную фазу распространения льда поверхность антарктического щита была на 350—450 м выше, а его край распространялся в пределы шельфа. Один из предполагаемых валов морены обнаружен на шельфе в районе Мирного на расстоянии около 100—150 км от берега. В эту эпоху льдом выпахивались те линейные ложбины и долины, направление которых совпадало с направлением движения льда. Поперечные (к движению льда) котловины и долины подверглись слабому воздействию движущегося льда. Например, некоторые котловины в «оазисе» Бангера вообще не несут ледниковой обработки. Возможно, это связано с деятельностью «последеледниковой» денудации.

Доказательств синхронности или метасинхронности оледенений на разных материках в связи с оледенением Антарктиды очень мало. Многими исследователями выделяется несколько стадий сокращения льда в Антарктиде, одну из которых («стадию Тейлор») Т. Певе в районе Мак-Мёрдо считает синхронной иллинойсскому оледенению Северной Америки, а «стадию Мак-Мёрдо» относит к доиллинойсской эпохе. Проблема установления ледниковых стадий на этом континенте состоит в том, что, во-первых, ни в одну из неоген-четвертичных межледниковых эпох лед не стаивал, а лишь несколько сокращался в размерах. Во-вторых, небольшие сокращения ледяного щита могли остаться незамеченными, т. е. морены оказались под уровнем моря. Даже возраст «оазисов» Бангера и Ширмахера пока еще остается не установленным и датируется от 10 000 до первых сотен лет.

Таким образом, история развития рельефа Антарктиды на протяжении последних 20 млн лет так или иначе связана с деятельностью льда как фактора, обуславливающего многие экзогенные процессы, так и фактора, влияющего на развитие земной коры и ее поверхности. В этом состоит уникальность развития рельефа и региональная особенность геоморфологии Антарктиды.

СЕВЕРНАЯ АМЕРИКА И ГРЕНЛАНДИЯ

Общая площадь материка Северная Америка составляет около 24,3 млн км², о. Гренландия — 2176 тыс. км². Северная оконечность Гренландии всего на 800 км не достигает Северного полюса, а юг континента находится на широте Бомбея. На столь огромной территории рельеф отличается значительным разнообразием: от ледяного щита на севере, до пустынных плоскогорий на юге.

Особенности морфоструктуры позволяют выделить в Северной Америке три крупные геоморфологические зоны: равнинно-плоскогорную зону (I); горный пояс североамериканских Кордильер (II); Восточно-Тихоокеанский горный пояс (III); кроме того, в качестве самостоятельной геоморфологической зоны, не принадлежащей к морфоструктурам североамериканского или южноамериканского континентов — Центральную Америку (IV) (рис. 27).

РАВНИННО-ПЛОСКОГОРНАЯ ЗОНА СЕВЕРНОЙ АМЕРИКИ И ГРЕНЛАНДИИ

Равнинно-плоскогорная зона включает пять геоморфологических стран: горы, плато и плоскогорья островов Гренландия и Канадского Арктического архипелага, Лаврентийское плоскогорье, Центральные равнины и плато Северной Америки, Аппалачские горы, Береговые равнины.

Горы и плоскогорья островов Гренландия и Канадского Арктического архипелага

Эта страна делится на две провинции: гор и ледяных равнин Гренландии, и плоскогорий и плато Канадского Арктического архипелага.

Горы и ледяные равнины Гренландии площадью всего в 3 раза с небольшим меньше материка Австралия; 84% ее покрыто льдом, мощность которого в центре превышает 3000 м. Береговая линия отличается сильной изрезанностью, большим количеством фьордов, а местами проходит по внешним окраинам сползающих в море ледников.

По особенностям геологического строения Гренландия близка к северной части Северной Америки. Мощность земной коры составляет в среднем 43 км и принадлежит к континентальному типу, свойственному многим древним платформам. Здесь встречаются как кристаллические, так и осадочные породы. Значительная часть свободной от льда поверхности сложена гнейсами, гранитами, слюдястыми сланцами. На них с размывом залегают меловые и кайнозойские осадочные породы, перекрытые в свою очередь покровами базальтов послезоценового возраста. Базальты прослеживаются в определенной широтной полосе как на западном,



Рис. 27. Схема геоморфологического районирования Северной и Центральной Америки, Гренландии

Геоморфологические зоны: I — равнинно-плоскогорная; II — горный пояс североамериканских Кордильер; III — Восточно-Тихоокеанский горный пояс; IV — горы и равнины Центральной Америки

Геоморфологические страны равнинно-плоскогорной зоны: I.1 — горы и равнины Гренландии и Канадского Арктического архипелага; I.2 — Лаврентийское плоскогорье; I.3 — центральные равнины и плато; I.4 — Аппалачские горы; I.5 — Береговые равнины

так и на восточном побережьях Гренландии. Это дает основание предполагать, что подо льдом они соединяются в единую область распространения. В конце мела — начале палеогена при активизации тектонических процессов возникли крупные расколы земной коры, обособившие остров от Канадского Арктического архипелага и материка. Расколы сопровождались излияниями лав, мощность которых местами достигает нескольких километров.

Таким образом, Гренландия обладает глыбовой и, местами, возможно, складчато-глыбовой морфоструктурой.

К началу образования ледяного покрова Гренландия представляла собой огромное плоскогорье (местами — плато) с останцовыми горами и центральной котловиной. Начало появления ледников в периферийных горах произошло, вероятно, еще в миоцене, но ледяной щит сформировался всего 2—4 млн лет назад. Все это происходило при прогрессирующем похолодании климата. При превышении площади покровных ледников критических значений (около 30 000 км²) они получили возможность саморазвиваться, обусловив формирование климатических районов, в которых осадки стали выпадать преимущественно в твердой фазе.

Наивысшая точка ледяного щита поднимается до 3360 м. В центре щита, представляющего собой огромный свод, наблюдаются ледяные купола с ровной поверхностью. На отдельных участках встречаются глубокие трещины — следы медленных движений ледника. Ровная или слабоволнистая поверхность простирается на многие сотни километров, прерываясь у краин ледяного щита цепочкой нунатаков высотой в сотни метров. Во время летнего таяния льдов по периферии щита талые воды создают ледяные долины до 40 м глубиной. Чаще всего они наблюдаются в интервале высот 300—1500 м. Такие эрозионные формы обычно существуют три-четыре года, а затем подвижки льда разрушают их.

Возле нагреваемых солнцем темных склонов нунатаков нередко возникают крупные воронки.

Рельеф территории Гренландии, свободной от льда, характеризуется значительной расчлененностью. Основной ее формой являются глубокие (700—1300 м) фьорды длиной 200 км и более. Фьорды часто переходят в корытообразные долины, в глубине которых часто располагаются активные ледники. Иногда фьорды скрываются под толщей материкового льда, что позволяет предполагать продолжение ледниковых долин к центру острова.

Горные области характеризуются преобладанием двух типов рельефа: островершинным (1500—3700 м) и округловершинным, часто платообразным (300—1500 м). Горные массивы и плато интенсивно расчленены карами. На фоне такого рельефа резко выделяются участки платобазальтов и цокольных равнин. Часто выровненные поверхности скрываются, уходя под покровы льда.

Плоскогорья и плато островов Канадского Арктического архипелага. В него входят крупные острова (Баффинова Земля, 2591 м; Элсмира, 2926 м; Виктория, 457 м; Бутия, 573 м; Девон, 600 м; Байлот, 1890 м и др.). Очертания многих из них отлича-

ются ортогональностью. Высота островов постепенно увеличивается с юго-запада на северо-восток, с 150—200 до 2000—2900 м. Равнины и плато, как правило, соответствуют участкам с горизонтальным или моноклинальным залеганием осадочных пород; плоскогорья и горы — выступам кристаллического фундамента.

Для этой провинции характерен континентальный тип земной коры с мощностью 32—45 км, что в общем свойственно платформенным образованиям. В этом отношении провинция сходна с Гренландией.

В геологическом строении островов отмечается нарастание дислоцированности осадочных пород с запада на восток. Острова Элсмир, Свердруп и некоторые другие сложены складчатыми и метаморфическими комплексами палеозойского и мезозойского возраста, а острова Виктория, Банкс, Мелвилл и другие — горизонтально залегающими песчаниками, известняками, сланцами. Наиболее молодые отложения — угленосные неогеновые осадки (песчаники, угли, глины) мощностью до 3000 м. Они часто бывают смяты в складки и разорваны трещинами.

Таким образом, эта провинция пережила в посленеогеновое время сильную активизацию тектонических движений, с которой, возможно, связаны общая раздробленность архипелага и ортогональные очертания контуров островов. Кроме последних характерным является преобладание крутых и обрывистых, часто прямолинейных, склонов, ограничивающих внутренние плато.

В рельефе плоскогорных участков о. Элсмир, например, наблюдаются гряды и денудационные останцы, сложенные гранитами. Восточная часть острова покрыта льдом; мощность покрова колеблется от 300 до 800 м.

В отличие от о. Элсмир, Баффинова Земля и других островов восточной части архипелага рельеф западной части (Банкс, Виктория и др.) характеризуется значительной выровненностью. Это главным образом ~~структурные~~ плато, обусловленные горизонтально залегающими песчаниками.

В целом для плиоцен-четвертичной истории рельефа геоморфологической страны гор, плато и плоскогорий Гренландии и Канадского Арктического архипелага характерны: 1) существование в доледниковое время (4 млн лет назад) обширных равнин и низких гор; 2) образование горных сооружений в плиоцене и появление в связи с этим первых горных ледников; 3) неоднократное разрастание и сокращение ледяных покровов в течение плейстоцена, что привело к интенсивной денудации поверхности. Остается нерешенной проблема общей морфоструктуры Канадского Арктического архипелага.

Лаврентийское плоскогорье

Эта территория занимает северную часть материка от Большого Медвежьего озера на западе до п-ова Лабрадор, ограничиваясь с юга неровной линией, проходящей через озера Виннипег, Верхнее,

Гурон и долину р. Святого Лаврентия. В пределы геоморфологической страны входит и низменная равнина побережья Гудзонова залива.

Главная черта плоскогорья — выровненность рельефа, сложенного в основном гнейсами, гранитами, кристаллическими сланцами архейского и протерозойского возраста. Средние отметки покольной равнины составляют 200—400 м, хотя на п-ове Лабрадор встречаются среднегорные массивы высотой 1500—1600 м. Пологоволнистый и холмисто-западинный рельеф плоскогорья отражает влияние как геологической структуры (в первую очередь), так и четвертичного оледенения. В этом отношении Лаврентийское плоскогорье близко к покольным равнинам Фенноскандии и Карелии.

Канадский щит, лежащий в основе структур Лаврентийского плоскогорья, обладает мощностью земной коры 30—38 км, хотя в районе горы Черчилл она утолщается до 53 км, а в районе Гудзонова залива составляет 42—52 км. Поверхность Канадского щита формировалась в субэральных условиях, начиная с палеозоя. Меловая трансгрессия перекрывала лишь часть западного края щита. Поэтому рельеф развивался в относительно стабильных тектонических условиях несколько сотен миллионов лет.

Характерные формы рельефа Лаврентийского плоскогорья — горные кражи с отн. выс. 80—120 м (на Лабрадоре 300—400 м), друмлины, разнообразные экзарационные и экзарационно-тектонические котловины, заполненные водой, линейные денудационные ложбины. Среди бесчисленных котловин встречаются округлые воронки и кольцевые валы астроблем.

На юго-востоке Гудзонова залива в области распространения протерозойских осадочно-метаморфических пород встречается куэстовый рельеф, представленный асимметричными грядами высотой до 300 м. Пологий склон куэст обращен к центру залива.

В четвертичное время вся территория Лаврентийского плоскогорья неоднократно покрывалась льдом, мощность которого в районе Гудзонова залива иногда превышала 3000 м. Ледники почти полностью уничтожили существовавшие прежде здесь рыхлые отложения, срезали и сгладили выступы скальных пород, образовав друмлины, бараньи лбы и курчавые скалы.

В начальные и завершающие стадии развития оледенения перед фронтом ледников нередко образовывались плотинные озера. В районе нынешнего оз. Виннипег и юго-западной окраины Гудзонова залива в прошлом существовало огромное приледниковое оз. Агассиз; в районе южного побережья Гудзонова залива — оз. Аджибуэй. Глубина их измерялась сотнями метров и предполагается, что в некоторых местах край лаврентийского ледникового покрова находился на плаву. Спуск воды из озер, вероятно, имел катастрофический характер.

Центрами оледенения считаются п-ов Лабрадор и район к западу от Гудзонова залива, которые названы Лаврентийским и Киватинским центрами. Направление озов, камов, экзарационных

ложбин показывает, что из этих центров ледники разрастались и двигались не только на юг, но и на север, северо-запад и северо-восток. Отступление ледников вызвало гляциоизостатическое поднятие плоскогорья.

Происхождение многих обрывов по периферии Гудзонова залива (на расстоянии 20—150 км от берега), долинных каньонов, а также существование многоотеченных (около 180) береговых линий, связано с этим поднятием.

Центральные равнины и плато Северной Америки

Пластовые равнины и плато полосой окаймляют Лаврентийское плоскогорье с запада, юго-запада и юга. Ширина равнин изменяется от 400 км на западе (в пределах Канады) до 1200 км на юге (США). В северной части они дренируются реками бассейнов Маккензи и Нельсон, в южной — Миссури и Миссисипи. Вдоль южной окраины Лаврентийского плоскогорья тянется система впадин, занятых озерами Верхнее, Мичиган, Гурон, Эри, Онтарио. Абсолютные отметки пластовых равнин изменяются от 1700 м у подножия Скалистых гор до 400—500 м в бассейне Огайо.

Геологическое строение этого региона характеризуется распространением почти горизонтально залегающих толщ палеозойских, мезозойских и кайнозойских осадочных пород мощностью от 3 до 6 км. Мощность земной коры здесь колеблется в пределах 40—55 км, что подчеркивает платформенный режим развития этого региона.

Вдоль границы с Лаврентийским плоскогорьем прослеживается серия моноклинальных ступеней, куэст, плато. В районе оз. Онтарио наблюдается подобие силурийского глинта Советской Прибалтики. Структурные ступени высотой 200—300 м наблюдаются и в других областях пластовых равнин.

Значительная часть равнин покрыта с поверхности чехлом ледниковых и лёссовых отложений, возраст которых в системе стратиграфических схем Северной Америки установлен не однозначно, из-за чего и возраст тех или иных поверхностей рельефа рассматривается по-разному.

Особенности стратиграфии и строения четвертичных отложений равнин Северной Америки. В наиболее полных разрезах на среднеплиоценовых осадках формации огаллала (аллювий, озерные отложения, погребенные почвы) с разрывом залегают плиоценовые морены, относимые к небраскскому ярусу (табл. 2).

Небраскские ледниковые отложения не выражены в современном рельефе, будучи погребенными более молодыми осадками. Они представлены массивной глинистой мореной мощностью 50—60 м, с линзами флювиогляциальных песков. Этот ледник покрывал часть территории штата Южная Дакота, а его флювиогляциальные осадки встречаются на юге рассматриваемого региона.

Стратиграфическая схема четвертичных отложений
Северной Америки

Система	Стратиграфические слои	Раздел	Индекс	Отложения
Четвертичная	Современный		QIV	аллювий, дюнные пески, почвы
	висконсин	поздний	QIII ₄	морены
		главный	QIII ₃	морены, лёссы, почва
		ранний	QIII ₂	морены, флювиогляциальные осадки, лёссы
	сангамон		QIII ₁	почва, торф, аллювий, озерные осадки
	иллинойс	поздний	QII ₄	морены, лёссы
		средний	QII ₃	морены, флювиогляциальные отложения, лёссы
		ранний	QII ₂	морены, лёссы, аллювий, флювиогляциальные отложения
	ярумт		QII ₁ ?	почва
	канзас	поздний	QI ₄ ?	морена, лёсс, вулканический пепел; флювиогляциальные отложения
		средний	QI ₃ ?	морены, флювиогляциальные отложения, лёссы
		ранний	QI ₂ ?	морены, аллювий
Плиоценовая	афтон		QI ₁ ?	почва, торф, аллювий
	небраска	поздний	N ₂ ³ ?	морены, лёссы, аллювий, флювиогляциальные отложения
		ранний	N ₂ ² ?	морены, аллювий, лёсс, флювиогляциальные отложения
			N ₂ ¹ ?	аллювий, почвы, озерные осадки

Афтонские межледниковые слои обнаружены в редких разрезах, залегают на небраскских моренах в виде сильно измененных выветриванием лёссовидных суглинков и погребенных почв. Кое-где они представлены погребенным торфом. Аллювий афтонского времени встречается исключительно редко. В рельефе эти осадки не выражены.

Канзасская морена эпохи максимального распространения ледников наблюдается в широкой полосе западнее р. Миссисипи. В восточной части равнин она перекрыта иллинойсской и висконсинской моренами. Канзасская морена представлена глинами с валунами общей мощностью 40—50 м, залегающими, как правило, в древних котловинах и речных долинах. В рельефе эта морена выражена слабо. В аллювиальных отложениях канзасского времени встречаются прослой пепла.

Ярмутские межледниковые слои представлены погребенными почвами, фиксирующими главным образом поверхность канзасской морены. Почва представлена черноземовидными, перегнойно-глеевыми и бурыми разностями в зависимости от своего местоположения.

Иллинойсские отложения среднего плейстоцена представлены комплексом ледниковых, аллювиальных и эоловых осадков. В стратотипических разрезах насчитывают до трех морен, разделенных пачками алевроитов водного и эолового происхождения. Иллинойские морены сложены валунно-глинистыми отложениями. Пояса моренных валов достаточно хорошо выражены в современном рельефе на западе и юге штата Иллинойс, соприкасаясь с побережьем оз. Мичиган. Со временем иллинойского оледенения во внеледниковой части равнин связано образование лёссов, которые приурочены к периферии ледников и сформировались при активном участии эоловых процессов и приледниковых водных потоков. Лёссы выражены пылеватыми супесями красновато-коричневого и желтовато-коричневого цветов, плащеобразно покрывающими небольшие возвышенности.

Отложения сангамонского межледниковья представлены в основном погребенными почвами (мощностью до 6 м) и торфом, залегающим на иллинойсской морене. В почвах отмечены переходы от подзолов до черноземов. Аллювиальные осадки этого времени изучены слабо. Озерные отложения (оз. Онтарио) включают глины, пески, галечники, торфяники.

Висконсинские отложения представлены моренами, лёссами, аллювием и озерными осадками. Морены последних фаз оледенения прекрасно выражены в современном рельефе и представлены валунно-галечным материалом из пород киватинского центра оледенения (граниты, гнейсы).

Обращают на себя внимание следующие обстоятельства. Во-первых, стратификация межледниковых эпох часто проводится американскими исследователями на основе выделения погребенных почв. Во-вторых, отмечается заметное «погрубение» ледниковых осадков от небраскских к висконсинским. Это объясняют тем,

что в начальные эпохи оледенений значительная часть территории Лаврентийского плоскогорья и севера пластовых равнин была прикрыта чехлом доледниковой коры выветривания. Постепенное ее уничтожение привело к выводу на дневную поверхность слабо-выветрелого кристаллического цоколя и погрубению осадков. В-третьих, сведения об абсолютном возрасте ледниковых эпох противоречивы. Например, небраскское оледенение часто сопоставляют с дунайским (позднеплиоценовым) оледенением Альп, и тогда раннечетвертичным становится канзасское оледенение.

Провинция Великих озер (200—700 м) вытянута широкой (300—500 км) полосой вдоль границы с Лаврентийским плоскогорьем. Главные комплексы рельефа: котловины, занятые оз. Верхнее, Мичиган, Гурон, Эри, Онтарио; куэсты, крутой склон которых обращен на север или северо-восток; гирлянды конечных морен к югу от озерных котловин. Существование тектонических опусканий в районе озерных котловин, разрывные нарушения и даже близкие к рифтогенным структуры (юго-западная часть оз. Верхнее) позволяют предполагать структурно-тектоническую природу котловин. Вместе с тем наличие обрывов куэст заставляет учитывать и роль структурно-литологического фактора. Во всяком случае, первичное происхождение котловин связано с особенностями геологической структуры. Куэсты, сложенные доломитами и известняками, подстилаемыми глинистыми сланцами силурийского возраста, достигают высоты 50—90 м. Пересекая одну из таких куэст высотой более 50 м, р. Ниагара образовала Ниагарский водопад. В его основании с течением времени образовался водобойный котел глубиной около 60 м. Уступ куэсты в зоне водопада довольно быстро отступает (0,1—1,5 м/год).

Контрастный рельеф в этой провинции наблюдается в районе оз. Виннипег. Северо-восточный берег его (Лаврентийское плоскогорье) отличается холмисто-западным рельефом, тогда как западный — платообразным, который еще западнее (за озерами Манитоба и Виннипегосис) сменяется уступом Манитобы, называемым иногда «косогором Прерий», тянущимся почти на 1200 км.

Значительную роль в рельефообразовании здесь сыграло четвертичное оледенение. Наилучшее выражение получили при этом следы висконсинских ледников. Последние были вытянуты тремя языками: Мичиган — на востоке, Рейни — в центре и Джеймс — на западе (рис. 28). На северо-востоке край ледника был сравнительно ровным. Между языками Рейни и Мичиган в висконсине существовала область, которая, как полагают геологи, не покрывалась льдом.

За дугами конечных морен, которых в провинции Великих озер насчитывается несколько десятков, неоднократно формировались плотинные приледниковые озера, оставившие следы стояния своих вод в виде береговых линий, баров, дельт и т. п.

Площади этих озер в максимальные фазы развития были значительны (оз. Агассиз 500 000 км²). В их бассейнах за несколько тысяч лет накопились толщи алевроитов и ленточных глин. Уровни

воды во многих приледниковых озерах были на 40—160 м выше современных. Древние береговые линии впоследствии были значительно деформированы гляциоизостатическими движениями.

Осцилляции ледниковых языков приводили к перестройкам русел рек и миграции плотинных озер. Уровни воды в последних за-

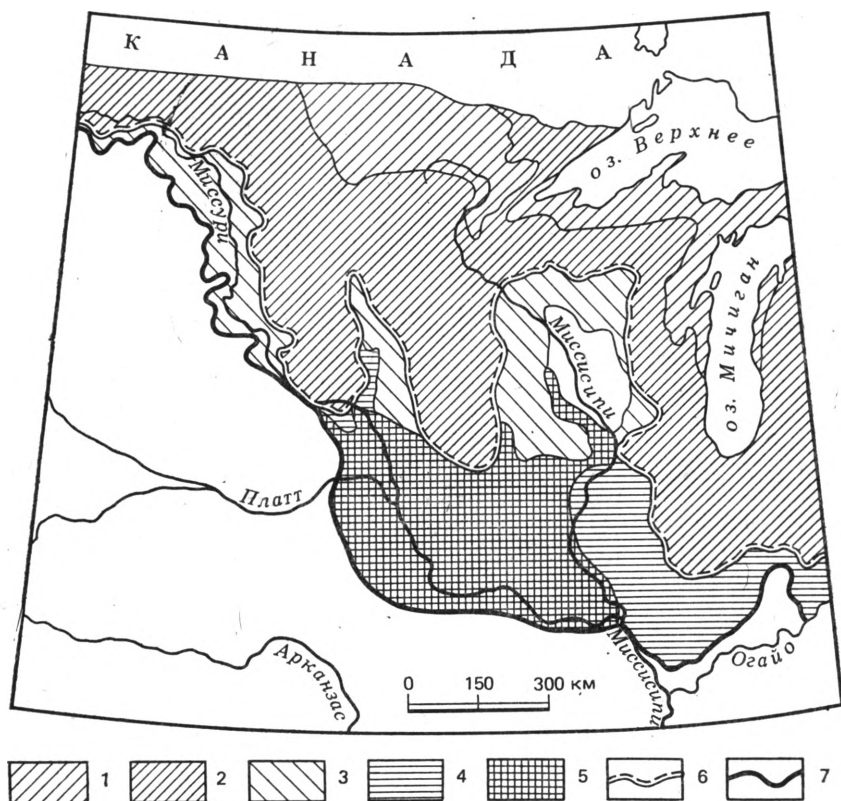


Рис. 28. Распространение плиоцен-четвертичного оледенения в центральной и западной частях равнин Северной Америки (по Е. В. Шанцеру) Ледниковые отложения: 1 — поздневисконсинские, 2 — средневисконсинские, 3 — ранневисконсинские; 4 — илинойские; 5 — канзасские и небраскские; 6 — граница средневисконсинских ледников; 7 — граница максимального распространения оледенения

висели главным образом от условий стока из них. Возникавшие каналы стока и эрозионные ложбины довольно быстро заполнялись флювиогляциальными отложениями. Например, под прол. Макинак, соединяющим озера Гурон и Мичиган, обнаружено глубокое русло бывшей приледниковой реки длиной около 100 км. На юго-западе штата Манитоба (Канада) выявлены погребенные долины на 90—150 м, заполненные мореной. Среди них обнаружива-

ются иногда весьма крупные, вроде погребенной долины р. Миссури шириной почти 50 км и глубиной более 60 м.

Поскольку мощности ледниковых отложений достигают в провинции Великих озер 250 м, ледниковые осадки местами перекрывают даже куэсты. Например, погребенная куэста протягивается от р. Ниагары до оз. Гурон.

Ледниковые образования во многом способствовали сохранению котловин Великих озер, препятствуя их спуску.

Провинция Центральных равнин (120—370 м) расположена между провинцией Великих озер на севере, Аппалачскими горами на юго-востоке и Береговыми равнинами на юге. Значительная часть территории сложена с поверхности песчаниками, известняками, глинистыми сланцами палеозойского возраста. Эти породы слабо деформированы пологими складками. На части региона обнаруживаются покровы морен и лёссов, но мощности их сравнительно невелики (3—30 м). Внеледниковые области в основном представлены расчлененными лёссовыми равнинами. На их фоне отличными чертами обладают плато Озарк (426 м), горы Бостон (762 м) и Уошито (884 м), соответствующие брахикуполам, в ядрах которых к поверхности поднимаются кембрийские и ордовичские породы. Брахикупола обрамлены куэстами, а в горах Уошито наблюдаются кварцитовые гребни, разделяющие понижения, сложенные податливыми к денудации сланцами.

Лёссовые равнины характеризуются сильно расчлененным эрозийным рельефом. Покровы желто-бурых лёссов и лёссовидных суглинков перекрывают междуречья, сложенные мореной и дочетвертичными коренными породами. Вдоль долины р. Миссури в Канзасе пояс висконсинских лёссов достигает ширины 200 км. Мощность их постепенно убывает с севера на юг с 75 до 5 м (рис. 29). Пространственно лёссы тяготеют к участкам флювиогляциальных отложений. Основу их материала составляют эоловые осадки.

Провинция Великих Прерий — наклонная пластовая равнина, тянущаяся вдоль подножия Скалистых гор. Ширина ее колеблется от 300 км на севере до 700 км в центре. Западной границей равнины служит уступ высотой от 100 до 300 м, образованный выступами меловых песчаников. В основании пластовой равнины расположен тектонический прогиб с асимметричным поперечником, заполненный палеозойскими и мезозойскими осадками.

Равнина возникла на границе мела и палеогена в результате длительной аккумуляции аллювиальных отложений реками, бравшими начало в поднимавшихся Скалистых горах. Эта аккумуляция завершилась в плиоцене накоплением формации огаллала (с. 131). В настоящее время на большей части региона на поверхности обнажены известняки, глины, пески, алевролиты мела и палеогена, с несогласием залегающие на более древних осадках. Слабая устойчивость к эрозии и денудации этих пород обусловила здесь широкое распространение рытвин и оврагов, песчаных холмов. На отдельных участках возник бедленд. Однако основной тип

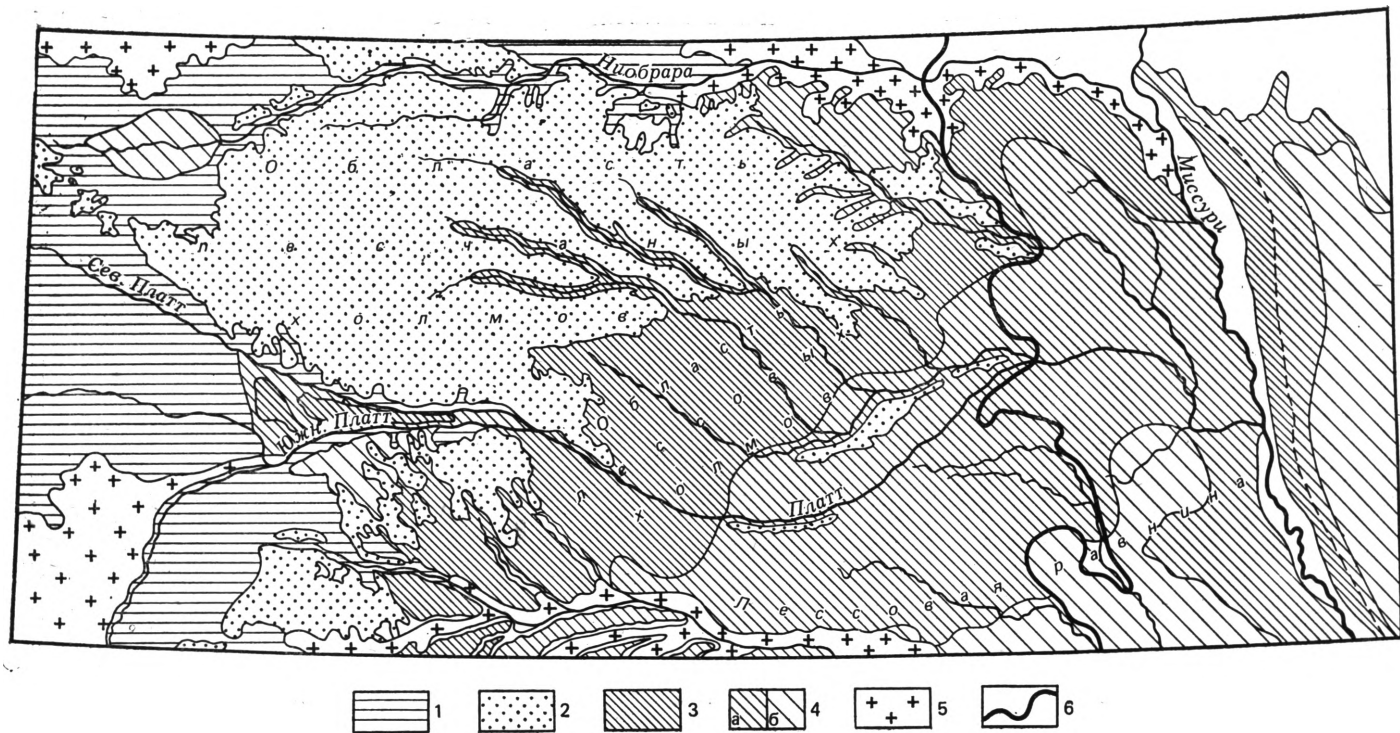


Рис. 29. Геоморфологическая карта штата Небраска (по А. С. Кесь):

1 — плато, сложенные палеогеновыми и неогеновыми породами; 2 — песчаные массивы; 3—4 — лёссовые равнины: 3 — с мощностью лёсса 20—75 м; 4а — 5—30 м; 4б — менее 5 м; 5 — выходы коренных пород; 6 — граница распространения ледников

рельефа — лёссовые равнины, прорезанные широкими речными долинами.

В бассейне р. Платт, в центре Великих Прерий, наблюдаются крупные массивы лёссовых равнин с характерным овражно-балочным расчленением. Мощность лёссов достигает 20—30 м. Они вплотную примыкают к территории, где развиты песчаные дюны и гряды висконсинского возраста. Фактически это песчаная полупустыня площадью около 57 тыс. км² (Сенд-Хиллз) с заросшими глубоко расчлененными золовыми грядами и многочисленными мелкими озерами.

На юге Великих Прерий в бассейнах рек Арканзаса, Бразоса, Колорадо (штат Техас) наблюдается холмистый расчлененный рельеф с хорошо террасированными речными долинами. В основном это лёссовые и аллювиальные равнины; только на крайнем юге поднимается известняковое плато Эдуардс, специфичная черта рельефа которого — замкнутые котловины эрозионно-карстового происхождения.

Ближе к отрогам Скалистых гор равнины постепенно повышаются до 800—1200 м. В условиях засушливого климата здесь наблюдаются плоскodonные котловины (плайя) шириной от 50—70 м до 1—3 км и глубиной до 30 м. Предполагается, что цепочки таких котловин наследуют допозднеплиоценовые речные долины.

Рельеф пластовых равнин и плато Северной Америки формировался длительное время (более 3 млн лет) при участии разнообразных агентов рельефообразования. Наибольшей активностью обладали плиоцен-четвертичные ледники, обусловившие появление на севере этой страны ледниковых, водно-ледниковых и озерно-ледниковых равнин. В южной половине пластовых равнин основными факторами рельефообразования являлись русловые потоки и ветер. Активизация последних была тесно связана с изменениями климата, и прежде всего с ледниковыми и межледниковыми эпохами.

Аппалачские горы

Этот регион, объединяющий горы, обширные плато, плоскогорья и возвышенные равнины, протягивается вдоль юго-восточной окраины материка на 2600 км (рис. 30). Максимальные отметки сосредоточены на крайнем юго-западе на Голубом хребте (2036 м). На остальной части рельеф имеет среднюю высоту 1000—1300 м. Характерная черта — продольная зональность основных орографических элементов, вытянутых с юго-запада на северо-восток. К ним относятся геоморфологические провинции: Аппалачское плато; Большая Аппалачская долина; кряжи и хребты; плато Пидмонт; горы и плато Новой Англии и о. Ньюфаундленд. Ширина страны Аппалачских гор колеблется от 300 до 500 км.

Аппалачские горы сложены палеозойским складчатым комплексом осадочных и кристаллических пород (известняками, песчаниками, глинистыми сланцами, аргиллитами, кварцитами, гра-

нитоидами). В структурном отношении они принадлежат к зоне герцинид, отличаются продольно-зональным расположением складок, разорванных тектоническими нарушениями и местами надвинутых друг на друга. Регион характеризуется континентальным типом строения земной коры, мощность которой составляет здесь 32—45 км.

Аппалачское плато — геоморфологическая провинция, куда входят (с юго-запада на северо-восток): плато Камберленд

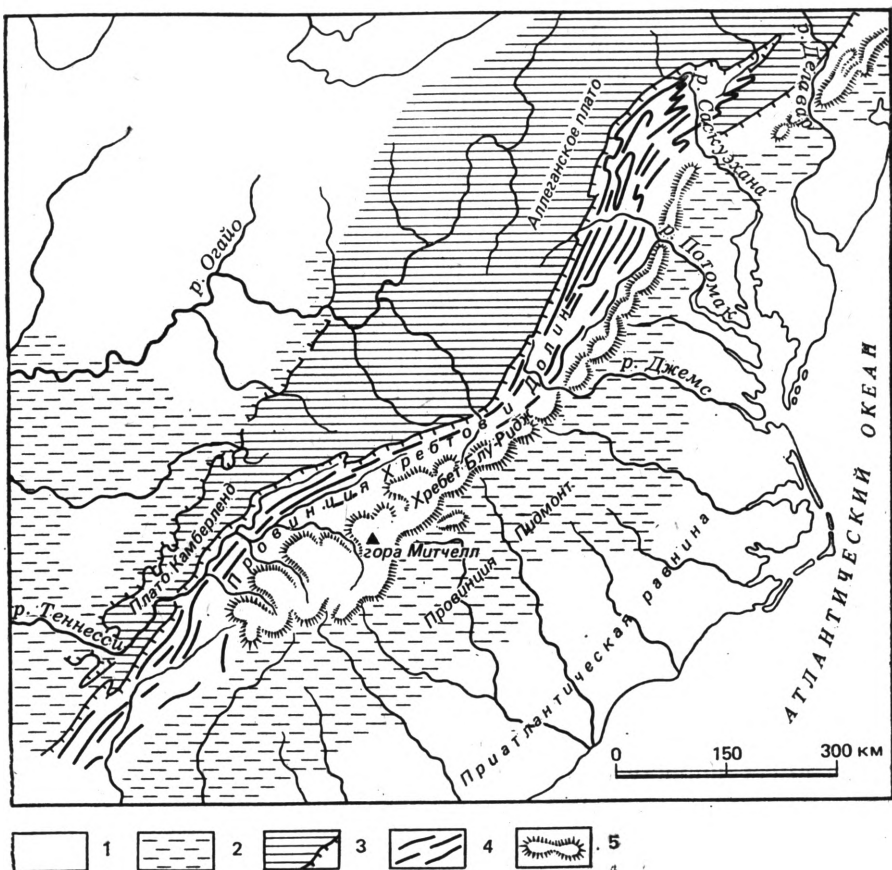


Рис. 30. Орографическая схема Аппалачских гор (по Ф. Кингу):
1 — равнины; 2 — районы с низким расчлененным рельефом; 3 — плато, ограниченные уступами; 4 — хребты, кряжи и долины; 5 — горы

(800—1000 м) и Аллеган (600—1480 м). Плато ограничены на северо-западе уступом высотой около 200 м, в обрывах которого обнажаются известняки и песчаники девонского и каменноугольного периодов. Уровень плато срезает собранные в пологие складки

палеозойские породы, поэтому аструктурные черты рельефа здесь очевидны. Глубокое эрозионное расчленение (150—300 м) несколько снижает средний уровень Аппалачского плато и уменьшает выровненность вершинных поверхностей междуречий. Ступенчатое строение склонов обычно обусловлено выступами пластов разной денудационной устойчивости.

На юго-востоке Аппалачское плато ограничено высоким (около 500 м) уступом, сложенным крутопадающими пластами каменноугольных песчаников. На крайнем юге наблюдаются гряды куэст, сложенных карбонатными породами ордовика и каменноугольного возраста. Распространение известняков привело к появлению на многих участках плато карстовых котловин, воронок, пещер.

Большая Аппалачская долина, которую нередко называют Провинцией Хребтов и Долин (1200—1500 м). Она достигает ширины 40—60 км и вытянута на 800—950 км. Сглаженный рельеф небольших хребтов и широких впадин, занятых речными долинами, сложен песчаниками, известняками, кварцитами, глинистыми сланцами, смятыми в неширокие складки и разорванными многочисленными тектоническими нарушениями. Для этой провинции характерны антиклинальные и синклинальные долины, моноклинальные хребты. Избирательная эрозия и денудация обусловили резко выраженный литоморфный рельеф. Хребты сложены в основном песчаниками и кварцитами; долины — известняками и глинистыми сланцами. Речная сеть, дренирующая Большую Аппалачскую долину, имеет шпалерный рисунок; наблюдается множество сквозных долин.

Аппалачские кряжи и хребты. Наиболее высокие гребни хребтов в осевой зоне Аппалачских гор сложены изверженными, метаморфическими и реже — осадочными породами. Наиболее заметен здесь Голубой хребет. Ширина его достигает почти 50 км. По своему облику это средневысотные горы с острыми или округлыми гребнями и крутыми склонами, изрезанными многочисленными речными долинами. Следы четвертичного оледенения в Голубом хребте выражены в виде ледниковых каров.

Плато Пидмонт — предгорная возвышенная равнина (80—500 м) — располагается на юго-восточной окраине Аппалачских гор и имеет ширину от 50 до 200 км. Она сложена в основном метаморфическими породами, на поверхности которых участками сохранились коры выветривания. Для внешнего края равнины характерны невысокие останцовые массивы (абс. выс. 400—500 м). Речные долины, пересекающие Пидмонт, отличаются невыработанным ступенчатым продольным профилем и многочисленными водопадами.

Волнистые глинистые равнины перемежаются с низкими песчаниковыми холмами и грядами, сложенными изверженными и метаморфическими породами.

Горы и плато Новой Англии и о. Ньюфаундленд. Геоморфологическая провинция Новой Англии расположена на крайнем северо-востоке Аппалачских гор. Отмечается сочетание горных гряд

(1917 м) и плато. В геологическом строении принимают участие кристаллические, осадочные, метаморфические породы палеозойского и реже — мезозойского возраста. Главное отличие рельефа этой провинции от остальных провинций Аппалачей — его значительная ледниковая обработка. Граница максимального распространения четвертичных ледников пересекала Аппалачские горы примерно по линии оз. Эри — Нью-Йорк, поэтому на всей территории Новой Англии, даже на самых высоких вершинах, встречаются следы деятельности покровных ледников.

Ньюфаундлендское плоскогорье (200—800 м) представляет собой фрагмент обширного древнего пенеплена, обладающего холмисто-увалистым рельефом. Котловины и речные долины часто заполнены мореной и флювиогляциальными осадками. Эта же пенепленизированная поверхность продолжается на юго-запад вплоть до р. Гудзон.

Характерны для этой провинции обособленные горные массивы с округленными или уплощенными вершинными поверхностями (гора Монаднок, 965 м, Цепь Президентов, 1640—1917 м и др.). На уплощенных междуречьях кое-где встречаются горы, сложенные сильно разрушенными гранитами.

Главные черты рельефа Аппалачских гор обусловлены интенсивной и длительной деятельностью эрозии и денудации при слабо выраженных и дифференцированных тектонических движениях. Существование уровней денудационных выровненных поверхностей (Аппалачское плато, плато Пидмонт и др.) привели В. Девиса (1889) к выводу о наличии здесь разновозрастных поверхностей выравнивания: юрско-мелового, палеогенового пенепленов, неогеновой поверхности выравнивания. Многие элементы рельефа считаются унаследованными от рельефа мезозойского и раннекайнозойского времени.

По особенностям морфоструктуры северная часть Аппалачей несколько отличается от южной. Если на севере (Ньюфаундлендское плоскогорье) преобладают глыбовые, то на юге — складчато-глыбовые структуры. Поэтому наряду с продольной зональностью рельефа следует отметить и поперечную.

Береговые равнины

К геоморфологической стране Береговых равнин относится неровная полоса низменностей, окаймляющих с юга Аппалачские горы и Центральные равнины. Они включают приатлантические равнины, п-ов Флорида, бассейн нижнего течения р. Миссисипи и приустьевые части рек Бразоса, Колорадо и Рио-Гранде, называемые иногда Примексиканскими равнинами. Абсолютные отметки низменностей колеблются от 0 до 60—70 м.

Береговые равнины сложены мощными толщами меловых, палеогеновых и неогеновых пород, приуроченных к крупному прогибу, обрамляющему Северную Америку с юга и юга-востока (рис. 31). Участие четвертичных осадков в этом разрезе сравни-

тельно небольшое. В пределах прогиба заключен ряд впадин и поднятий, различающихся по глубине залегания фундамента на многие сотни метров. В современном рельефе эти структурные черты находят слабое выражение. Мощность земной коры здесь достигает 32—35 км, к тому же в приустьевой части Миссисипи на долю осадочного слоя приходится 10—14 км.

В рельефе выделяются полосы дельтовых и прибрежных равнин (вблизи береговой линии), плейстоценовых морских террас,

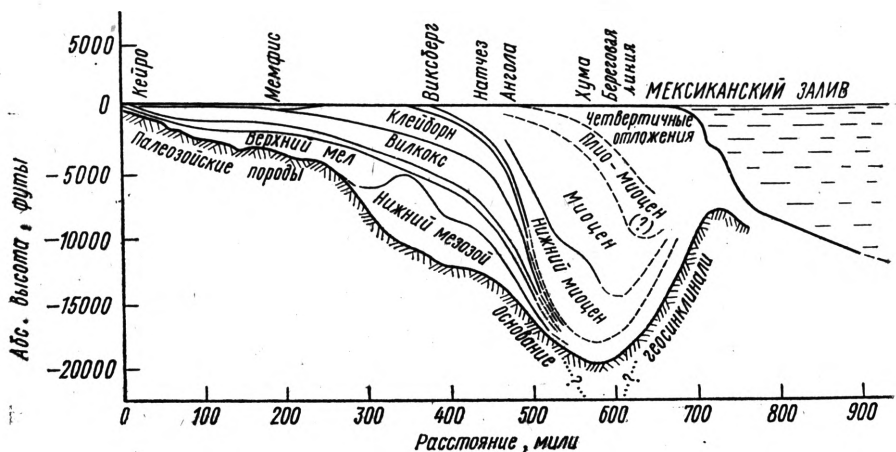


Рис. 31. Обобщенный разрез «геосинклинали» Мексиканского залива (по Х. Бернгарду)

грядового и равнинного денудационного рельефов, формировавшихся в разное время и в разных палеогеографических условиях.

Рельеф северной части Береговых равнин характеризуется распространением низменных плоских участков, извилистостью очертаний и многочисленными заливами. Последние рассматриваются как затопленные речные долины.

В северо-восточной части Береговых равнин на Атлантическом побережье между устьями рек Саскуиханна и Потомак от берега моря в сторону континента последовательно сменяют друг друга: пляж — 7—8-метровая морская терраса — серия более высоких (от 12 до 82 м) террас. Наиболее резко выражена бровка 7—8-метровой террасы. Мощность четвертичных отложений здесь колеблется от 50 до 100 м. Наиболее высокая береговая линия моря установлена на высоте 17—22 м.

Низменный п-ов Флорида на значительной площади представляет собой денудационно-карстовую равнину с сетью подземных галерей, часто заполненных водой. По его периферии повсеместно прослеживается полоса морских террас и береговых линий сангамонского времени. Близкая картина наблюдается к северо-востоку от Флориды, где встречаются карстовые депрессии и глинистые холмы, а ближе к Аппалачам — участки песчаниковых плато.

Район низовьев и устья Миссисипи представляет собой систему террас и вложенных дельт разного возраста.

Междуречья Рио-Гранде и Нуэсес заняты песчаной равниной, сформировавшейся на древних дельтовых осадках. Последние слагают побережья между Бразосом и Миссисипи.

Дельтовая равнина Миссисипи — сильно заболоченная поверхность с многочисленными озерами и протоками. Прирусловые валы достигают здесь высоты 5—6 м. Кроме того, встречаются пологие островные возвышенности, обусловленные соляной тектоникой.

С запада к дельтовой равнине Миссисипи примыкает полоса длиной 250 км и шириной до 50 км, получившая название Ченниер-плейн. Характерные ее черты: чередование маршей и узких песчано-ракушечных валов, параллельных береговой линии. Высота валов составляет 2—4 м, ширина колеблется от 50—100 до 1000 м. Это своеобразный тип берега, подчеркивающий ритмичное развитие дельтовой равнины.

Эоловые равнины в юго-западной части рассматриваемого региона сформировались на месте четвертичных дельтовых образований (лагун, ваттов, валов). Эоловый рельеф представлен в основном песчаными дюнами и дефляционными котловинами.

Таким образом, Береговые равнины имеют разное строение в различных своих частях, обусловленное, с одной стороны, неотектоническими движениями, а с другой — влиянием моря и рек. Поэтому среди них встречаются как аккумулятивные, так и денудационные поверхности.

Рельеф равнинно-плоскогорной зоны Северной Америки отражает не только структурно-тектонические, но и структурно-литологические особенности геологического строения. Наряду с пластовыми равнинами, отпрепарированными складками и другими, отмечаются инверсионно развивающиеся морфоструктуры. Существенную роль в формировании крупных черт рельефа сыграло плиоцен-четвертичное оледенение. Оно оказало влияние на рельеф не только прямым воздействием ледников на подстилающую поверхность, но и деятельностью приледниковых процессов (гляциоизостазия, лёссообразование, изменение площади и конфигурации речных бассейнов и др.).

ГОРНЫЙ ПОЯС СЕВЕРОАМЕРИКАНСКИХ КОРДИЛЬЕР

Начинаясь от равнин и плоскогорий Аляски, горный пояс Кордильер протягивается вдоль западной окраины материка до Центральной Америки, где его отделяют от Анд вулканические нагорья Карибского кольца. Основными особенностями рельефа горного пояса являются: параллельные цепи высоких хребтов, плато и плоскогорья, окаймленные горными хребтами, линейные внутригорные впадины рифтогенного происхождения.

Среди наиболее крупных хребтов: Скалистые горы (4399 м), хр. Брукса (2816 м), горы Маккензи (2469 м).

Западная граница горного пояса проходит (с севера на юг):

по восточным подножиям Аляскинского, Берегового хребтов, Каскадных гор, хр. Сьерра-Невада, далее на юг — по восточному берегу Калифорнийского залива.

Горная система Кордильер впервые возникла в мезозое, однако, судя по коррелятным осадкам в ближайшем окружении, горы были невысокими и слабо расчлененными эрозией. Во второй половине кайнозоя прерывистые поднятия, сопровождавшиеся вулканизмом, создали современный облик Кордильер.

По этим особенностям морфоструктуры в зоне горного пояса выделяются геоморфологические страны: горы и плоскогорья Аляски; Скалистые горы; Внутренние плато, горы и плоскогорья; Мексиканское нагорье.

Горы и плоскогорья Аляски

Рельеф Аляски отличается значительным разнообразием. Приморские равнины по периферии п-ова Аляска отделены от внутренних областей высокими хребтами; Юконское плоскогорье разделено на участки отдельными впадинами; широкие речные долины (Юкон, Кукоквим и др.), направляя сток в Берингово море, дренируют огромную территорию. Сочетание хребтов, плоскогорий, впадин по своему облику напоминают рельеф Верхояно-Чукотской горной страны, и недаром считается, что эти регионы продолжают друг друга, соединяясь через шельфовые равнины Берингова моря.

Геоморфологическая страна гор и плоскогорий Аляски занимает почти весь полуостров, за исключением Алеутского и Аляскинского хребтов, гор Чугач и приморских равнин на крайнем юге, относящихся к геоморфологической зоне Восточно-Тихоокеанского горного пояса. Основные орографические элементы рассматриваемой страны — Арктическая приморская равнина (0—200 м), хр. Брукса (2816 м), Юконское плоскогорье (1000—1500 м), горы Кукоквим (1374 м).

В геологическом строении территории участвуют породы допалеозойского, палеозойского, мезозойского и кайнозойского возраста. Среди осадочных пород широко распространены сланцы, известняки, аргиллиты, кварциты, конгломераты. Изверженные породы представлены триасово-юрскими и юрско-меловыми гранитоидами; вулканогенные — палеозойскими кислыми эффузивами, туфоловами и другими; метаморфические — протерозойско-раннепалеозойскими гнейсами, сланцами, породами зеленокаменной формации. Они, как правило, представлены рядом линейных структур субширотного или юго-западного простирания, смяты в складки, образующие узкие антиклинали и широкие уплощенные синклинали, осложненные сериями региональных продольных разломов. Время формирования большинства структур относят к юре, иногда — к мелу. Между домезозойскими и мезозойскими структурами устанавливается определенное соответствие по форме и ориентировке. Между структурами мезозойского и современного рельефа

Фом также можно отметить много общего. Таким образом, современная морфоструктура отражает черты древнего структурного плана и является частично унаследованной.

На крайнем севере Аляски у подножия хр. Брукса располагается широкая (до 150 км) полоса Арктической прибрежной равнины. Ее основанием служит крупный прогиб, заполненный мощной (4,8 км) толщей осадочных пород. Рельеф равнины во многом сходен с рельефом Яно-Индигино-Колымских низменностей Северо-Востока СССР, характеризуется однообразными плоскими пространствами, покрытыми бесчисленными озерами, извивающимися лентами небольших рек, берущих начало на хр. Брукса.

Хребт Брукса образовался в меловое-раннекайнозойское время и по своей морфоструктуре представляет сложное построенное блоково-надвиговое образование. По системе глубинных разломов в позднем мелу и начале кайнозоя отмечается надвигание хр. Брукса на Арктическую прибрежную равнину. Вместе с тем широкое распространение слабо деформированных тектоническими движениями неогеновых осадков свидетельствует о стабилизации этой территории в конце кайнозоя.

Рельеф хребта характеризуется существованием в западной части обширных продольных депрессий, расположенных внутри системы коротких, но достаточно высоких (1100—2200 м) хребтов, обладающих значительной ледниковой обработкой. К востоку продольные долины постепенно исчезают, сменяясь поперечными сквозными долинами. На крайнем востоке в горах Романцова (2816 м) преобладает резко расчлененный островершинный рельеф с небольшими каровыми и долинными ледниками.

Около 97% всех ледников располагается на северных склонах хр. Брукса. Ледники располагаются в интервале высот 1600—2500 м; ниже прослеживается пояс каменных глетчеров и морен с ледяным ядром.

Провинция Юконского плоскогорья и гор Кускоквим характеризуется чередованием обширных депрессий и низких округло- или плосковершинных хребтов, на фоне которых поднимаются обособленные горные массивы. Хребты и массивы расчленены асимметричными речными долинами, характерной чертой которых являются широкие заболоченные днища и опускающиеся на них солифлюкционные и лёссовые шлейфы. Долины рек Юкон, Танана, Кускоквим и ряда других дренируют замкнутые депрессии и впадины, выполненные плиоценовыми и четвертичными отложениями, из-за чего долины приобрели четковидное строение.

Низкие хребты отличаются округло- или плосковершинными формами и сравнительно пологими склонами. Например, на п-ове Сьюард наблюдаются волнистые плоскогорья (до 1200 м), сложенные кристаллическими сланцами и гранитами. Вершинные поверхности междуречий часто покрыты толщей (1—1,5 м) илистых песков эолового генезиса, под которыми обнажается щебенчатый элювий мощностью 0,7—6 м. Эти же особенности характерны для междуречья рек Танана и Юкон и для других горных областей.

В рельефе депрессий и впадин часто прослеживаются два типа поверхностей: пойменные и низкие надпойменные террасы и наложенные на них конусы выноса. Большинство русел рек переполнено песчано-галечным материалом и имеет ветвящееся строение. Кроме того, в бортах долин встречаются аккумулятивные толщи галечников двучленного строения: внизу залегают галечники темно-оранжевого, а сверху — светло-серого цвета.

Во впадине в верховьях р. Кускоквим обнаружен крупный (более 50 км в поперечнике) конус выноса, осложненный грядами конечных морен. Склоны здесь сложены валунными глинами, гравием, песками, илами мощностью более 100 м. В долине р. Кускоквим наблюдаются три террасы, поверхности которых покрыты чехлом золых супесей.

Юконская равнина (так называют крупную депрессию в среднем течении р. Юкон) занимает площадь около 26 тыс. км². Значительная ее часть представлена аллювиальными террасами Юкона. В северной части прослеживаются высокие (60—150 м) цокольные террасы. И здесь на поверхности террас и у подножия склонов междуречий повсеместно отмечают мощные лёссовидные отложения.

Некоторым распространением пользуются курумовые склоны, кекуры и небольшие разрушенные кары — следы очень древнего (дочетвертичного?) оледенения. На склонах горных массивов в восточной части Юконского плоскогорья довольно много каменных глетчеров.

На возвышенной равнине Поркьюпайн (по названию одноименной реки, правого притока Юкона) в базальных горизонтах озерно-аллювиальных осадков вскрыты плиоценовые и раннечетвертичные песчано-галечные отложения с линзами торфа и ила. Это свидетельствует о глубоком расчленении территории долинами рек перед началом плейстоцена.

Следы древнего оледенения на Юконском плоскогорье наиболее четко фиксируются по периферии хр. Брукса и Аляскинского хребта. На большей же части территории они выражены очень слабо, из-за чего исследователи полагают, что плоскогорье даже в эпоху максимального распространения льдов оставалось внеледниковой областью.

В целом Юконское плоскогорье обладает блоковой морфоструктурой и характеризуется дифференцированными неотектоническими движениями невысокой амплитуды. В связи с этим существенную роль в рельефообразовании играют морфолитогенетические процессы, обособляющие гранитные массивы, дайки, зоны разломов.

Скалистые горы

Цепь высоких параллельных хребтов и горных массивов, тянущаяся на 3200 км, отделяет равнины Северной Америки от Тихоокеанского побережья. Она имеет ширину 390—700 км, включа-

ет обширные межгорные впадины и плато, характеризуется значительной высотой (гора Элберт, 4399 м) и носит название Скалистых гор. Иногда к Скалистым горам относят территорию плато и плоскогорий, расположенную между побережьем Тихого океана и главным хребтом Скалистых гор. Однако и по своей морфоструктуре, и по особенностям развития рельефа она резко отличается от собственно Скалистых гор и на этом основании выделена нами в отдельную геоморфологическую страну.

В геологической структуре северной, центральной и южной частей Скалистых гор имеется ряд различий. В северной части (горы Маккензи, Селуин, Пелли) при одном и том же субмеридиональном простирании отмечаются: глубокие вертикальные разрывы (ров Тинтина), глыбовые структуры (кряж Уэрнек), чешуйчато-надвиговые структуры (горы Селуин). Характерной чертой этого региона, как и Скалистых гор вообще, является не увеличение, а сокращение мощности земной коры (от равнин Северной Америки до Скалистых гор включительно) с 50—45 до 40—35 км.

В центральной и особенно в южной части этой геоморфологической страны широким распространением пользуются рифтогенные морфоструктуры (рифт Рио-Гранде и др.). На территории их развития мощность земной коры колеблется от 30 до 50 км.

Геологическое строение гор Маккензи характеризуется наличием широких коротких складок, осложненных пологими надвигами. Значительным распространением пользуются здесь протерозойские сланцы, кварциты, алевролиты; палеозойские известняки; мезозойские песчаники, алевролиты, глинистые сланцы, конгломераты; палеоцен-эоценовые континентальные песчаниково-углистые породы.

Рельеф гор Маккензи — сильно расчлененные грядовые междуречья с крутыми склонами и островершинными гребнями. На склонах гор, обращенных к Юконскому плоскогорью, в карах, иногда в долинах располагаются небольшие ледники (горы Логан, Селуин и др.). В бассейне Саут-Наханни встречаются крупные карстовые пещеры.

Тектонические движения в плиоцен-четвертичное время обусловили складчато-блоковую морфоструктуру. При пересечении поднимавшихся в эту эпоху блоков реки сформировали каньоны глубиной в сотни метров. Четвертичные ледники неоднократно покрывали восточные и западные предгорья Маккензи. На востоке ледники Лаврентийского покрова смыкались с горно-долинными ледниками Маккензи. Здесь так же, как и на Лаврентийском плоскогорье, в ледниковые эпохи формировались плотинные приледниковые озера. Следы стояния их вод остались в виде подвешенных внутренних дельт (бассейн р. Коппермайн).

Горы Франклин тянутся в виде низкой гряды вдоль восточных предгорий гор Маккензи. Между ними проходит долина р. Маккензи, заложенная вдоль оси мезозойского прогиба. Горы Франклин характеризуются складчато-надвиговой морфоструктурой и близки по этим особенностям к скибам Восточных Карпат.

«Ров Скалистых гор» представляет систему узких продолжающихся друг друга линейных впадин, достигающую длины 1500 км при средней ширине 6—12 км (рис. 32). Впадины заложены по крупному прогибу, отделяющему главный хребет Скалистых гор от хр. Колумбия. По разрывам на западном борту рва Скалистых

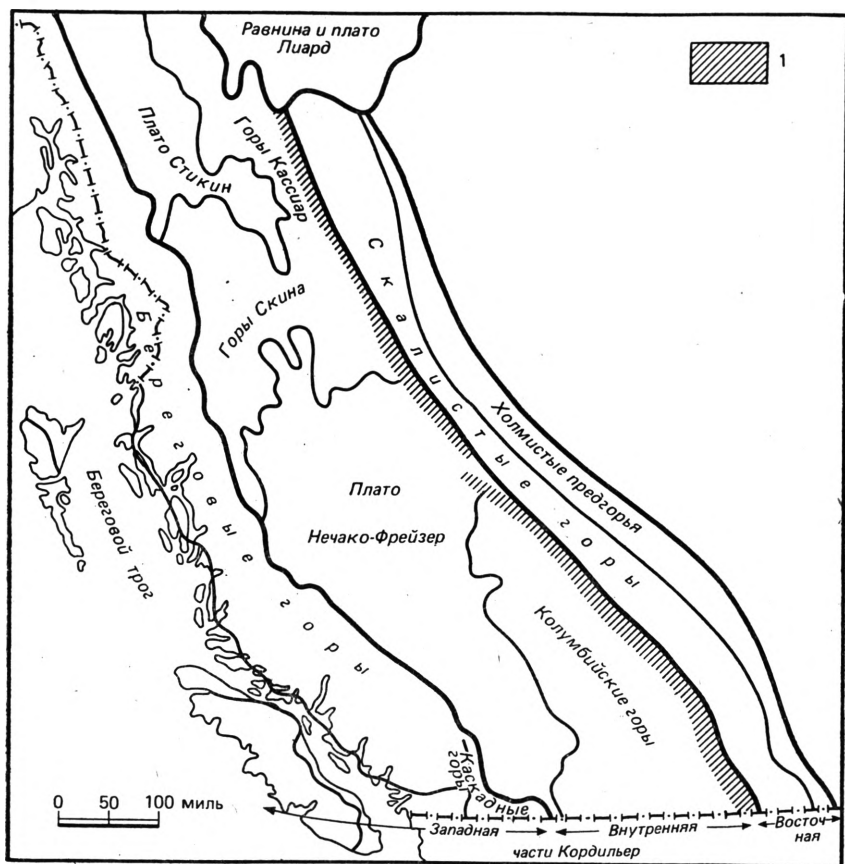


Рис. 32. Положение рва Скалистых гор в орографической структуре Кордильер (по И. П. Герасимову): 1 — «ров Скалистых гор»

гор устанавливается надвиг докембрийских пород на более молодые породы. Ров имеет крутые скалистые стенки (местами склоны принимают вид фасеток), глубину в 1000—2000 м и трапециевидный поперечник. В продольном профиле рва отмечается ряд погребенных глубоких (иногда ниже уровня океана) котловин, заполненных обломочным материалом.

Дно прикрыто неоген-четвертичными аллювиальными, озерными, склоновыми и ледниковыми осадками. Реки, протекающие по днищу, имеют часто разные направления стока. Там, где в пли-

оцен-четвертичное время ледники заполняли котловины, ров приобрел вид троговой долины. Характерно, что с осью рва Скалистых гор не связана ни магматическая, ни вулканическая деятельность. Все это обусловило появление множества гипотез формирования этой впадины.

Некоторые исследователи полагают, что местоположение рва и его строение связаны с древними эрозионными долинами, существовавшими в период формирования пенеплена Скалистых гор, которые заложились по одной из систем активных надвигов. Согласно другой гипотезе ров появился при сводовом воздымании Скалистых гор и может служить примером рифтовой долины на ранней стадии развития.

Независимо от принимаемых гипотез можно констатировать, что ров проходит у западного подножия Скалистых гор и является их естественной границей. Громадная длина рва объяснима только тектоническими ползучками в его зоне и, возможно, горизонтальными сдвигами.

В центральной части Скалистых гор главный хребет выражен наиболее отчетливо. Его ширина достигает здесь 200—300 км. Как передовые хребты на восточном склоне Скалистых гор, так и главный хребет обладают блоково-надвиговой структурой (рис. 33). В рельефе эти особенности выражены горно-куэстовым

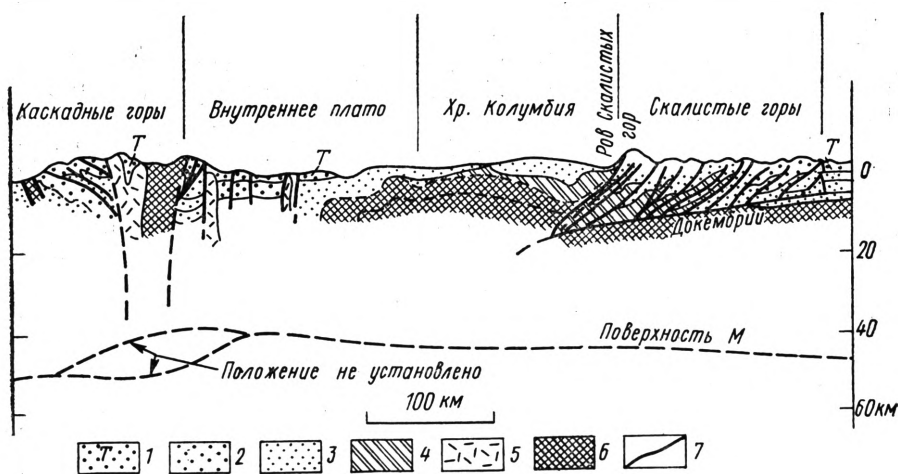


Рис. 33. Геологический разрез североамериканских Кордильер (по Уилеру)
Осадочные породы: 1 — кайнозойские, 2 — мезозойские, 3 — палеозойские, 4 — докембрий, 5 — граниты, 6 — гнейсы, 7 — тектонические нарушения

обликом гор, осложненным гляциальным морфогенезом, сформировавшим карлинги и острые гребни. Здесь наблюдаются разнообразные сочетания вершинных поверхностей и склонов. Встречающиеся плосковершинные поверхности и округловершинные междуречья интерпретируются как остатки пенеплена Скалистых гор,

существовавшего в палеоцен — миоцене. В плиоцене сводовое поднятие привело к расколам пенеппена, блоки которого оказались приподнятыми или опущенными на разную высоту. В плейстоцене амплитуда тектонических движений не превышала 600 м. Следовательно, к началу плейстоцена контрастность рельефа уже достигала 2 км, а абс. отм. 2—2,5 км.

Современное оледенение средней части Скалистых гор невелико: каровые и горно-долинные леднички, движущиеся со скоростью 4—30 м/год. Они окаймлены грядами конечных морен. Поверхность ледников иногда перекрывают активные каменные потоки и глетчеры.

Плиоцен-четвертичное оледенение этой части Скалистых гор было во много раз больше современного. И. П. Герасимов предполагает, что оно носило в основном горно-долинный характер. Это подчеркивается повсеместным распространением троговых долин, часто очень крупных размеров. Долинные ледники на восточном склоне смыкались с покровными ледниками равнин.

Широкое распространение четвертичных ледников и интенсивная аккумуляция рыхлых осадков в речных долинах привели к значительному расширению их днищ. Особенно ярко эти черты проявились в продольных долинах, заложенных по системам тектонических нарушений. Здесь отмечают сложно построенные погребенные долины, заполненные как мореной, так и флювиогляциальными и озерными осадками.

Южная часть Скалистых гор по особенностям своей орографии, очертаниям границ, морфоструктуре резко отличается от северной и центральной частей. Начинаясь от гор Биг-Белл (2957 м) в верховьях Миссури, этот регион протягивается вплоть до гор Сангре-де-Кристо (4386 м) и состоит из коротких продольных и поперечных линейных хребтов, обособленных массивов и плоскогорий. Здесь отсутствует единый орографический стержень Скалистых гор, и они выглядят как горные районы, разделенные широкими межгорными впадинами.

В отличие от чешуйчато-надвиговой и складчато-блоковой морфоструктуры северных и центральных Скалистых гор на юге их преобладают блоковые и глыбовые образования кулисообразной формы. Фрагменты пенеппена Скалистых гор поднимаются до отметок в 3—3,5 км. Амплитуда плиоцен-четвертичных тектонических движений достигала в этом регионе 1200—2000 м, т. е. была в два раза выше, чем в центральной части Скалистых гор.

В районе горной цепи Абсарака (4008 м), где располагается Йеллоустонский национальный парк, расположено обширное неоген-четвертичное лавовое поле с остатками крупной кальдеры, пепловыми покровами и др. В настоящее время здесь наблюдается «сульфатарная стадия» вулканизма: горячие источники, в том числе гейзеры; травертиновые террасы; грязевые вулканы.

Передовой хребет (Ларамийские горы и др.) представляет собой покоевое плато, сложенное кристаллическими породами. Горы Сан-Хуан (4345 м), хотя и представлены вулканическими по-

родами, также сохранили на вершинных поверхностях фрагменты выровненного рельефа. Широкое распространение остатков древних поверхностей выравнивания, хотя и на различной высоте, производит впечатление существования в прошлом гигантского плоскогорья, в котором эрозия «вырезала» глубокие долины, а тектонические движения подняли или опустили отдельные участки.

На южных склонах Передового хребта широко распространены каменные глетчеры длиной 100—200 м и курумы.

На крайнем юге Скалистых гор (к югу от 40° с. ш.) наблюдается система горных гряд и впадин, следующих вдоль р. Рио-Гранде. Горы Сангре-де-Кристо поднимаются здесь до высоты 4386 м. Кулисообразно расположенные впадины имеют отметки около 1000 м. Днища последних выполнены неоген-четвертичными отложениями мощностью 2—4 км и обрамлены крутопадающими тектоническими нарушениями, проникающими на глубину более 10 км. Горы, обрамляющие эти впадины, наряду с выступами кристаллического фундамента содержат обширные лавовые поля и вулканические постройки миоцен-плиоценового возраста.

В истории развития рельефа Скалистых гор выделяют следующие этапы:

Поздняя юра — поздний мел — возмещение некоторых сегментов Скалистых гор при продолжении мелководных морских осадков в других участках. Появление первых надвиговых и складчато-надвиговых морфоструктур.

Палеоцен — эоцен — оформление окончательного морфоструктурного плана горных сооружений. Умеренные тектонические движения. Образование низкоконтрастного рельефа (пенеплен Скалистых гор).

Олигоцен — сводово-глыбовое поднятие и деформации пенепленизированного рельефа; проявления вулканизма, платобазальтов.

Миоцен — плиоцен — интенсивное блоковое дробление земной коры; рифтообразование; дифференциация поднятий и опусканий поверхности; продолжение формирования платобазальтов.

Плейстоцен — некоторое затухание эндогенных и преобладание ледниковых процессов и развитие литоморфного рельефа.

Указанные этапы развития не позволяют в полной мере отнести Скалистые горы к структурам мезозойд, наподобие гор Северо-Востока СССР. Этому препятствует прежде всего то, что последняя фаза складчатости закончилась только к концу эоцена, т. е. в то время, когда на Северо-Востоке СССР уже существовал квазиплатформенный режим.

Плиоцен-четвертичное поднятие Скалистых гор вызвало проникновение их вершин в пределы хионосферы и последующее оледенение. Начинаясь на горных массивах, долинные ледники сливались в предгорьях в ледники подножий. Но к югу от гор Абсarroка оледенение оставалось только горно-долинным, а местами — каровым.

Итак, в истории развития рельефа отдельных областей Скалистых гор имеются существенные различия. Северная часть региона сформировалась на месте краевого прогиба у западной окраины Североамериканской платформы. Складчатые и складчато-надвиговые процессы обусловили распространение здесь линейных горных массивов и депрессий. Центральная часть Скалистых гор сформировалась на основе древних платформенных структур, вовлеченных в подвижную орогеническую и частично в рифтогенную зоны. Морфоструктура этой области главным образом складчато-блоковая и блоковая. Южная часть региона обладает в основном глыбовой морфоструктурой, связанной с интенсивными тектоническими движениями и вулканизмом, подчеркивающими рифтогенный характер рельефообразования.

Внутренние плато, горы и плоскогорья

Полоса, расположенная между Скалистыми горами и зоной Восточно-Тихоокеанского горного пояса, вытянувшись от Аляски до Мексики, включает (с севера на юг): плато Стикин, горы Скина, плато Нечако-Фрейзер, Колумбийское плато, плато Колорадо, Провинцию Хребтов и Бассейнов (в том числе Большой Бассейн).

Внутренние плато характеризуются волнистой поверхностью с останцовыми горами, возникшими на месте обширных вулканических и денудационных равнин.

В северной части этой страны умеренные тектонические движения создали в раннем мезозое обширный прогиб, заполнившийся континентальными осадками, которые в миоцене, плиоцене и четвертичном периоде неоднократно перекрывались потоками лав. Это обусловило формирование холмистой поверхности (800—1500 м), глубоко прорезанной речными долинами.

Оледенение играло в рельефообразовании здесь особую роль. Во-первых, ледники на располагавшихся западнее Береговых хребтах преграждали сток рек со Скалистых гор в Тихий океан, Это вызывало образование на внутренних плато огромных плотинных озер, спуск которых часто носил катастрофический характер. Во-вторых, извержения вулканов в четвертичном периоде иногда совпадали с эпохами широкого развития предгорных ледников, а это приводило к появлению сложно построенных шлейфов ледниково-вулканических осадков.

Пример первой особенности рельефа — ледниковое оз. Мизула, возникавшее при перегораживании ледниками р. Кларк-Форк. Мизула было одним из самых больших плотинных четвертичных озер на внутренних плато. Глубина озера достигала у ледниковой плотины 600 м, а площадь акватории — 7,5 тыс. км². Следami стояния вод этого озера являются береговые линии на абс. выс. 1340 м и илестые слоистые осадки. При катастрофическом спуске вод озера сформировались эрозионные каньоны глубиной в сотни метров и гирлянды галечниковых валов, отмечающие дальность выброса аллювиального материала. Близкими чертами характе-

ризовались плотинные приледниковые озера Кер-д'Ален, Спокан, Колумбия.

Во внеледниковых областях внутренних плато Канады наблюдаются многочисленные плосковершинные междуречья, покрытые лёссовым чехлом мощностью 30—45 м. Происхождение лёссовых холмов здесь, как и на Аляске, связывают с золовыми процессами. Это подтверждается, во-первых, линейным расположением лёссовых холмов, параллельным направлению преобладающих ветров; во-вторых, увеличением мощности лёссов с подветренной стороны выступов коренных пород; в-третьих, равномерным увеличением размеров обломочных зерен в лёссах в северо-восточном направлении.

Колумбийское плато (200—1000 м), пересекаемое реками Снейк-Ривер и Колумбия, сложено в основном вулканогенными породами. Глубокие (до 600 м) каньоны, выработанные реками в горизонтально залегающих лавах, являются характерной чертой рельефа этой территории. Здесь же сохранились долины стока талых вод древних ледников, выраженные в виде цепочки крутосклонных котловин, залитых озерами. На окраине таких каналов стока формировались крупные водопады, оставившие следы в виде эвразийных воронок.

В южной части рассматриваемой геоморфологической страны располагается Провинция Хребтов и Бассейнов — один из интереснейших геоморфологических регионов Земли. Средняя высота рельефа здесь 1400—1700 м, максимальная 4356 м. Характерная черта рельефа — чередование резко очерченных коротких субпараллельных хребтов (Хребты) и разделяющих их плоскодонных котловин (Бассейны), заполненных мощными толщами рыхлых осадков. Многочисленные сухие эрозионные ложбины привязаны своими устьями к бессточным впадинам, кое-где сохраняются соленые озера (самое большое из них — оз. Солт-Лейк).

Длина хребтов составляет 60—140 км, ширина по основанию — до 25 км. Склоны их сильно расчленены и обрывисты. У подножия нередко тянутся щебнистые осыпные шлейфы. В северной части провинции вдоль горных хребтов часто прослеживаются сбросовые уступы. Особое внимание привлекает фасеточный тип фронтов гор. Цепочки таких прямолинейных уступов тянутся на десятки и сотни километров, переходя с одного хребта на другой и пересекая иногда днища котловин.

На границе Скалистых гор и Большого Бассейна, восточнее оз. Солт-Лейк, располагается огромный по протяженности (более 350 км) активный разлом Уосатч, выраженный в рельефе в виде уступа высотой 15—25 м. По этому разлому смещены террасы оз. Бонвилл, позднечетвертичные морены, овраги, террасы рек. Склоны в зоне разлома имеют вид фасеток.

Морфоструктура Провинции Хребтов и Бассейнов отличается значительной сложностью строения. Хотя большинство участков имеет сбросово-глыбовое строение, кроме них встречаются пологие складки, надвиги, сдвиги. Наиболее интенсивное развитие бло-

~~ков началось в конце миоцена~~, когда и зародились наиболее крупные хребты и котловины. Как правило, хребты представляют собой горсты (иногда наклоненные), развитие которых связывают с рифтогенезом этой территории. В некоторых районах блокообразование продолжается до настоящего времени, о чем свидетельствуют многочисленные землетрясения.

Рифтовая система Провинции Хребтов и Бассейнов состоит из отдельных полос котловин-грабен, которые в одних местах имеют параллельное, а в других — кулисообразное очертания. Размах высот между днищами грабен и вершинами хребтов-горстов достигает 3000—4000 м. В подавляющем большинстве в этой провинции преобладают структуры растяжения земной коры, хотя имеются и структуры сжатия.

В четвертичном периоде север провинции неоднократно превращался в озерный край из-за появления бесчисленных озер, занимавших днища котловин. В отдельные эпохи плейстоцена акватории мелких озер сливались воедино, формируя два гигантских бассейна — Лахонтан и Бонвилл.

Озеро Бонвилл располагалось в северо-восточной части рассматриваемой провинции (рис. 34). Современные озера Солт-Лейк, Юта и некоторые другие — жалкие остатки огромного озера-моря, существовавшего здесь в плювиальные эпохи четвертичного периода. Площадь акватории Бонвилла достигала 51,7 тыс. км², а глубина — 335 м. По своим размерам оно равнялось оз. Мичиган. Следы стояния вод этого озера сохранились в виде многочисленных береговых линий и террас, сложенных озерными осадками. Изучение керна скважины глубиной более 300 м, пробуренной на южном берегу оз. Солт-Лейк, показало, что только за четвертичный период эпохи озерных трансгрессий повторялись не менее 28 раз. Наибольших размеров Бонвилл достигал в висконсине, когда испарение резко уменьшалось. В это время на севере котловины оз. Солт-Лейк существовал периодический сток вод через седловину перевала Ред-Рок-Пас в бассейн р. Снейк-Ривер. Следы деятельности катастрофического потока, обрушившегося на равнину Снейк-Ривер, сохранились в виде гигантского каньона и мощных (до 90 м) толщ валунно-галечного материала, внутри которых встречаются глыбы до 3 м в поперечнике.

Озеро Лахонтан западнее Бонвилла практически было бессточным, занимало площадь в 22 400 км² и достигало глубины 210 м. Оно существовало на западе Провинции Хребтов и Бассейнов в то же время, что и Бонвилл.

Наиболее древние береговые линии Бонвилла и Лахонтана деформированы (см. рис. 34), а иногда и разорваны тектоническими движениями, о причинах которых до сих пор существуют споры. Одни исследователи считают источниками движений восстановления изостатической уравновешенности после исчезновения громадных масс воды (Лахонтан вмещал около 1250 км³ воды); другие — продолжающиеся активные подвижки земной коры, о которых уже говорилось выше.

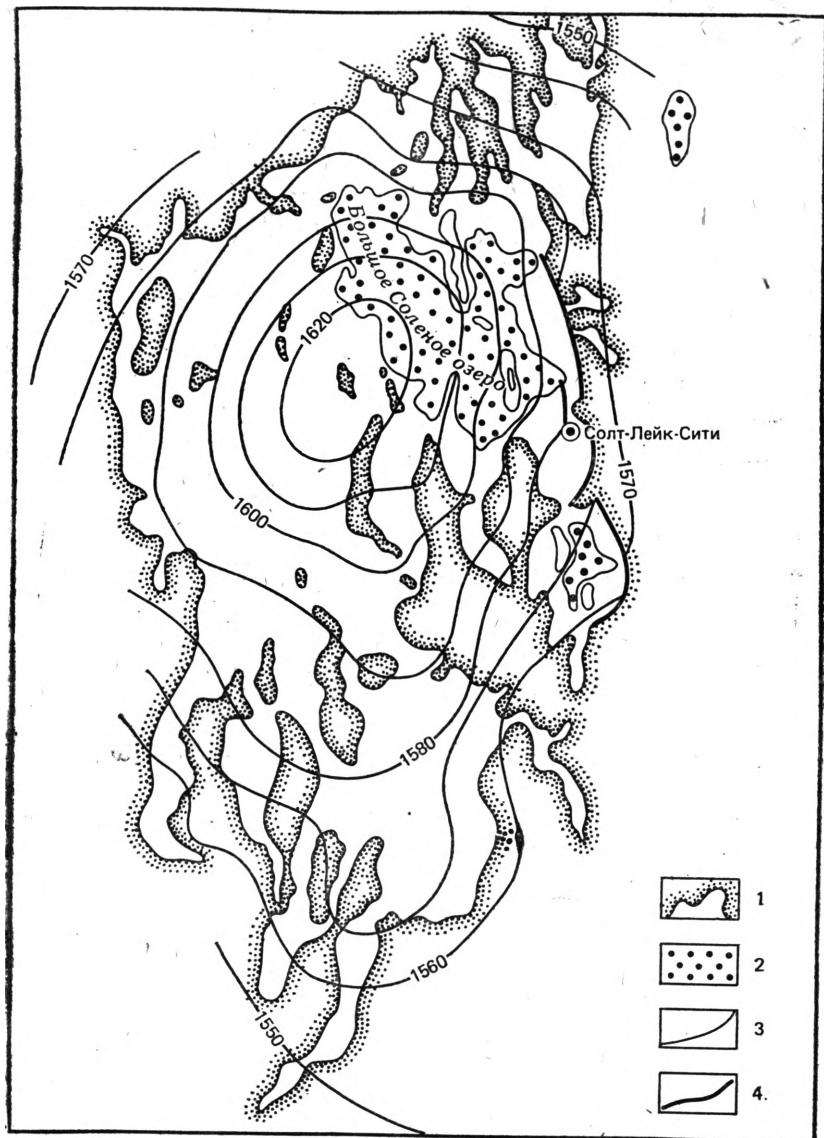


Рис. 34. Границы максимального распространения вод оз. Бонвилл и деформация его береговых линий (по Ф. Кингу):

1 — самая высокая береговая линия оз. Бонвилл; 2 — современные озера; 3 — изолинии деформаций береговых линий (м), 4 — разлом Уосатч

В средней части Провинции Хребтов и Бассейнов расположена плоскогорная область, занятая пустынями Сонора и Мохава. Она характеризуется рельефом пластовых равнин с островными горами и сетью уэшей. Породы кристаллического фундамента пере-

крыты здесь песчаниками, лавами и туфами позднего миоценового возраста. Горные массивы сильно разрушены процессами эрозии и денудации. У их подножия располагаются обширные щебнистые покровы, считающиеся педиментами.

Плато Колорадо (3861 м) представляет собой высокоподнятую структурную равнину, обрамленную грядами куэст и горными сооружениями Скалистых гор. В его пределах выделяются области Северной впадины, каньонов и плато, высоких плато Юта. Плато Колорадо сложено горизонтальными или наклоненными пластами песчаников, известняков, глинистых сланцев, конгломератов, кварцитов палеозойского, мезозойского и кайнозойского возраста. На северо-западе и юго-востоке осадочные породы перекрыты покровами базальтов и туфов.

На фоне однообразной ровной поверхности плато возвышаются денудационные останцы, сложенные горизонтально залегающими осадочными породами; местами наблюдаются руины вулканов и свежие шлаковые конусы. Плато прорезано р. Колорадо и ее притоками. Достаточной водностью отличается р. Колорадо, ее притоки и другие долины заполняются водой только в самые влажные сезоны года. Иногда встречаются типичные африканские вади (здесь их называют уэши или арройо).

Эрозия начала свою разрушительную работу на плато Колорадо вероятно в миоцене, что было вызвано общим поднятием этой территории вместе с обрамляющими ее хребтами Скалистых гор на 1—2 км. До миоцена на месте плато Колорадо вероятно располагалась ровная слабо расчлененная поверхность, а сток р. Колорадо был направлен на север и северо-восток.

Будучи приподнятой над базисом эрозии (Калифорнийский залив), плато Колорадо в плиоцен-четвертичное время подверглось глубокому, но не густому расчленению долинами рек. Самой известной из глубоких долин является Большой каньон р. Колорадо. Он имеет извилистые очертания, глубину почти 1800 м и отвесные склоны, обрывы, в которых «прочитывается» вся история плато Колорадо.

Структура и рельеф по разные стороны от Большого каньона различаются. Южнее каньона наблюдается ровная поверхность столовой равнины, сложенная песчаниками; севернее каньона — равнина осложнена серией уступов по сбросам, разделяющих ее на ряд ступенчатых поверхностей. Сбросы рассекают не только древние осадки, но и плиоцен-четвертичные вулканы, что свидетельствует о недавнем происхождении ступеней.

Мексиканское нагорье

В пределы этой геоморфологической страны входят как собственно Мексиканское нагорье, так и Западная, Восточная и Южная Сьерра-Мадре.

На севере Мексиканского нагорья располагается Северная Меса, представляющая собой горную область с разобщенными гря-

дами высотой 600—1000 м над окружающей местностью. Скалистые гребни поднимаются иногда до 2500 м. Гряды резко поднимаются над уровнем плато и напоминают острова среди однообразной холмистой равнины. Кроме них встречаются большоны (рис. 35), характеризующиеся наличием центральной блюдцеобразной впадины — пляйя в пределах обширной котловины, симметричными склонами, полого спускающимися к впадине, поясом слившихся конусов выноса.

Центральная Меса — внутреннее плато со средней высотой 2000—2500 м, сложенное горными грядами, поднимающимися до 3000 м. Здесь заметным распространением пользуются вулканические конусы, а межгорные котловины заняты небольшими озерами. Характерная черта вулканического рельефа — кратеры взрыва диаметром 600—1200 м и глубиной 50—100 м. Дно многих из них занято озерами.

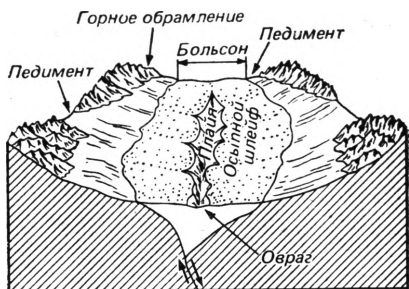


Рис. 35. Схема строения большона (по Блууму)

Восточная Сьерра-Мадре — горная цепь, протягивающаяся в юго-восточном направлении почти на 1000 км, при средней ширине 100—150 км. В северной части она состоит из обособленных горных гряд, имеющих большей частью структурное происхождение. Сближаясь к югу, гряды постепенно сливаются и образуют единую горную цепь. Характерной чертой Восточной Сьерры-Мадре является ее блоковая морфоструктура. Серия параллельных разломов привела к развитию здесь не только сбросов, но и надвигов.

Другой горной цепью, обрамляющей Северную и Центральную Месы с юго-запада и запада, служит Западная Сьерра-Мадре. Ее рельеф заметно отличается от рельефа Восточной Сьерры-Мадре прежде всего широким распространением платообразных участков, гряд и широких долин. Часть плато сложена покровами лав и является структурной. Гребни в горной части этого региона поднимаются до 4570 м. Западный склон Сьерры-Мадре, обращенный к Калифорнийскому заливу, представляет собой лабиринт хребтов и долин, образовавшихся при эрозионном расчленении окраин гор и плато бурными реками.

Горные сооружения этой области возникли в среднем миоцене. Существовавший до этого пенеплен был разбит на ряд блоков и превращен тектоническими движениями и вулканизмом в контрастно выраженные горы.

На юге Мексиканского нагорья располагается Вулканическая Сьерра, представляющая собой систему вулканических гряд, конусов, плато. Высота ее колеблется от 3000 до 5747 м. Из наиболее известных вулканов здесь следует назвать Орисаба (5747 м),

Попокатепетль (5452 м), Иктахсихуатль (5386 м). Они отличаются хорошо выраженными коническими массивами, поверхности которых сильно расчленены эрозией, что придает им иногда альпинотипный облик. Один из наиболее известных вулканов в этих районах — Парикутин (2774 м), возникший в феврале 1943 г. на ровной площадке, где ученые смогли проследить все этапы его развития.

Южная Сьерра-Мадре замыкает с юга Мексиканское нагорье. Вдоль ее южного склона протягивается система региональных тектонических нарушений, пересекающих материк и уходящих в пределы Мексиканского залива. Для нее характерны многочисленные тектонические ступени, каньонообразные долины, вулканические грады.

Четвертичное оледенение распространялось в этой аридной области только на районы высоких вулканических конусов. Сравнительная молодость вулканов обусловила развитие здесь ледников в конце позднего плейстоцена и голоцене. Наиболее древние морены имеют возраст 30—40 тыс. лет.

Региональные различия в рельефе пояса североамериканских Кордильер обусловлены прежде всего историей их формирования. Горные сооружения Скалистых гор сформировались на миogeосинклинальной структуре в конце мезозоя, когда на месте пояса Внутренних плато и плоскогорий еще существовали предгорные низменные равнины. В дальнейшем Скалистые горы были в значительной степени выровнены и их рельеф вряд ли многим отличался от рельефа Внутренних плато и плоскогорий. Но начиная с олигоцена развитие этих двух геоморфологических стран пошло разными путями. Более раздробленные, но менее активные в тектоническом отношении складчато-надвиговые и глыбовые морфоструктуры Скалистых гор обусловили создание громадных линейных хребтов и впадин. Более массивные (за исключением Провинции Хребтов и Бассейнов) плато и плоскогорья, обладавшие блоковой морфоструктурой, характеризовались интенсивными проявлениями рифтогенеза и связанного с ним вулканизма. Это создало серию крупных рифтогенных депрессий и впадин, лавовые плато и плоскогорья.

Заметными различиями обладает и экзогенный рельеф североамериканских Кордильер. Четвертичное оледенение Скалистых гор по площади было много меньше, чем оледенение в северной части пояса плато и плоскогорий. Поэтому, если в Скалистых горах четвертичные ледники оставили после себя только трог и кары, то на территории плато и равнин ледниками подножий были созданы холмисто-моренные равнины и плотинные озера, а у края ледников — лёссовые равнины и др.

В то время когда на плато Стикин, Нечако-Фрейзер и других существовало покрывное оледенение, на юге в Большом Бассейне располагались огромные плювиальные озера.

В целом активность и разнообразие эндогенных и экзогенных процессов рельефообразования нарастали с востока на запад, от

равнин платформенных областей Северной Америки к горам и впадинам Тихоокеанского побережья.

ВОСТОЧНО-ТИХООКЕАНСКИЙ ГОРНЫЙ ПОЯС

Восточно-Тихоокеанский горный пояс составляет часть системы «огненного кольца», обрамляющего Тихий океан. В этой геоморфологической зоне располагаются наиболее высокие хребты и глубокие впадины и рельеф обладает значительной контрастностью. Здесь расположены наивысшая точка континента гора Мак-Кинли (6193 м) и наименьшая отметка во впадине Долина Смерти (—86 м). Характерные черты рельефа — исключительная раздробленность, мозаичность морфоструктуры, линейное расположение хребтов и впадин, цепочки вулканов.

Общей чертой морфоструктуры является формирование резко дифференцированных гор и впадин на месте геосинклинальной зоны при активном участии разрывных тектонических движений и вулканизма. Глубинное строение пояса весьма неоднородно. На Аляске рядом с зоной Заварицкого — Бенюфа происходит резкое увеличение мощности земной коры (под Аляскинским хребтом — до 50 км); при этом внутри территории гор Чугач и Врангеля отмечены колебания глубины поверхности Мохоровичича от 24 до 50 км. В южной части пояса наблюдается аналогичная картина. Сьерра-Невада имеет корни гор в 52 км, тогда как вблизи побережья толщина земной коры составляет всего 14—26 км.

Значительная часть пояса, примыкающего к Тихому океану расположена на континентальной флекуре. Эти неоднородности в глубинном строении свидетельствуют прежде всего о неустойчившемся характере тектонических движений, когда на отдельных участках возможны их «всплески» при полной стабилизации и пассивности других участков.

По особенностям морфоструктуры зона Восточно-Тихоокеанского пояса разделяется на две геоморфологические страны: Аляскинско-Канадские Кордильеры (III.1); Каскадные горы и Береговые хребты (III.2).

Аляскинско-Канадские Кордильеры

К этой геоморфологической стране, вытянутой на 4800 км, относятся Алеутский, Аляскинский и Береговой хребты (на юге примерно до 50° с. ш.) и системы внутригорных впадин: зал. Кука, котловина р. Медной и др. Алеутский хребет (3108 м) — продолжение гирлянды Алеутских островов, гряда горных массивов и вулканов, соединившихся своими основаниями. В осевой зоне выступают массивные мезозойские гранитоиды, по краям которых располагаются юрские, меловые и палеогеновые осадочные и вулканогенно-осадочные породы. Уплощенные вершинные поверх-

ности низких массивов часто срезают дислоцированные пласты раннемиоценового возраста. На них иногда залегают покровы позднемиоценовых, плиоценовых и четвертичных лав и располагаются конусы молодых вулканов.

Аляскинский хребт (6193 м) располагается в месте максимального изгиба дуги Аляскинско-Канадских Кордильер, что иногда объясняют вращением гигантских глыб земной коры. Хребт характеризуется сильным расчленением поверхности, острыми гребнями горных отрогов, крутыми склонами. Так же как и в Алеутском хребте, здесь в осевой зоне наблюдаются частые выходы гранитов, сменяющиеся к периферийным областям полосами осадочных пород мезозойского возраста.

Наиболее высокие горы Аляскинского хребта покрыты ледниками, многие из которых образуют ледяные купола и шапки. Спускающиеся вниз долинные ледники достигают ширины в несколько километров. Островершинные гребни в осевой зоне хребта господствуют над округлыми, но по его периферии (горы Талкитна и др.) преобладают хребты с уплощенными и округлыми вершинными поверхностями. Крутые обвально-осыпные склоны резко сочетаются с пологими поверхностями, сложенными, как правило древними ледниковыми отложениями.

Вдоль побережья тянутся Чугачские горы (4016 м), представляющие собой лабиринт крутосклонных хребтов, сложенных меловыми и палеогеновыми породами, и очень глубоких долин, по которым стекают ледники. Здесь сосредоточены крупнейшие ледники Аляскинско-Канадских Кордильер, в том числе огромные ледоемы и ледники Беринга и Маласпина, выходящие на шельф. Площадь ледника Маласпина за пределами гор достигает 2200 км². У его края наблюдаются крупные флювиогляциальные конусы выноса, сложенные гравийно-галечными осадками; озера (оз. Маласпина).

Для крупных ледников гор Чугач характерны сёрджи, следствием чего являются перекосы поверхности ледников и возникающий при этом поперечно-диагональный сток льда. Установлено, что повторяемость наиболее крупных сёрджей 60—120 лет.

Между Аляскинским хребтом и Чугачскими горами поднимаются два самостоятельных горных массива — горы Талкитна (2697 м) и Врангеля (4939 м), разделенные округлой котловиной р. Медной. Горы Врангеля представляют собой единый вулканический массив с сохранившимися конусами отдельных вулканов. Вершины гор покрыты ледяными шапками. Горы Талкитна сложены юрско-меловыми гранитоидами и вулканитами.

Таким образом, геологическое строение и морфоструктура отдельных орографических элементов этой страны неодинаковы. Перестройку мезозойских структур и изогнутость в плане многих хребтов объясняют особой ролью дугообразных разломов, тянувшихся почти параллельно побережью. Несколько разломов вдоль побережья представляют круто наклоненные к северу надвиги, южный из которых проходит по оси — Чугачские горы —

горы Св. Ильи, а северный — Денали — от Бристольского залива до зал. Чилкут. Движения вдоль этих разломов сформировали основу горных хребтов Аляски.

В районе самого высокого горного массива Северной Америки — горы Мак-Кинли (6193 м) — горизонтальные смещения по разлому Денали достигли 60 м за голоцен и до 6500 м — за последние 200 000 лет.

Особую роль в формировании рельефа Аляскинско-Канадских Кордильер сыграло миоцен-четвертичное оледенение. Следы наиболее древних ледниковых эпох в виде морен установлены на северных склонах хр. Чугачских гор и Врангеля. Возраст морен определен в 10,6 млн лет (поздний миоцен). Следы ледниковых процессов настолько широко распространены, что приходится думать о почти полном покрытии льдом как Аляскинского хребта, так и гор Врангеля, Талкитна, Чугача и межгорных котловин. Речные долины вследствие этого приобрели вид широких отрогов, а некоторые (р. Матануска) из них почти полностью заполнены ледниковыми осадками.

Каскадные горы и Береговые хребты

В пределы рассматриваемой геоморфологической страны, длина которой 3300 км, входят полосы прибрежных горных цепей, конусов вулканов и вулканических гряд, депрессии — грабен и хребтов-горстов. Это наиболее активная в тектоническом отношении горная страна, известная частыми современными землетрясениями и извержениями вулканов. Происхождение наиболее крупных форм рельефа связывают здесь с проявлениями рифтогенеза, при этом существенная роль отводится горизонтальным движениям вдоль крупных разломов.

Каскадные горы (4392 м) представляют собой своеобразное плоскогорье, над которым поднимаются вулканические конусы. Реки прорезали платообразную поверхность глубокими поперечными ущельями. Покровы лав обусловили существование здесь на многих участках структурных плато, обрамленных с востока и запада тектоническими разломами. Внешний край плоскогорья расчленен продольными депрессиями, как например Пьюджет-Саунд у р. Сизтла. Депрессия достигает длины 400 км при ширине 60—70 км; при этом дно на несколько сотен метров опущено ниже уровня океана. Характерно, что днища небольших линейных депрессий (оз. Чилен), заложенных по зонам разрывов, также находятся ниже уровня океана. Мозаика разнородных участков подчеркивает сложность и разновременность формирования вулканов.

Вулканические конусы вытянуты здесь длинной цепью (с севера на юг): Рейнир (4392 м), Адамс (3751 м), Сан-Хеленс (2950 м), Худ (3427 м), Джефферсон (3199 м), Три сестры (3156 м), Скотт (2724 м), Шаста (4317 м) и др. Рядом с горой Скотт расположена обширная кальдера Кратер-Лейк диаметром

около 8 км и глубиной 1200 м, как бы вложенная в плоский полый конус. Почти все вершины вулканов подвергались в прошлом оледенению, а местами (гора Рейнир) оно существует и сейчас. Один из вулканов (Гарибальди), расположенный в 65 км севернее г. Ванкувера, в прошлом был частично сформирован на поверхности висконсинского ледника и при стаивании последнего разрушился.

В четвертичное время Каскадные горы не раз служили местными центрами оледенения. Их ледники смыкались с ледяными полями, спускавшимися со Скалистых гор, и иногда достигали Тихого океана. В ряде межгорных впадин сохранились морены, а в окружающих горах — эратические валуны и маргинальные долины стока ледниковых вод. Распространение ледников, вероятно, сыграло свою роль в нарушении изостатического равновесия земной коры, что вызвало при их исчезновении поднятие прибрежных районов Каскадных гор. За последние 13 тыс. лет оно оценивается, например, во впадине Пьюджет в 100—130 м.

Береговые хребты (800—2424 м) на участке между горами Клатат и г. Лос-Анджелесом представляют собой чередование параллельных хребтов и долин, сформированных на моноклинально падающих выступах юрско-меловых песчаников. К северу от Сан-Франциско здесь прослеживается небольшое поле вулканических лав, а к югу — выступы гранитоидов и метаморфических пород.

В районе Лос-Анджелеса продольную систему хребтов диагонально пересекает система так называемых Поперечных хребтов, отличающихся чрезвычайной расчлененностью и представляющих собой систему горстов и грабенов. Они сформированы при тектонических движениях вдоль малоамплитудного, но весьма активного разлома Мюррей.

Хребет Сьерра-Невада (4418 м) — крупная глыба, ограниченная разломами и наклоненная к западу. Ее короткий (10—20 км) восточный склон имеет вид крутой «стены» высотой 750—3100 м. Западный склон более пологий, шириной около 100 км. В северной части Сьерры-Невады горы сложены главным образом вулканическими породами, перекрывавшими палеозойские осадки и гранитное ядро; в южной части преобладают гранитные породы.

Если для восточного склона характерны формы аридного рельефа с многочисленными сухими долинами, то на западном склоне отмечаются большое число эрозионных долин с постоянными водотоками, конусы выноса, аллювиальные шлейфы. На вершинных поверхностях осевой зоны хребта сохранилась ярусность денудационных поверхностей, большинство из которых следуют вдоль речных долин и не имеют отношения к циклам регионального выравнивания рельефа. Определение возраста этих поверхностей облегчает существование базальтовых покровов позднеплиоценового времени, врезание речных долин в которые началось в четвертичном периоде.

Восточнее хр. Сьерра-Невада располагается тектоническая

впадина, называемая Долиной Смерти (—86 м). Ее происхождение связывают не только со сбросо-сдвигом вдоль подножия Сьерры-Невады, но и со спредингом и перемещением горста Сьерры-Невады к западу. Это узкая и извилистая котловина, на плоское дно которой спускаются пролювиальные конусы выноса. На дне господствуют аридные условия, но в пльвиальные эпохи периодически и здесь возникали озера.

При кратковременных обводнении и увлажнении грунтов зимой на дно этой котловины необычное влияние оказывает ветер. Зафиксированы перемещения ветром крупных обломков по скользкой илистой поверхности, как по смазке.

К западу от хр. Сьерра-Невада располагается крупная тектоническая депрессия, называемая Большой Долиной, дренируемая реками Сакраменто и Сан-Хоакин и их притоками. Дно Большой Долины занято плоской аллювиальной равниной (40—150 м). В геологическом строении здесь участвуют позднемезозойские и кайнозойские осадки, достигающие общей мощности 10—12 км; из них только четвертичных отложений здесь накопилось около 1000 м.

Вдоль восточной и западной окраин Большой Долины тянутся пологохолмистые возвышенности (100—300 м), сложенные древними аллювиальными отложениями. Ближе к центру депрессии располагается зона слившихся конусов выноса. В центре наблюдаются широкие заболоченные поймы рек. Реки протекают в сильноразветвленных руслах, окаймленных высокими береговыми валами. Довольно часто встречаются озерные котловины. В северной части Большой Долины наблюдаются руины андезитовых куполов высотой 450—650 м, возраст которых определен в 2 млн лет. Интенсивность экзогенных процессов, молодой вулканизм, высокие скорости осадконакопления в четвертичное время свидетельствуют о продолжающемся и в настоящее время активном развитии этой тектонической депрессии. Предполагается, что в плиоцене (вплоть до среднего плиоцена) Большая Долина непосредственно примыкала к океану, и только после поднятия в позднем плиоцене Береговых хребтов она оказалась изолированной от моря.

На Береговых хребтах (1500—2500 м) толщи раннечетвертичных галечников и песков часто бывают смяты в складки или разорваны нарушениями. По разлому Сан-Андреас смещены некоторые речные долины (рис. 36). Южнее Лос-Анджелеса прослеживается еще несколько активных тектонических зон — разлом Ла-Насьон, смещения четвертичных осадков по которому достигают 80—120 м, Хейвард и др. По этим нарушениям отмечаются смещения и разрушения городских тротуаров, туннелей, трубопроводов и др. Особенность указанных разломов — их неравномерная и разновременная активность. За ними поднимается система плосковершинных массивов (1250—1500 м), сложенных лавами.

Сопоставление положений трансформных океанических разло-

мов (Мендосино, Мюррей и др.) и границ рифтогенных областей показывает, что вблизи зон некоторых трансформных разломов, по обе стороны от них изменяется не только геотектоническая обстановка, но и рельеф. Поэтому поперечная геоморфологическая зональность Восточно-Тихоокеанского горного пояса, вероятно,

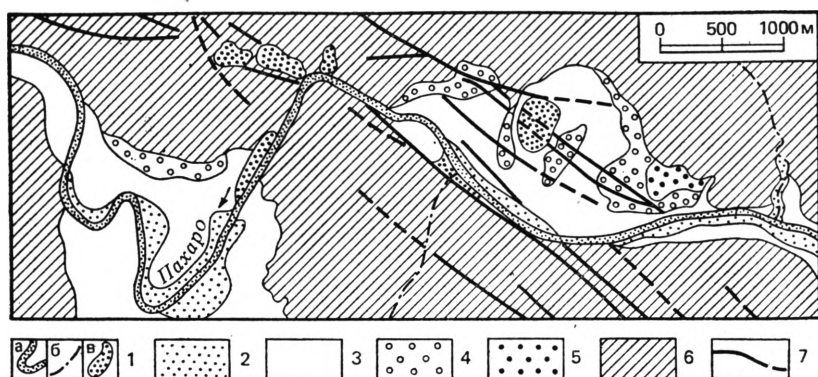


Рис. 36. Смещение долины р. Пахаро по разлому Сан-Андреас (по В. Г. Трифонову):
1 — русло и узкая пойма р. Пахаро (а), ее мелкие притоки (б) и оз. Сода-Лейк (в); 2 — позднечетвертичная терраса и голоценовая терраса; 3 — вторая надпойменная терраса; 4—5 — третья и четвертая надпойменные террасы; 6 — коренной берег, 7 — разрывы зоны разлома Сан-Андреас

связана с положением отдельных регионов между продолжением на континенте зон трансформных разломов.

В то же время Восточно-Тихоокеанский горный пояс не может рассматриваться как область современной геосинклинали. Исключением в его пределах может служить только Алеутская дуга. Разломы в горном поясе нарушают в основном только верхние этажи земной коры и не проникают в ее основание. Необычайная активизация морфоструктур связана здесь во многом с горизонтальными сдвигами движениями, которую некоторые исследователи объясняют вращением (против часовой стрелки) крупных блоков земной коры.

ЦЕНТРАЛЬНАЯ АМЕРИКА

Узкий перешеек, соединяющий Северную и Южную Америки, называют Центральной Америкой (4211 м). В ее пределах располагаются вулканические нагорья и плато, хребты и глыбовые кристаллические массивы, прибрежные пластовые равнины. В геоморфологическом отношении эта территория представляет собой отдельную геоморфологическую зону.

Вдоль Тихоокеанского побережья протягивается длинная цепь вулканов. Большинство из них расположено на линиях коротких, кулисообразных разломов, пересекающихся поперечными разломами. Густая сеть тектонических нарушений пронизывает всю земную кору Центральной Америки. При этом многие поперечные разломы имеют продолжение на шельфах Тихого океана и Мексиканского залива. Геологическое строение характеризуется наличием двух глыбовых массивов (Гватемальский, Гондурасский), сложенных в основном палеозойскими известняками, песчаниками, сланцами, прорванных гранитными и ультраосновными интрузиями. Оба массива содержат горсты и грабены, выраженные в современном рельефе. На крыльях поднятий местами обнажаются юрско-меловые осадки.

Пространства между массивами заняты вулканическими хребтами, нагорьями, плато (2000—4200 м). Среди них главные оротграфические и морфоструктурные элементы — Тихоокеанская Кордильера, Вулканическая Кордильера, Никарагуанское вулканическое нагорье. Общая черта рельефа — обособленные или слившиеся воедино вулканические конусы, многие из которых насажены на разрушенные конусы более древних вулканических аппаратов.

Вулканическое нагорье состоит из ряда плато, хребтов и плоскогорий. Среди них встречаются больсоны. Речные долины заложены, как правило, в грабенах. На крайнем юго-востоке (Панамский перешеек) сохранились фрагменты выровненного денудационного рельефа с отпрепарированными останцами, сложенными гранитоидами.

На фоне вулканических форм резким контрастом выглядят древнеледниковые кары (хр. Кордильера-де-Таламанка) на высоте более 3100 м. Речные долины в вершинном поясе гор почти не содержат террас и отличаются крутыми склонами, обуславливающими значительное распространение обвалов, оползней, тропической солифлюкции.

К северу от Гватемальского глыбового массива расположена пластовая равнина Петен, сложенная горизонтально залегающими известняками, мергелями, глинами мелового и палеоген-неогенового возраста. Однако и в ее пределах встречаются структуры грабенов, подчеркивающие активное вмешательство тектонических движений. Для известняковых плато характерно развитие карста.

Вулканизм в Центральной Америке получил развитие начиная с мезозоя (с конца палеозоя?). Жесткие массивы и древний вулканизм указывают на существование этого региона в докайнозойскую эпоху. Следовательно, устойчивость и направленность развития его рельефа значительны. Многими исследователями предполагается существование в прошлом здесь вулканической дуги, отдельные участки которой то погружались под уровень океана, то, наоборот, поднимались над ним, достигая значительной высоты.

Регион Центральной Америки часто рассматривают в качестве

ве юго-западного сегмента островных дуг Карибского бассейна. С позиций «тектоники плит» это находит выражение в зоне субдукции на юго-западе Центральной Америки. Существованием этой зоны объясняется, в частности, приуроченность вулканической гряды к юго-западному побережью. Трансформные поперечные разломы согласно этой схеме возникли позже — в позднем миоцене — плиоцене.

Согласно другой гипотезе Карибский регион представляет собой частично погружившийся континентальный массив. Большие Антильские острова являются, следовательно, его остатками. На это, в частности, указывает наличие континентальной земной коры под Карибским морем, хотя присутствуют здесь и участки океанической коры.

Глава 7

ЮЖНАЯ АМЕРИКА

Рельеф материка в самых крупных своих чертах делится на две геоморфологические зоны: горную (I) — на западе; равнинно-плоскогорную (II) — на востоке. В этом отношении Южная Америка похожа на Северную. На западе длинной грядой, продолжением «огненного кольца», окаймляющего Тихий океан, тянутся бесчисленные хребты, составляющие грандиозную систему

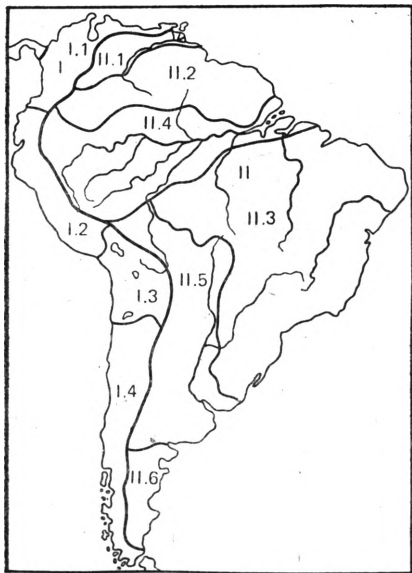


Рис. 37. Схема геоморфологического районирования Южной Америки:

I — горный пояс Анд, II — равнинно-плоскогорная зона Южной Америки. Геоморфологические страны Анд: I.1. — Венесуэльско-Колумбийские Анды; I.2. — Эквадорско-Перуанские Анды; I.3. — Центральные Анды; I.4. — Чилийско-Аргентинские Анды.

Геоморфологические страны равнинно-плоскогорной зоны: II.1 — равнина Ориноко; II.2 — Гвианское плоскогорье; II.3 — Бразильское плоскогорье; II.4 — Амазонская равнина; II.5 — равнины Гран-Чако и Пампа; II.6 — Патагонское плато

Анд. На востоке располагаются цокольные и пластовые равнины и плоскогорья (рис. 37).

Наиболее характерная черта орографии Анд — разветвленная система хребтов (кордильер), тянущихся параллельно друг другу, разделяющихся глубокими тектоническими впадинами, а иногда высокими плато и плоскогорьями. Максимальные отметки Анд приурочены к обособленным вулканическим массивам, среди которых наивысший — массив гора Аконкагуа (6980 м) — располагается на юге горной цепи, в Чилийских Андах.

Геологическое строение горного пояса характеризуется геосинклинальным комплексом пород, но с резко выраженной в настоящее время складчато-глыбовой морфоструктурой. Вдоль восточной окраины Анд протягиваются прерывистой полосой передоваемые прогибы.

В пределах зоны Анд выделяются четыре геоморфологические страны: Венесуэльско-Колумбийские Анды (I.1), Эквадорско-Перуанские (I.2), Центральные (I.3) и Чилийско-Аргентинские Анды (I.4) ¹.

Венесуэльско-Колумбийские Анды

На севере эта страна начинается субширотной полосой так называемых Венесуэльских Анд. В них входят (с северо-запада на юго-восток): горный массив Сьерра-Невада-де-Санта-Марта; впадина Магдалена; хр. Сьерра-де-Периха; впадина Маракайбо; хр. Кордильера-де-Мерида и Карибская кордильера. Наиболее крупные хребты вытянуты параллельно друг другу, поднимаясь до отметок 5 км и более.

Массив Сьерра-Невада-де-Санта-Марта (5774 м) расположен на побережье Карибского моря и сложен кристаллическими и осадочными породами. Вблизи острых гребней располагается несколько висящих ледников. Массив резко возвышается над низкой равниной впадины Магдалена (15—80 м), заполненной палеогеновыми и неогеновыми песками, конгломератами и алевролитами.

Хребет Сьерра-де-Периха (3540 м) вытянут почти в меридиональном направлении и представляет собой узкую линейную глыбу, сложенную палеозойскими, мезозойскими и кайнозойскими осадками, прорванными интрузиями кислого и основного состава. Глыба обрамлена крутопадающими разломами, в основном наклоненными на восток и юго-восток. Для хребта характерны ступенчатые склоны, образованные системами субпараллельных сбросов, рассекающих как мезозойские, так и палеогеновые осадки.

Резко расчлененные горы Сьерра-де-Периха содержат в вершинном поясе (выше 2800 м) следы древнего оледенения — кары, обработанные льдом склоны, гряды морен. Часть ледниковых форм уже переработана карстовыми процессами, что указывает

¹ Названия геоморфологических стран не отражают их положения в рамках государственных границ стран Латинской Америки.

на значительную древность оледенения. Это подтверждается и тем, что некоторые морены разорваны тектоническими нарушениями и смещены на десятки метров.

Между Сьеррой-де-Периха и Кордильерой-де-Мерида располагается плоская равнина впадины Маракайбо (0—100 м) с отшнурованной лагуной того же названия. Рельеф равнины довольно однообразен и отражает условия стабильно погружающей территории. Впадина выполнена мощными толщами мелового и кайнозойского времени. Море неоднократно в конце мезозоя и кайнозое проникало в пределы впадины, отложив там глины, алевроиты и пески. Равнина представляет собой относительно стабильный участок территории на фоне активно поднимающихся хребтов и ограничена серией тектонических нарушений.

Хребт Кордильера-де-Мерида (5007 м) и Карибская кордильера располагаются на границе горного пояса Анд и равнинно-плоскогорной зоны Южной Америки. Хотя в ядрах хребтов выходят кристаллические породы, обрамленные собранными в складки известняками и песчаниками мезокайнозоя, морфоструктура существенно отлична от хр. Сьерра-де-Периха. Отличие состоит прежде всего в значительном участии складчато-надвиговых сооружений, что редко встречается в горах Перих. Только в плиоцен-четвертичное время складчато-надвиговая морфоструктура была преобразована в чешуйчато-глыбовую.

Признаки активных тектонических движений в осевой зоне хр. Кордильера-де-Мерида — смещение толщ аллювия по зонам разломов, цепочки обособленных замкнутых котловин, тектонические уступы. При этом отмечаются следы значительных горизонтальных подвижек, приведших к перегораживанию долин отрогами боковых хребтов. Кроме того, на востоке встречаются крупные грабены, по периферии которых отмечены горячие источники. При этом местами (разлом Бокачо в центральной части хр. Кордильера-де-Мерида) отмечаются сдвиги с амплитудой 60—100 м за последние 10 000 лет.

В четвертичное время оледенение распространялось не только на вершины хребтов, но и на днище долин. Следami его остались морены высотой до 50—100 м и флювиогляциальные террасы. В горах наблюдаются небольшие кары.

Таким образом, геоморфологическое строение Венесуэльских Анд имеет определенную поперечную зональность. Она выражена в смене морфоструктур разного типа — от глыбовой на западе до чешуйчато-надвигово-глыбовой на востоке. Эти различия дают основание некоторым исследователям относить Карибскую кордильеру к Карибскому кольцу (Антильские острова, о. Куба и др.), не считая ее частью Анд.

Южнее Венесуэльских Анд расположены хребты и впадины Колумбийских Анд. В последних самыми крупными орографическими элементами являются Западная, Центральная и Восточная Кордильеры, как бы расходящиеся лучами из одного узла в районе вулканического массива Кумбаль на юге Колумбии. Кор-

дильеры разделены узкими линейными впадинами, дренируемые реками Магдалена и Каука. Максимальные отметки приурочены к вершинам вулканов (гора Уила, 5750 м; гора Сьерра-Невада-де-Кокуй, 5600 м и др.), присутствующих во всех горных сооружениях.

Западная Кордильера (4250 м) состоит из системы сильно расчлененных горных гряд, сложенных дислоцированными юрско-меловыми осадками, разорванных тектоническими нарушениями, по которым к поверхности поднялись магматические расплавы, в том числе и лавы. Первые вулканы появились в этой области в средней юре и продолжали развиваться в течение мелового периода и всего кайнозоя.

Центральная Кордильера (5750 м) обладает большей высотой, чем Западная, массивностью и поэтому служит как бы костяком этой части Анд. Расчлененность горного рельефа здесь заметно меньше, чем в Западной Кордильере. Сравнительно пологие склоны одинаково часто встречаются как к западу, так и востоку от главного водораздела. Вблизи последнего расположены крупные вулканы, отличающиеся самым разнообразным строением. Вулкан Уила (5750 м) — крупный массив (до 80 км в поперечнике), обладающий центральной кальдерой с внутренним конусом. Располагающийся южнее его вулкан Пурасе (4646 м) как бы насажен на плоскогорье, сложенное кристаллическими породами, над которым он поднимается почти на 1800 м. Оба вулкана активны в настоящее время. Севернее Уила находится вулкан Талима (5215 м) — типичный стратовулкан с кратером; он также располагается на кристаллическом (гранитном) основании.

Восточная Кордильера (5493 м) в своей осевой части сложена кристаллическими породами фундамента, блоки которого были вовлечены в тектоническое поднятие. По периферии наблюдаются смятые в складки и разорванные разломами осадочные породы палеозойского, мезозойского и кайнозойского возраста. Восточная Кордильера в отличие от Центральной Кордильеры представляет собой систему параллельных хребтов, разделенных глубокими речными долинами. Во встречающихся межгорных впадинах отмечаются свежие тектонические уступы. Несмотря на это внутренние плоскогорья (например, Савана у г. Богота) характеризуются сравнительно спокойным холмистым рельефом.

Геологическое и геоморфологическое развитие Колумбийских Анд представляется следующим. На протяжении мелового периода указанная территория почти полностью располагалась ниже уровня моря, в котором в условиях геосинклинального режима накапливался песчано-глинистый материал. В конце позднего мела — палеоцена активизация тектонических движений привела к поднятию территорий Центральной и Западной Кордильер. В конце палеоцена отмечается эпоха сильной складчатости и обновления ряда глубинных разломов. В эоцене были окончательно сформированы все три Кордильеры. К этому же времени относят внедрение интрузий основного состава. В олигоцене — раннем ми-

оцене по периферии хребтов и в грабенах накапливались грубо-обломочные континентальные отложения. Последняя эпоха активизации тектонических движений (миоцен-четвертичное время) не закончилась и в настоящее время. Разрывные нарушения захватили как древние, так и самые молодые осадки. Были сформированы узкие линейные грабены Магдалены и Каука.

Эквадорско-Перуанские Анды

Провинция Эквадорских Анд — сегмент горного пояса, отличающийся наименьшей шириной (320—350 км) и отсутствием виргирующих горных цепей. Все хребты и депрессии здесь следуют параллельно друг другу. Средняя высота Анд увеличивается в этом регионе до 4000—5000 м; наивысшими отметками обладают вулканические массивы (гора Чимборасо, 6272 м; Котопахи, 5896 м).

Проследивая особенности рельефа Эквадорских Анд с запада на восток, следует отметить следующее. У берега Тихого океана поднимается так называемый Тихоокеанский береговой хребет (1500—1700 м), наполовину погребенный осадочными породами. Блоковый тип его морфоструктуры, дугообразная форма (на юге хребет подходит торцом к линейной системе Анд) позволяют предполагать в нем приключенный к Андам элемент структуры, сходной с хребтами Центральной Америки. Рельеф характеризуется невысокой контрастностью и расчлененностью, округловвершинными гребнями горных массивов. Значительные площади сложены мощной толщей палеоген-неогеновых песчаников и глин с прослоями туфов, сланцев, конгломератов.

Между Тихоокеанским береговым хребтом и основной цепью Анд располагается прибрежная депрессия, выполненная осадками мелового и кайнозойского возраста мощностью 2—4 км. Холмистый рельеф в депрессии указывает на преобладание тектонических опусканий.

Основная горная цепь Анд включает Западную Кордильеру, депрессию Кито-Куэнка (по названию соответствующих городов), Восточную Кордильеру (Кордильера-Реаль). Западная Кордильера выражена в виде резко расчлененных горных гряд, сложенных сильно дислоцированными мезозойскими осадками, которые прорваны телами гранодиоритов. Местами встречаются выступы метаморфических пород. Весь этот комплекс пород на отдельных участках погребен четвертичными лавами.

Депрессия Кито-Куэнка располагается на отметках 2500—2800 м и представляет собой продольный грабен, служащий продолжением депрессии Каука (см. выше). Сравнительно ровный рельеф в депрессии обусловлен покровами заполняющих ее плиоцен-четвертичных лав, поступающих сюда с окаймляющих депрессию вулканов.

Восточная Кордильера (Кордильера-Реаль) — наиболее высокая часть Эквадорских Анд. Она сложена главным образом ме-

таморфическими и изверженными породами, на кровле которых сформировались конусы четвертичных вулканов, следующих в виде цепочки конусов. Например, вулкан Котопахи (5896 м), возникший около 68 000 лет назад, представляет крупный массив с центральной кальдерой, внутри которой поднимается конус голоценового стратовулкана.

К югу от Эквадорских Анд горный пояс резко расширяется. Одна за другой, часто кулисообразно здесь следуют многочисленные горные гряды, поднимающиеся до 4—6 км. Вдоль берега Тихого океана узкой прерывистой полосой протягивается Береговая кордильера (500—1700 м), для которой характерен блоковый тип морфоструктуры. Горные хребты сложены в основном дислоцированными осадочными породами палеоген-неогенового возраста. Их склоны, обращенные к океану, отличаются значительной крутизной, что связано не только с абразией, но и с результатом многочисленных сбросов вдоль побережья.

Восточнее Береговой кордильеры поднимается грандиозная цепь Центральных Анд. Их склоны, обращенные к Тихому океану, представляют сплошной лабиринт глубоких каньонов и ущелий. Исключительная расчлененность рельефа при высокой сейсмичности приводит к катастрофическим процессам. В 1971 г. северо-восточнее г. Лимы произошел обвал огромной массы выветрелых известняков. Каменная лавина объемом около 100 тыс. м³ ударила в ледниковое озеро, вызвав гигантскую волну высотой 30 м.

Резко расчлененный рельеф горных хребтов соседствует здесь с холмистым рельефом межгорных котловин, над которыми поднимаются снежные конусы вулканов. На последних встречаются главным образом висячие ледники. К северу от оз. Титикака на высоте 5500 м описан ледник плоских вершин с мощностью льда до 200 м.

Центральные Анды

Вблизи тихоокеанского склона Центральных Анд тянется цепочка впадин, отгороженных от океана низкими Береговыми хребтами. Среди них наиболее известна ступенчатая холмистая равнина Атакама, где располагается и одноименная пустыня. Равнина имеет длину около 200 км при ширине 30—50 км и находится на высоте 700—1150 м. Поверхность равнины — система наклоненных (3—4°) пролювиальных шлейфов, имеющих прямые или слабовыпуклые поперечные профили. Песчаная пустыня Атакама пространственно приурочена к полосе древних конусов выноса небольших рек и характеризуется преобладанием барханов. Щебнистые поверхности в Атакаме образованы двумя уровнями педиментов относительной высотой 30 м и 110 м. Разделяющий их уступ высотой около 40 м хорошо выражен в рельефе.

На юге Перу высокие котловины, постепенно сливаясь, образуют огромные внутренние плоскогорья — пуны. Осевая зона

Анд по своей морфоструктуре представляет собой здесь крупную асимметричную глыбу (рис. 38), разбитую системами разрывных нарушений на отдельные блоки. По зонам трещин в осадочные и метаморфические породы проникли многочисленные тела интрузий мезозойского и кайнозойского возраста, а впоследствии миоцен-четвертичные вулканиты, местами полностью перекрывшие тектонический и денудационный рельеф предыдущего этапа развития. Кайнозойский вулканизм заметно преобразовал морфоструктуру осевой зоны Анд, создав структурные плато, заполнив и выровнив впадины, сформировав вулканические конусы и массивы. Подни-

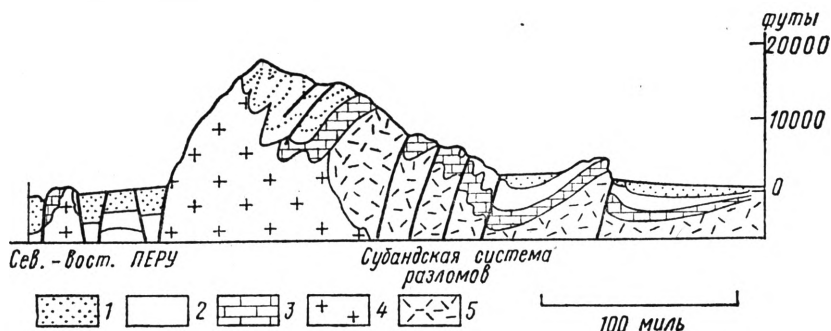


Рис. 38. Схема геологического строения Центральных Анд (по К. Эйму):
1 — кайнозой, 2 — мезозой, 3 — палеозой, 4 — Андский батолит, 5 — докембрий

маясь к осевой зоне, пуны постепенно достигают высоты 3500—4600 м. В их пределах нередко встречаются островные горы, сложенные поверженными породами, а также эрозионные гласисы. Наличие таких форм интерпретируется иногда как свидетельство существования в прошлом (вероятно, в домиоценовое время?) региональной поверхности выравнивания. Однако и пуны часто рассматривают как миоценовую поверхность выравнивания.

Глубокие долины, прорезающие окраины пун, и сейсмическая активность способствуют проявлениям таких катастрофических процессов, как крупные обвалы и оползни.

На юге пуны, сливаясь, постепенно переходят в огромное плато Альтиплано (3700—4500 м), поверхность которого покрыта чехлом щебенисто-галечного и глинисто-щебнистого материала, перемежающегося с щебенисто-валунными ледниковыми осадками. Отдельные горные массивы внутри Альтиплано поднимаются до отметок 5500 м. Незначительное количество годовых осадков (около 450—500 мм) обуславливает широкое распространение сухостепных ландшафтов.

Рельеф и континентальные отложения палеогенового и неогенового возраста формировались в пределах Альтиплано и окружающих гор в ту эпоху, когда высота Анд была много ниже современной. Подтверждением этому служит необычная история

котловины, в которой сейчас расположено оз. Титикака (3812 м). Площадь озера сейчас составляет около 8300 км², а глубина — 304 м. Котловина озера представляет собой крупный грабен, заполненный осадочными и вулканогенными образованиями. Существование в озере одного из видов рыб тихоокеанской ихтиофауны позволило предполагать на каком-то этапе развития связь озера с Тихим океаном. Поэтому иногда озеро считают фрагментом древнего морского залива. Береговые линии оз. Титикака достигают высоты 30—50 м и являются следами повышения уровня вод озера в плейстоценовые эпохи. Об этом же свидетельствуют и многочисленные озерные бассейны (в основном солончатоводные) в разных местах Альтиплано. Солончаки в замкнутых котловинах, которые здесь называют солары, содержат иногда мощные (2—4 м) пласты соли. Вода заполняет котловины только в периоды сильных ливней и, быстро испаряясь, оставляет минеральный осадок.

Так же, как и во внутренних плато и плоскогорьях Северной Америки, на Альтиплано в четвертичное время неоднократно возникали и исчезали плейстоценовые озера. Площади современных озер представляют собой лишь небольшие фрагменты нескольких внутренних озер-море, существовавших в плейстоцене. В одну из плейстоценовых эпох середины позднего плейстоцена (QIII₂) в пределах Альтиплано существовало огромное оз. Минчин длиной более 500 км.

Деятельность временных водотоков в результате осадков приводит в ряде случаев к образованию здесь типичного бедленда, с «земляными пирамидами» и сухими каньонами. Эти же обстоятельства вызывают иногда перестройки рек.

На протяжении неоген-четвертичного времени на Альтиплано и в его окружении продолжались вулканические извержения. В позднем плейстоцене были образованы вулканические конусы высотой над поверхностью плато 900—1000 м. Кроме того, здесь отмечены небольшие концентрические вулканоструктуры с четкими «кратерами проседания» над магматическими очагами.

В юго-восточной части Центральных Анд распространение карстующихся пород обусловило возникновение карстовых провалов, карров, воронок. Встречается также гипсовый карст (депрессии до 100 м глубиной).

Значительная высота Центральных Анд обусловила появление определенной геоморфологической зональности (от подножий к вершинам):

1. Прибрежная полоса (0—300 м) характеризуется слабым развитием линейной эрозии. Склоны слабо увлажнены, отличаются небольшой крутизной.

2. Береговая полоса («зона туманов») (на высоте 300—1100 м) характеризуется преобладанием сравнительно ровных склонов с повсеместным распространением оползневых, дефлюкционно-солифлюкционных и обвально-осыпных процессов с развитием солевого выветривания. Резкая смена увлажненности и иссушения в

«зоне туманов» обуславливает здесь развитие процессов, близкое по направленности к перигляциальным условиям.

3. Ярус (1100—2000 м) рельефа, где получают развитие слабые эрозионные процессы.

4. Ярус (2000—3100 м) рельефа с широким распространением эрозии, обусловившей появление крутых, сильно расчлененных склонов, лощин, оврагов. Напряженность экзогенных процессов поддерживается заметным увеличением тектонической активности.

5. Ярус (3100—4500 м) рельефа со слабым развитием эрозионных процессов, что объясняется широким распространением растительности.

6. Ярус (4500—5800 м) рельефа с преобладанием перигляциальных процессов (обилие солифлюкционных форм, террас, каменных полос) и незначительным распространением линейной эрозии;

7. Ярус рельефа (5800—6500 м) с господством нивальных и ледниковых процессов.

Чилийско-Аргентинские Анды

Чилийско-Аргентинские Анды — самый южный сегмент Андийского горного пояса. Так же как и на севере, здесь прослеживается четкая морфоструктурная зональность рельефа. В поперечном сечении Анд, с запада на восток, чаще всего выделяют: Береговые хребты, систему продольных впадин, главную цепь Анд. На крайнем юге низкие горные гряды Анд переходят в цепочку островов (Мальвинские, Южные Сандвичевы и др.), соединяющую их с горами Антарктического полуострова в Антарктиде.

Береговые хребты (700—2000 м) характеризуются значительным эрозионным расчленением. Речные долины при пересечении хребтов разделяют последние на ряд обрывистых плато и коротких округловершинных массивов. Продольные впадины, разделяющие Береговые хребты и главную цепь Анд, заложены вдоль системы глубинных нарушений. Главная цепь Анд представлена многочисленными кулисообразно расположенными горными грядками, поднимающимися до высоты в 6960 м (гора Аконкагуа). В ее пределах рельеф отличается значительной расчлененностью, наличием глубоких ущелий, сквозных долин, преобладанием обвально-осыпных склонов. Вулканы локализованы главным образом вдоль продольных впадин, образуя северную и южную группы. В обеих группах преобладают стратовулканы, но встречаются и щитовые вулканы. Многие вулканы до сих пор активны.

На поперечном профиле через южную часть Чилийских Анд прослеживается несколько продольных геоморфологических областей. На западе расположена прибрежная равнина Чилоэ шириной около 30 км. Она ограничена с востока Береговым хребтом высотой 1000—1400 м. Между ним и Патагонскими Кордильерами располагается низкая центральная равнина, часть поверхно-

сти которой уходит ниже уровня океана. Эти три области, по-видимому, испытывают опускание, или находятся в стабильном состоянии.

К востоку от них располагается цепь Патагонских Кордильер с сильно расчлененным рельефом, сквозными долинами, пересекающими все цепи хребтов, долинными и полупокровными ледниками. Еще восточнее (на крайнем юге) наблюдается низкое холмогорье, покрытое мореной и зандровыми полями.

Современное оледенение Чилийских Анд сосредоточено в их южной части, хотя встречается и на севере Чили (Кордильера — Бланко, 5700—6500 м). Общая площадь ледников достигает 20 000 км². На массиве Аконкагуа наблюдаются семь ледников, самый большой из которых достигает длины 6 км. На восточном склоне главной цепи Анд (Патагонских Андах) обнаружен небольшой ледниковый покров, над которым поднимаются островершинные горы. От покрова отходят выводные ледники длиной до 30—40 км. В этом районе на западе ледники достигают уровня Тихого океана, а на востоке — спускаются в тектонические и денудационные котловины. Современное оледенение в Чилийских и Патагонских Андах — это, видимо, небольшие фрагменты плиоцен-четвертичных ледников, образующих в прошлом патагонский покров. Первые ледники на юге Анд возникли около 3,5 млн лет назад и климатически были связаны с разраставшимся в то время Антарктическим ледниковым щитом, расположенным всего в 2500 км южнее. Патагонский ледниковый покров возник, вероятно, где-то на рубеже плиоцена и плейстоцена, и его восточный край, видимо, достигал в эту эпоху Атлантического побережья. Следы древнего оледенения в горной части Анд выражены в виде каров, трогов, конечных и боковых морен. Последние часто служат плотинами, за которыми располагаются крупные озера.

Хронология вулканических процессов позволила установить фазы активизации эндогенных процессов. Самая древняя (доюрская) фаза вулканизма сменяется олигоценовой (33—28 млн лет). Раннемиоценовая фаза активизации вулканизма (20 млн лет) отделяется от средне-позднемиоценовой-плиоценовой (18—6 млн лет) разрывом во времени около 2—5 млн лет. В позднем плиоцене (4—2 млн лет) фиксируется эпоха складкообразования, а в позднем плиоцене — раннем плейстоцене, в интервале 2,5—1,3 млн лет, отмечается следующая фаза вулканизма, вслед за которой — в интервале 1,3—0,6 млн лет — еще одна фаза вулканизма. С учетом того что часть поверхностей рельефа Анд в раннем миоцене располагалась ниже уровня океана (Патагонские Анды), можно предположить, что условия для регионального выравнивания могли существовать только в раннемиоценовое (28—20 млн лет) время. В остальные, очень короткие интервалы времени, когда существовали относительно спокойные тектонические условия, было возможно формирование только небольших локальных выровненных поверхностей. В конце миоцена Анды уже представляли собой слабо расчлененное среднегорье.

Среди особенностей строения и развития горного пояса Анд прежде всего необходимо отметить следующее:

1. Горная система сформировалась на разнородном геологическом субстрате, включавшем геосинклинальные и платформенные структуры. Продольная гетерогенность структур отмечалась еще в палеозойском основании. Вероятно, эти обстоятельства и привели в дальнейшем к разделению морфоструктур Анд на несколько крупных глыб.

2. Горообразование Анд включает две фазы: раннюю и позднюю. В раннюю фазу (палеоген-миоцен) интенсивность поднятия была умеренной, но дифференцированность движений обуславливала создание ярусного рельефа. К этой эпохе относится образование систем межгорных депрессий, позже объединившихся в Альтиплано, и предгорных впадин. В позднюю фазу (плиоцен-плейстоцен) происходит резкое сводово-глыбовое поднятие Анд. При этом складчатый тип морфоструктур был характерен для Центральных и Южных Анд в крайней восточной полосе горных сооружений. На западном склоне в эту эпоху были образованы крупные грабены, фиксирующие участки растяжения земной коры (возможно, проявление рифтогенеза).

3. Анды были образованы в результате чрезвычайно активных движений в эвгеосинклинальных и миогеосинклинальных зонах. Отдельные горные сегменты этой дуги сформировались в разные эпохи.

Во многих сегментах Анд орогенез продолжается и в настоящее время, свидетельством чего служат крупные перемещения земной поверхности при катастрофических землетрясениях, извержениях вулканов, деформации молодых террас. За четвертичное время высота хребтов Анд увеличилась на 1—1,5 км, что указывает на сравнительно невысокую интенсивность плейстоценовых орогенических движений.

4. Регионального денудационного выравнивания рельефа в неоген-четвертичное время в Андах не происходило, что отчасти связано с активными тектоническими движениями. Однако это не отрицает возможность существования холмогорий и плоскогорий по периферии этой горной системы.

5. В плиоцен-четвертичной истории рельефа отмечаются смены влажных и сухих периодов, вызывавшие смену типов экзогенных процессов, в том числе трансгрессии плювиальных озерных бассейнов.

РАВНИННО-ПЛОСКОГОРНАЯ ЗОНА

На этой территории располагаются: Гвианское и Бразильское плоскогорья; равнины Ориноко, Амазонки и Параны; Патагонское плато. Для этих геоморфологических регионов основанием служат две крупные платформенные структуры: Бразильская и Пампа-Патагонская. В пределах последних находятся геологические структуры более низких порядков. Бразильская докаледон-

ская платформа включает: Гвианский щит, Бразильский щит, Амазонскую синеклизу, синеклизу Параны, прогиб Чако-Пампа; Пампа-Патагонская эпикаледонская платформа — массив Сьерра-Пампа и Патагонскую плиту. Эти геологические структуры предопределили и основные неровности рельефа. Бразильская платформа сложена в основном метаморфическими и интрузивными породами, при участии осадочных и эффузивных образований. В синеклизах мощность осадочных пород достигает 7—8 км (Амазонская). На восточной окраине материка наблюдаются глубокие рифтогенные впадины, заполненные (3—7 км) юрско-меловыми осадками. Мощность земной коры достигает 40—45 км.

Пампа-Патагонская платформа сложена метаморфизованными, эффузивными и интрузивными породами, перекрытыми мощной толщей (до 4 км) осадочных образований. Мощность земной коры уменьшается с запада на восток от 35 до 27 км.

Следовательно, по возрасту пород, времени становления их структуры, особенностям строения осадочного чехла, мощности земной коры Бразильская и Пампа-Патагонская платформы заметно различаются. Если рельеф Гвианского и Бразильского плоскогорий представлен главным образом высокими цокольными (1600—2900 м), то низменности Ориноко, Амазонская и Пампа (10—80 м) — пластовыми денудационными равнинами. Патагонское плато содержит, кроме того, участки с горными сооружениями. Таким образом, по главным морфоструктурным особенностям равнинно-плоскогорная зона Южной Америки подразделяется на геоморфологические страны: Гвианское плоскогорье (II.2), Бразильское плоскогорье (II.3), равнины: Ориноко (II.1), Амазонская (II.4), Гран-Чако и Пампа (II.5); Патагонское плато (II.6) (см. рис. 37).

Равнина Ориноко

Равнина Ориноко (10—300 м) расположена на крайнем севере рассматриваемой геоморфологической зоны, соответствуя крупной синеклизе, окаймляющей с севера Гвианский щит. Тектоническим поднятием Эль-Бауль, сложенным палеогеновыми песчаниками, синеклиза делится на западную и восточную части. Это обусловило развитие рельефа на разных ступенях — равнинно-аккумулятивного вблизи долины р. Ориноко и денудационного, в виде низких столовых и островных массивов — на участке поднятия Эль-Бауль. Долина р. Ориноко прижата к окраине Гвианского нагорья и следует вдоль нее на большом протяжении. Это объясняют отодвиганием ее к востоку и югу огромными конусами выноса рек, берущих начало на поднимающихся цепях Анд.

Строение аккумулятивного рельефа в долине Ориноко обязано своим происхождением не только флювиальным, но и отчасти эоловым процессам. В устьевой части Ориноко (в бассейне р. Апуре) обнаруживаются дюны, образовавшиеся в позднем плейстоцене при низком уровне моря, в одну из засушливых эпох.

Гвианское плоскогорье

Гвианское плоскогорье (2772 м) представляет собой высокоподнятую цокольную поверхность с участками останцовых гор, плато, замкнутых депрессий. Жаркий и влажный климат (3000—4000 мм/год) обусловил формирование и развитие здесь покровов красноцветной коры выветривания мощностью 10—60 м. Территория плоскогорья в целом соответствует площади Гвианского щита и во многом отражает особенности его структуры. Наиболее характерен для плоскогорья холмисто-увалистый рельеф, на фоне которого поднимаются отпрепарированные процессами денудации островные массивы, бронированные устойчивыми пластами кварцитов и песчаников. Значительная трещиноватость пород обусловила развитие блоковой морфоструктуры.

Примерами могут служить многочисленные тектонические ступы, ограничивающие плоскогорье с севера и востока. При их пересечении реки образуют огромные водопады (Кайечур на р. Потаро и др.). Аналогичная картина наблюдается на юге, где цепочки порогов в долинах рек резко разграничивают Гвианское плоскогорье и Амазонскую равнину.

С запада на восток песчаниково-кварцитовые массивы постепенно сменяются высокой цокольной равниной, сложенной изверженными породами. Характерная черта рельефа плоскогорья — структурно-тектонические и структурно-литологические ступени, ограничивающие внутренние участки горных массивов. Местами над поверхностью цокольной равнины поднимаются на 500—600 м округлые вершины «полуапальсинов», сложенных гранитоидами. При этом отмечаются «полуапальсины» разных уровней.

Между «полуапальсинами» наблюдаются речные долины, глубоко прорезающие поверхность цокольных равнин. Поверхности пологих склонов, почти полностью покрытых густым лесом, выстланы слоем опавшей листвы, армированы корнями деревьев и кустарников и слабо поддаются плоскостному смыву.

К геоморфологическим феноменам, обнаруженным на Гвианском плоскогорье, относятся явления псевдокарста в изверженных и метаморфических породах. В горах Кануку (восточная часть плоскогорья) была описана система пещер в гранитном массиве. На дне пещер сохранились фрагменты аллювиальных отложений, указывающие на участие водных потоков в формировании пещер. На плато Гуайкинима (2100 м) и других на юге Венесуэлы описаны пещеры и вертикальные шахты, проникающие внутрь плато, сложенных горизонтально залегающими докембрийскими кварцитами. Одна из шахт имела диаметр дна около 500 м, а по верхнему срезу — около 350 м. При этом глубина шахты равнялась 350 м. Некоторые пещеры внутри кварцитовых плато имеют длину более 2 км и состоят из вертикальных и горизонтальных ходов, заполняющихся в период сильных дождей. С деятельностью текучих вод, растворявших и выносящих кремнезем,

связывают и образование вертикальных шахт. Иногда эту форму псевдокарста называют «силикатным карстом».

Плоские вершины «месас» иногда ограничены от окружающих частей плоскогорья вертикальными обрывами высотой 1000—2000 м. На подобных уступах наблюдаются гигантские водопады (Сальто-Анхел высотой 1054 м).

Вдоль восточной окраины Гвианского плоскогорья полосой шириной около 160 км тянется у побережья эоловый и аллювиально-эоловый холмистый рельеф. Он подчеркивает районы аккумулятивных песчаных конусов выноса рек, берущих начало на Гвианском плоскогорье.

Бразильское плоскогорье

Основу рельефа Бразильского плоскогорья (2884 м) составляет высокая цокольная холмисто-останцовая равнина, сложенная гнейсами, гранитами и эффузивами (особенно на юго-западе), а также осадочными породами палеозойского и мезозойского возраста.

Различия в геологическом строении не препятствовали в прошлом образованию на огромной территории пенеплена с островными горами («шападос»). Предполагается, что часть пенеплена является откопанной и его поверхность прослеживают на севере под покровом субгоризонтально залегающих девонских песчаников. Широкое развитие тектонических уступов позволило определить морфоструктуру Бразильского плоскогорья как глыбовую. Так же как и на Гвианском плоскогорье, северная и западная окраины Бразильского плоскогорья ограничены системой уступов, пересекая которые, реки образуют водопады. Вдоль активизированных зон разломов иногда поднимаются небольшие горные кряжи. Но они же наблюдаются и там, где имеются выходы устойчивых к денудации древних кварцитов (хр. Сьерра-ду-Эмпианьяса). Система почти параллельных горных кряжей, имеющих обрывистые склоны и разделенных продольными впадинами, наблюдается и на восточной и юго-восточной окраинах плоскогорья.

Юго-западная часть плоскогорья представляет трапповое плато площадью до 1200 тыс. км². С юга оно ограничено тектоническими уступами, пересекая которые, реки образовали крупные водопады. Среди них наиболее известен водопад Игуасу (р. Игуасу, левый приток Параны), общий фронт которого достигает длины в 2 км, а высота его — 86 м.

На Бразильском плоскогорье редко можно встретить неветрелые коренные породы. Здесь, так же как и на Гвианском плоскогорье, преобладают коры выветривания глинистого состава, желто-красного и бело-желтого цветов мощностью до 20—30 м.

Помимо площадных кор выветривания здесь встречаются формы псевдокарста в кварцитах и песчаниках, в узлах пересечения разломов. При этом отмечаются формы внутреннего псевдокарста

в виде больших пещер, обнаруженных в толще горизонтально залегающих пород.

Продольные депрессии на восточной и юго-восточной окраине плоскогорья имеют вид грабен, заполненных аллювиальными и озерными отложениями. Линейные впадины, расположенные между 32 и 24° ю. ш. и следующие почти параллельно берегу океана, ряд исследователей относит к рифтовым образованиям. Например, впадина Сантус мезокайнозойского возраста в значительной мере заполнена базальтовыми лавами и осадочными породами, достигающими мощности 5000 м. Глубина залегания фундамента здесь определена сейсмическими методами в 8000 м. Линейные депрессии субмеридионального простирания наблюдаются и ближе к центральным областям плоскогорья. На их днище скапливается много обломочного материала, размыв которого ливнями иногда приводит к развитию селевых процессов.

К окраинам депрессий приурочены полосы останцового рельефа, сформировавшегося в неоген-четвертичное время. Здесь же нередко обнаруживают уровни плосковершинных междуречий, рельеф вершинных поверхностей которых считается поверхностями выравнивания. На более высоких участках плато и плоскогорий, сложенных гранито-гнейсами, встречаются останцовые горы («сахарные головы»).

Вблизи водораздела бассейнов Параны и Сан-Франциску (около 900—1100 м) И. П. Герасимовым описан характерный мелкогорный рельеф, со сглаженными, конусовидными возвышенностями, разделенными друг от друга депрессиями полузамкнутого характера (котловины, причлененные к общей эрозионной сети). Относительная амплитуда колебаний рельефа достигала нескольких десятков метров.

На северо-востоке Бразилии между крупной депрессионной зоной, по которой сейчас протекает р. Сан-Франциску, и берегом Атлантического океана расположена полоса выровненных плосковершинных междуречий, ограниченных крутыми обрывами. Еще севернее прослеживается депрессия Патуса с выраженным мелко-сопочником и островными горами и грядами.

Ступенчатость рельефа Бразильского плоскогорья неоднократно отмечалась исследователями этой страны. На восточном побережье Бразилии (16° ю. ш.) с востока на запад последовательно прослеживаются: аллювиальная и морская равнины; отделенная от них уступом структурная поверхность, сложенная песчаниками; холмисто-грядовая уплощенная поверхность.

В пределах так называемой Окраинной депрессии (западнее горы Серра-ду-Эспиньясу), расположенной на отметках 840—960 м, выделяют уровни поверхностей, выработанных как в изверженных, так и в осадочных породах. Самой древней (плиоценовой?) считается поверхность древних кристаллических массивов, сложенная «сахарными головами». Плиоцен-плейстоценовый уровень поверхностей высоких холмов и пологих склонов куэст располагается несколько ниже. Еще более низкий уровень занимает

полоса куэст с карстовым рельефом. Иногда денудационные поверхности, подходя к берегу океана (у г. Салвадор), обрываются тектоническими нарушениями, следующими вдоль побережья. Несколько севернее, в районе устья р. Сан-Франциску, вблизи побережья наблюдаются слабо наклоненные ровные поверхности междуречий высотой от 60 до 250 м. Вершинные поверхности междуречий сложены рыхлыми песчано-глинистыми осадками аллювиального и озерного происхождения. Мощность последних достигает здесь 100 м, уменьшаясь в сторону континента до 20 м.

Таким образом, восточная окраина Бразильского плоскогорья представлена в виде полосы разновысотных крутых ступеней, разделенных сбросами или продольными тектоническими депрессиями. Ширина такой полосы изменяется с юга на север от 300 до 800 км. Происхождение ее остается пока до конца не выясненным. Приморские депрессии, скорее всего, имеют рифтовый генезис; континентальные — подчеркивают древнюю систему грабенов. Расположенные между ними кряжи (хр. Серра-ду-Эспиньясу и др.) похожи на рельеф Аппалачей и рассматриваются как остатки древнейших складчатых сооружений.

Сложная ступенчатость рельефа, явное вмешательство в ее образование неоген-четвертичных тектонических движений, разновременность и фациальное замещение кор выветривания указывают на то, что выравнивание рельефа на территории Бразильского плоскогорья протекало практически непрерывно.

Амазонская равнина

Амазонская равнина (10—120 м) расположена на месте крупной синеклизы между Гвианским и Бразильским нагорьями. Строение коренного основания синеклизы довольно сложное. Крылья ее полого (3—4°) наклонены к оси и осложнены складками. Кроме того, на южном борту наблюдается еще ряд ступеней, разграниченных сбросами, к которым приурочены дайки и силлы долеритов и базальтов. В структурном отношении низовья Амазонки представляют систему горстов и грабенов. В последних отмечаются различные мощности плиоцен-четвертичных осадков (от 1500 до 1750 м), но в целом они меньше, чем в центре Амазонской равнины. В центральной части Амазонской равнины скважины глубиной около 4 км не вышли из позднемиоценовых осадков, а мощность палеоген-неогеновых отложений составила почти 3 км.

Абсолютные отметки поверхности Амазонской равнины колеблются от 5—10 м на юге до 70—120 м на севере. В ее пределах различают: 1) древнюю «сушу» — слабо расчлененную, хорошо дренируемую волнистую равнину, сложенную палеоген-неогеновыми глинами и прикрытую четвертичными осадками, состоящую из двух уровней; 2) регулярно затопляемые «марши» — поверхности поймы на незакрепленных плиоцен-четвертичных песках и суглинках. «Суша» возвышается над ур. рек на 30—70 м и на ее по-

верхности широким распространением пользуются латеритные образования железистого состава, покрывающие песчаниково-алевролитовую толщу плиоцен-четвертичного возраста.

Вблизи границ Амазонской равнины с Гвианским и Бразильским плоскогорьями наблюдаются два яруса выровненных поверхностей междуречий (верхний высотой 300 м; нижний 200 м). На границе ярусов прослеживаются резко расчлененные склоны. Выровненные вершинные поверхности междуречий верхнего яруса покрыты латеритными корами выветривания, тогда как поверхности нижнего обладают холмистым рельефом с «полуапельсином». Кроме «полуапельсинов» встречаются небольшие участки «табулейрос» — платообразных междуречий.

Ниже «суши» расположена 12—15-метровая терраса р. Амазонки, сложенная песками. Еще ниже следует затопляемая пойма высотой в 4—5 м («варсей»). Речные террасы почти не изучены. В низовьях Амазонки обнаружены пять террасовидных поверхностей высотой: 8—11 м; 19—23; 28—31; 68—74; 88—101 м. Возраст их не установлен, а происхождение связывают с разнообразными озерными, морскими и речными условиями. Русло Амазонки в среднем и нижнем течении иногда мало чем отличается по размерам от крупных водохранилищ. Достаточно сказать, что при средней ширине 4—15 км русло местами расширяется до 60—80 км. Глубина же его колеблется от 25 до 135 м (г. Обидус).

Прирусловой рельеф в низовьях Амазонки на расстоянии до 1400 км от берега Атлантического океана находится во влиянии приливных волн. Приливы вызывают особую волну «поророка» высотой 4—5 м, проникающую по руслу реки в глубь континента, разрушающую ее берега, переформирующую пойму.

Надо отметить некоторые геоморфологические парадоксы этой территории (И. П. Герасимов). С одной стороны, это область новейших опусканий, с мощными аккумулятивными толщами неоген-четвертичных осадков. С другой стороны, на фоне опускающейся территории одни районы отстают в опускании от других и возникает система горстов и грабен. На отдельных участках (например, между устьями притоков Жапуры и Пуруса) Амазонка интенсивно врежется в неогеновые осадки.

Многоводье Амазонки и эстуарии в устье подтверждают новейшее погружение этой части равнины, но с другой стороны, в русле наблюдается слабая аккумуляция, поскольку основная часть влекомого и взвешенного материала выносится в море. На этом основании И. П. Герасимов выдвинул гипотезу о том, что Амазонская равнина не представляет в настоящее время пример аккумулятивной низменности, а является реликтовой поверхностью, созданной еще в неогене и превращенную в плейстоцене в поверхность, по которой в основном осуществляется транзит материала. Дело в том, что левые и правые притоки дают в Амазонке паводки в разное время (из влажных тропиков и из сухих тропиков), заставляя ее все время быть полноводной и нарушая режим обычного стока, поэтому транзит материала идет постоянно.

К геоморфологической стране равнин Гран-Чако и Пампа относятся плоские равнины, среди которых поднимаются низкие гряды и холмы (100—1500 м). Низменные пластовые равнины располагаются в пределах крупной синеклизы с субгоризонтально залегающими осадками позднего мезозоя и кайнозоя. Характерные черты геологического строения — незначительная мощность четвертичных отложений, с одной стороны, блоковые поднятия небольших горных массивов, сложенных породами фундамента, — с другой.

Рельеф северной части равнин (Гран-Чако) характеризуется широким распространением холмистых расчлененных междуречий. Большинство эрозионных форм не имеет постоянных водотоков. Общий наклон равнин Гран-Чако с запада на восток связывают с непрекращающимися процессами горообразования в Андах.

В междуречье Уругвая и Параны наблюдается холмистая аллювиальная равнина, среди которой местами встречаются участки, сложенные лёссами. К югу от него среди низменной равнины поднимается крупный низкогорный грядовый массив Тандилья-Бентана (1243 м), отражающий в рельефе выступ кристаллического фундамента.

Множество грядовых низкогорных массивов встречается в юго-западной части Пампы (Пампинские Сьерры). Гряды обладают резко асимметричным поперечником, имея обрывистые восточные и пологие западные склоны. Продольные впадины, разделяющие Пампинские Сьерры, рассматривают как грабены между блоковыми поднятиями массивов. Здесь отмечают структурные депрессии, выработанные в моноклинально залегающих песчаниках и известняках, куэстовый рельеф, холмы и блюдцеобразные впадины. Наклонная предгорная равнина, спускающаяся от Анд, часто обладает ступенчатостью. Происхождение ступеней иногда объясняют существованием денудационных гласисов, разделенных сбросами. Гласисы перекрыты щебнисто-глинистыми отложениями. Кроме того, встречаются обширные слившиеся конусы выноса временных водотоков.

Патагонское плато

На крайнем юге континента располагается Патагонское плато с абсолютными отметками, повышающимися от побережья в глубь страны от 200 до 1800 м. Максимальная высота останцовых массивов во внутренних частях плато составляет 1879 м. Эта обширная пластовая равнина сложена в основном дислоцированными осадками мела и палеогена. В эоцене море вплотную подходило к низкогорьям Анд, а с его отступанием в раннем миоцене начались излияния лав, продолжавшиеся вплоть до позднего плейстоцена. Следы этой вулканической деятельности сохранились в виде лавовых покровов и некков на северо-западе Патагонии. По-

верхность плато срезает слабодислоцированные эоценовые отложения, образуя пластовые ступени с широкими ровными поверхностями (месами), обрывистыми склонами и островными горами у их подножия. Вблизи Анд встречаются участки базальтовых плато (1200—1800 м абс. выс.).

Примыкающая к Андам часть Патагонского плато перекрыта толщей валунно-галечного и обломочного материала водно-ледникового и ледникового происхождения. В четвертичное время ледники пересекали все плато и даже выходили на шельф. Переслаивание покровов базальтовых лав и грубообломочных отложений, считающихся мореной, позволило определить, что абсолютный возраст наиболее древних ледников в этой области составляет около 1,7 млн лет. К этому же времени относят происхождение обширных полей флювиогляциальных галечников, покрывающих холмистые междуречья Патагонии. На плато обнаруживаются следы трех ледниковых эпох. Если первое оледенение происходило 4,7—3,5 млн лет назад, то последующие фиксируются по осадкам в интервалах: 3,5—2,5 млн лет; 2,1—1,5; 1,2—1; менее 1 млн лет. Максимальным среди них было оледенение в конце плиоцена (1,2—1 млн лет).

Средняя толщина льда патагонского ледяного покрова достигала 1 км, увеличиваясь к предгорьям Анд до 2—3 км. Площадь покрова составляла не менее 750 000 км², т. е. всего в два раза меньше площади оледенения Гренландии. Оледенение на юге плато оставило у побережья Атлантики громадные эрратические валуны и конечные морены, камы и флювиогляциальные поля.

Речные долины Патагонского плато обычно обладают хорошо террасированным поперечником с широкими днищами. Однако в настоящее время большая часть рек пересыхает и долины имеют лишь временные водотоки.

ОКЕАНЫ

Глава 8

ОБЩИЕ ЧЕРТЫ СТРОЕНИЯ РЕЛЬЕФА ДНА МИРОВОГО ОКЕАНА

Береговая линия, строго говоря, не есть граница между материками и океанами. Материки не ограничиваются сушей, а частично продолжают и под уровнем океана, образуя так называемую подводную континентальную окраину, площадь которой превышает 80 млн км². Она состоит из шельфа — относительно мелководной прибрежной части дна, нередко с реликтовыми формами субаэрального рельефа; материкового склона — узкой полосы дна со значительными уклонами, окаймляющей шельф со стороны океана; материкового подножия — наклонной равнины аккумулятивного генезиса, окаймляющей основание материкового склона (рис. 39). Характерные черты рельефа материкового склона: долинообразные формы, так называемые подводные каньоны, а материкового подножия — крупные конусы выноса, обусловленные деятельностью гравитационных процессов (мутевых потоков и подводного оползания). Материковое подножие — это гигантский аккумулятивный шлейф, подобный предгорным шлейфам, образование которого связано с поступлением осадочного материала с материков и их подводных окраин.

На большей части периферических областей океанов подводные окраины материков непосредственно стыкуются с ложем океана, при этом часть материкового подножия может даже подстилаться корой океанического типа. Но на западной, отчасти на восточной окраинах Тихого океана, а также в некоторых областях Атлантического и Индийского океанов такой непосредственный контакт отсутствует, и здесь между подводными окраинами материков и ложем океана располагается переходная зона, состоящая из ряда переходных областей. Каждая из таких областей состоит из глубоководной котловины окраинного моря, горного, большей частью подводного хребта, отделяющего эту котловину от океана и именуемого островной дугой, и глубочайшей узкой рвообразной депрессии — глубоководного желоба, обычно располагающегося с внешней стороны островной дуги (хотя иногда бывают и исключения — некоторые желоба расположены со стороны котловины) (рис. 40). Описываемые области являются в полном смысле слова переходными не только потому, что они располагаются между двумя крупнейшими морфоструктурами дна океана — подводными окраинами материков и ложем океана. Именно в этих областях происходит переработка, переход одного типа земной коры в другой тип, т. е. они переходные и в историческом смысле. Если подводные окраины материков и ложе океана по

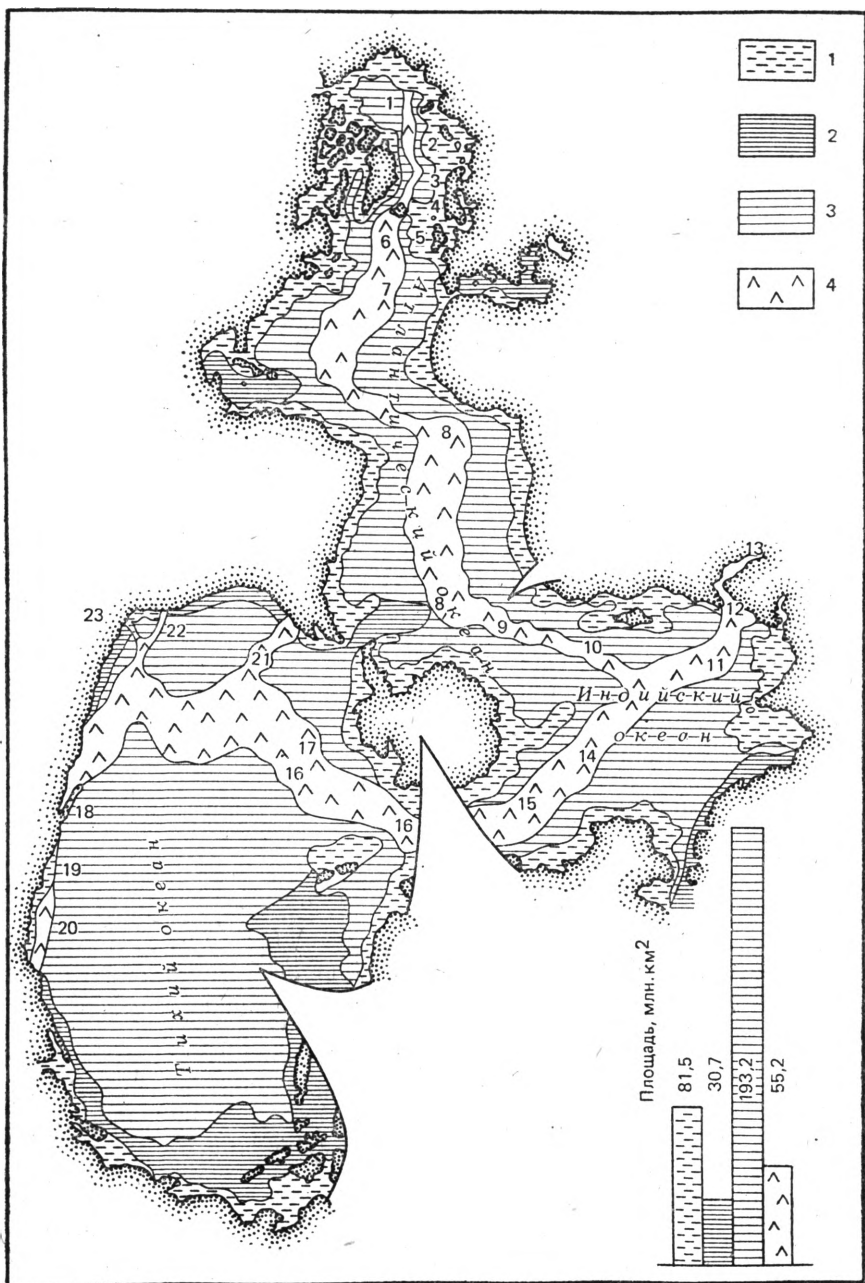


Рис. 39. Планетарные морфоструктуры дна Мирового океана, соответствующие геоморфологическим зонам:

большей части представляются тектонически стабильными, то в переходных областях эти процессы протекают с большой интенсивностью, напряженностью.

Четвертую планетарную морфоструктуру дна Мирового океана представляет система срединно-океанических хребтов. Это крупнейшие линейно ориентированные сводовые поднятия земной коры, осложненные в своих осевых частях рифтовыми структурами (рифтовые долины и хребты), в совокупности образующие единую глобальную систему, проходящую через все океаны. Не менее типичны для них и поперечные, так называемые трансформные разломы, которые выражены в рельефе комплексом параллельно или кулисообразно расположенных относительно друг друга впадин-грабенов (называемых нередко «океаническими трогами») и хребтов-горстов. Нередко эти комплексы форм протягиваются на многие тысячи километров, почти не меняя направления. Грабены выделяются очень большими глубинами, например впадина или трог Романш в Атлантическом океане более 7,8 км.

Если континентальные платформы и ложе океана характеризуются относительной тектонической стабильностью, на большей части своих площадей они асейсмичны и не имеют действующих вулканов, то переходные области и срединно-океанические хребты отличаются общей тектонической активностью земной коры, верхней мантии, частыми и нередко разрушительными землетрясениями, многочисленными действующими вулканами. При этом и в проявлении сейсмических явлений, и в характере вулканизма и тектонических движений переходная зона и срединно-океанические хребты сильно отличаются.

Выделенные четыре главных подразделения земной поверхности — континенты (дно океана — подводные окраины континентов); ложе океана; переходная зона; срединно-океанические хребты — были названы нами планетарными морфоструктурами, так как имеют глобальное (планетарное) распространение и по своему геотектоническому своеобразию являются наивысшими в таксономическом отношении типами морфоструктур. В схеме геоморфологического районирования земли эти морфоструктуры соответствуют рангу геоморфологических зон.

Образование выступов материков, впадин и поднятий ложа океана, переходных областей, срединно-океанических хребтов — все это в конечном счете основные рельефообразующие результаты эндогенных физико-геологических процессов, протекающих в

1 — подводные окраины материков, 2 — переходные зоны, 3 — ложе океана, 4 — срединно-океанические хребты: 1 — Гаккеля, 2 — Книповича, 3 — Мона, 4 — Колибейсей, 5 — большой грабен Исландии, 6 — Рейкьянес, 7 — Североатлантический, 8 — Южноатлантический, 9 — Африканско-Антарктический, 10 — Западноиндийский, 11 — Аравийско-Индийский, 12 — Шеба (Аденский залив), 13 — Красное море, 14 — Центральноиндийский хребет, 15 — Австрало-Антарктическое поднятие (ААП), 16 — Южнотихоокеанское поднятие (ЮТП), 17 — Восточнотихоокеанское поднятие (ВТП), 18 — Калифорнийский залив, 19 и 20 — хр. Горда и Хуан-де-Фука, 21 — Чилийское поднятие, 22 — хр. Карнеги, 23 — хр. Кокосовый

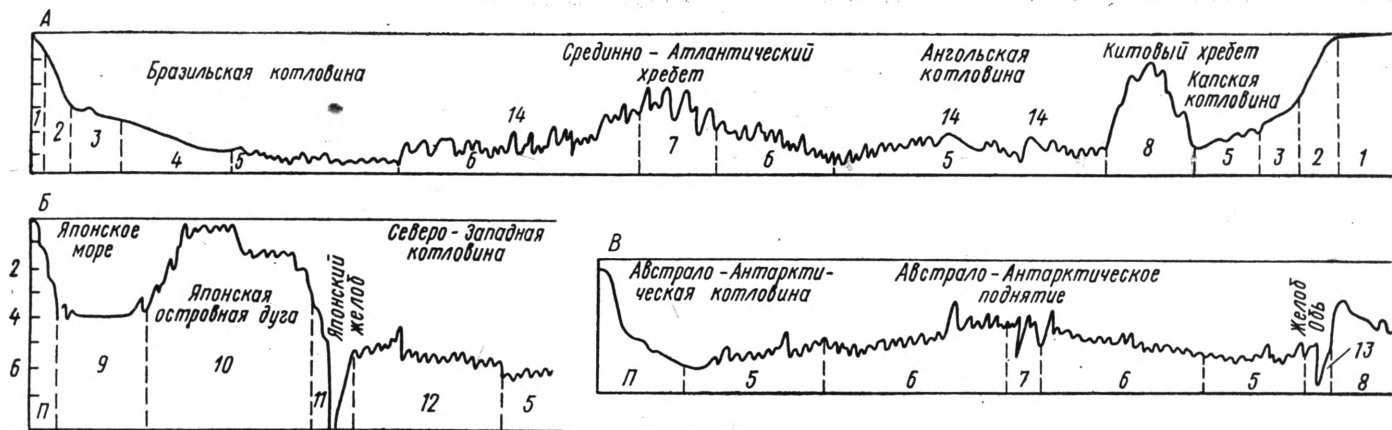


Рис. 40. Профили дна Атлантического океана (А); северо-западной части Тихого океана (Б), южной части Индийского океана (В)

Элементы рельефа дна: П — подводная окраина материка: 1 — шельф, 2 — материковый склон, 3 — материковое подножие; 4 — плоская абиссальная равнина ложа океана, 5 — абиссальные холмы, 6 — фланговые зоны срединно-океанических хребтов, 7 — их рифтовые зоны, 8 — сводово-глыбовые хребты ложа океана, 9 — котловина окраинного моря в переходной зоне, 10 — островная дуга, 11 — глубоководный желоб, 12 — краевой вал ложа океана, 13 — зона океанического разлома, 14 — отдельные подводные горы

недрах земли. Вследствие субаквального положения дно морей и океанов отличается своей спецификой экзогенных процессов. На шельфе основные экзогенные рельефообразующие процессы — это абразионная аккумулятивная деятельность волн, поверхностных течений, которые проникают в толщу воды нередко до дна, приливных течений. В пределах склонов, в том числе материкового склона, это гравитационные процессы, из которых важнейшие — деятельность мутьевых потоков и подводное оползание. Существенное значение имеют также донные абиссальные течения (рис. 41), которые образуются в результате растекания по океа-

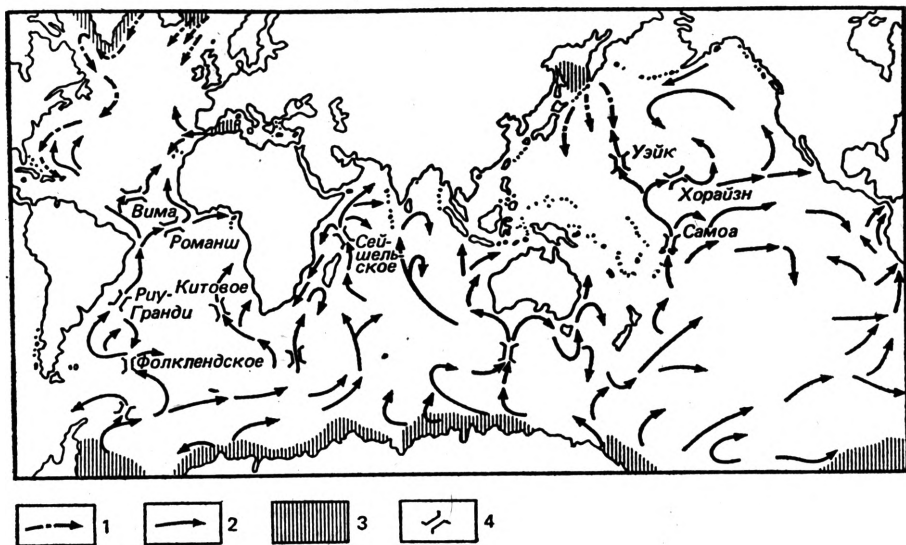


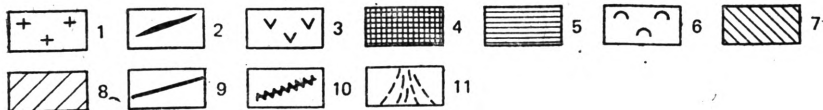
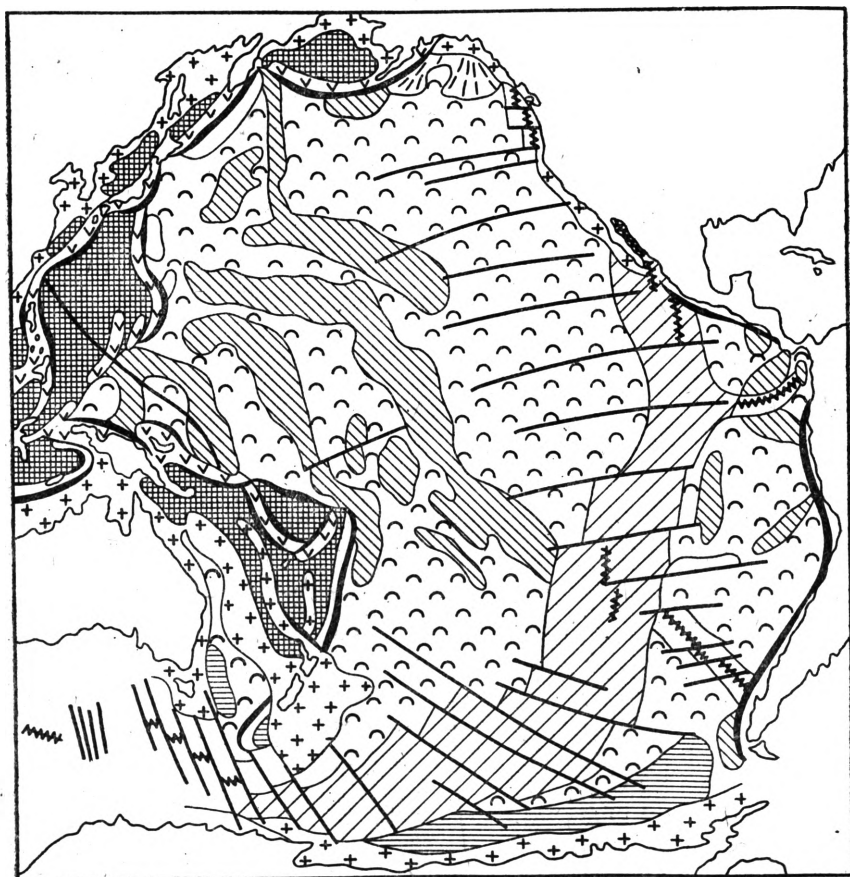
Рис. 41. Абиссальные донные течения в Мировом океане:

1 — абиссальные течения арктического происхождения, 2 — то же антарктического происхождения (в районе Гибралтарского пролива — средиземноморского происхождения), 3 — места зарождения выхолаженных абиссальных донных вод, 4 — «ушеля» — проходы через срединные и другие океанические хребты и поднятия, через которые обеспечивается проникновение донных абиссальных потоков из одной котловины в другую

ническим котловинам сильно охлажденных и поэтому обладающих повышенной плотностью антарктических, в меньшей степени арктических вод Мирового океана. Важнейшую роль как рельефообразующий процесс приобретает осадконакопление, которое в частности, выступает на больших глубинах как фактор выравнивания рельефа. В тропических водах большую роль играют процессы формирования органогенных форм рельефа, обычно именуемых коралловыми рифами. Но в их формировании наряду с кораллами главное значение имеют известковые водоросли и некоторые другие рифообразующие организмы.

ТИХИЙ ОКЕАН

Тихий океан — крупнейший из океанов земли. Его площадь равна 178,68 млн км², объем — 723 699 км³. Это и самый глубокий океан. Его максимальная глубина (и всего Мирового океана), обнаруженная в Марианском глубоководном желобе, 11 022 м. Средняя глубина Тихого океана 3976 м, что также является наибольшей из средних глубин океанов. Тихий океан в большей степени, чем другие океаны, окружен окраинными морями. Дно Тихого океана (рис. 42) в структурно-геоморфологическом отношении



подразделяется на следующие планетарные морфоструктуры: подводные окраины материков; переходную зону; срединно-океанические хребты; ложе океана.

ПОДВОДНЫЕ ОКРАИНЫ МАТЕРИКОВ В ТИХОМ ОКЕАНЕ

Важнейшим элементом подводных окраин материков в океане является шельф. Максимальные площади шельфа приходятся на окраинные моря: Берингово, Охотское, Желтое, Восточно-Китайское и Южно-Китайское, Яванское. Шельф со стороны океана ограничен материковым склоном.

Берингово море. Около половины площади дна моря приходится на шельф, занимающий главным образом его северную часть. Он здесь имеет большую ширину (более 800 км) и относительно выровненный рельеф со следами деятельности флювиальных факторов и ледников. Следы этого реликтового рельефа смягчены последующей абразионно-аккумулятивной деятельностью. Крупнейшие затопленные речные долины известны в Анадырском заливе, в зал. Нортон — это продолжения современных долин Анадыря и Юкона, которые, возможно, сливались вместе на юго-западном участке шельфа, вблизи бровки материкового склона.

В северной и средней частях берингоморского шельфа известны поднятия дна, являющиеся пьедесталами о. Св. Лаврентия, Св. Матвея, Прибылова. Генетически и структурно они связаны со складчатой зоной, пересекающей берингоморский шельф с запада на восток и представляющей собой связующее звено между структурами Аляски и Чукотского полуострова. Поверхность шельфа покрыта главным образом песками и алевритом.

Материковый склон, ограничивающий берингоморский шельф с юга и юго-востока, сложен в основном осадками алевритового состава, местами имеет ступенчатый профиль и прорезан крупными подводными каньонами, из которых наиболее значительны Жемчуг, Прибылова, Берингов. Материковое подножие выражено в виде довольно однообразного и узкого аккумулятивного шлейфа.

Охотское море. Характерной особенностью подводной окраины материка в Охотском море является ее развитие на очень большой площади и распространенность на большие глубины. Нормальный шельф занимает северную часть моря и в виде узких полос протягивается вдоль Сахалина и Камчатки. Хорошо выраженным уступом прибрежный шельф отделяется от погруженного, занимающего всю центральную часть морского дна и простирающегося до глубин около 2000 м, где он резко ограничен

Рис. 42. Схематическая геоморфологическая карта Тихого океана:

- 1 — подводная окраина материков, 2 — глубоководный желоб, 3 — островная дуга, 4 — дно котловин окраинных морей, 5 — плоские абиссальные равнины, 6 — абиссальные холмы, 7 — хребты и возвышенности ложа океана, 8 — срединно-океанические хребты, 9 — разломы, 10 — рифты, 11 — конусы выноса мутьевых потоков

бровкой материкового склона. Крупные неровности поверхности погруженного шельфа — возвышенности Института океанологии, Академии наук СССР, впадины Дерюгина, ВНИРО, желоб Лебедь и др.

О том, что, несмотря на большие глубины, все это пространство дна представляет собой шельф, свидетельствуют континентальный тип земной коры под центральной частью Охотского моря и многочисленные реликтовые формы рельефа — речные затопленные долины, денудационные уступы и поверхности, формы останцового рельефа.

Материковый склон Охотского моря узкий и крутой. Он располагается между изобатами 2 и 3 км и сильно изрезан подводными каньонами и ложбинами стока мутьевых потоков. Материковое подножие представлено узким шлейфом продуктов сноса мутьевых потоков и оползневых масс.

Японское море. Здесь подводная окраина материка занимает сравнительно небольшую часть морского дна. Большой интерес представляет северная часть моря, соответствующая Татарскому проливу. За исключением мелководья, примыкающего к Амурскому лиману и протягивающегося в виде узкой полосы вдоль побережья Приморского края, значительная часть дна Татарского пролива представляет собой погруженный шельф, который прорезает крупная подводная долина. Вероятно, по ней в прошлом осуществлялся сток Амура. Материковый склон выражен в виде узкой полосы круто наклоненного дна. В целом подводная окраина здесь представлена погруженными мезозойскими структурами. У берегов Кореи шельф очень узкий и осложнен несколькими подводными долинами. Он выработан здесь в дислоцированном древнем фундаменте платформы.

Желтое и Восточно-Китайское моря. К югу от Корейского пролива простирается обширная шельфовая область, в тектоническом отношении представляющая затопленную часть Китайской платформы. Дно Желтого моря — плоская равнина, в значительной части сложенная песками — древним аллювием р. Хуанхэ. Узкий и сильно расчлененный материковый склон оконтуривает бровку шельфа Восточно-Китайского моря. Здесь, как и в Желтом море, обширные пространства дна заняты аккумулятивной равниной, образованной переотложенными аллювиальными продуктами рек Хуанхэ и Янцзы. На дне обоих морей в прибрежной полосе — приливные песчаные гряды.

Южно-Китайское и Яванское моря — следующий район широкого развития подводной окраины материка. На шельфе Яванского моря имеется так называемая Моленграфова система подводных долин (названная так по имени первооткрывателя). Ширина отдельных долин достигает 3—5 км; они пересекают шельф и уходят в глубоководную котловину Южно-Китайского моря. Часть затопленных речных долин имеет восточное направление, открываясь в области материкового склона.

Характерной особенностью Зондского шельфа, как и шельфа в

северной части Южно-Китайского моря, является широкое распространение коралловых построек — окаймляющих и барьерных рифов, бесчисленного количества коралловых островов и островков, а также приливных песчаных гряд и волн.

Материковый склон Южно-Китайского моря осложнен краевым плато (рис. 43), над поверхностью которого возвышается группа подводных гор; некоторые из них достигают уровня моря и надстроены деятельностью кораллов, образуют небольшие острова. Глубокая долина северо-восточного простираения отделяет от плато гряду возвышенностей, сопровождающих край плато.

К югу от о. Фрейзер шельф резко суживается, коралловые постройки больше здесь не встречаются. Поверхность шельфа выравнена, с отдельными выступами, обусловленными литологической неоднородностью герцинского складчатого фундамента. Отдельные участки шельфа расположены в пределах депрессионных структур и сложены слабо дислоцированными песчаниками и грубообломочными породами.

Новозеландский «микроконтинент». Своеобразную континентальную главным образом подводную морфоструктуру образует Новая Зеландия с ее обширными подводными окраинами (рис. 44). Новую Зеландию с ее подводными окраинами иногда считают седьмым континентом нашей планеты, отличающимся в принципе от остальных тем, что он более чем на 70% расположен под водой, и только небольшая его часть представляет собой сушу — о. Новая Зеландия (Леонтьев, 1984). Новая Зеландия и ее подводные окраины представляют собой единый мега-



Рис. 43. Структурно-геоморфологическая схема дна Южно-Китайского моря (по Турко):

1 — шельф, 2 — материковый склон, 3 — краевое плато, 4 — островной склон, 5 — горный рельеф дна котловины, 6 — плоские абиссальные равнины, 7 — Манильский глубоководный желоб

блок континентальной земной коры площадью около 4 млн км². Мощность земной коры здесь достигает 30—32 км, а на большей части мегаблока — превосходит 20 км. Практически со всех сторон мегаблок оконтуривается материковым склоном и окаймлен материковым подножием. Он состоит из нескольких крупных,

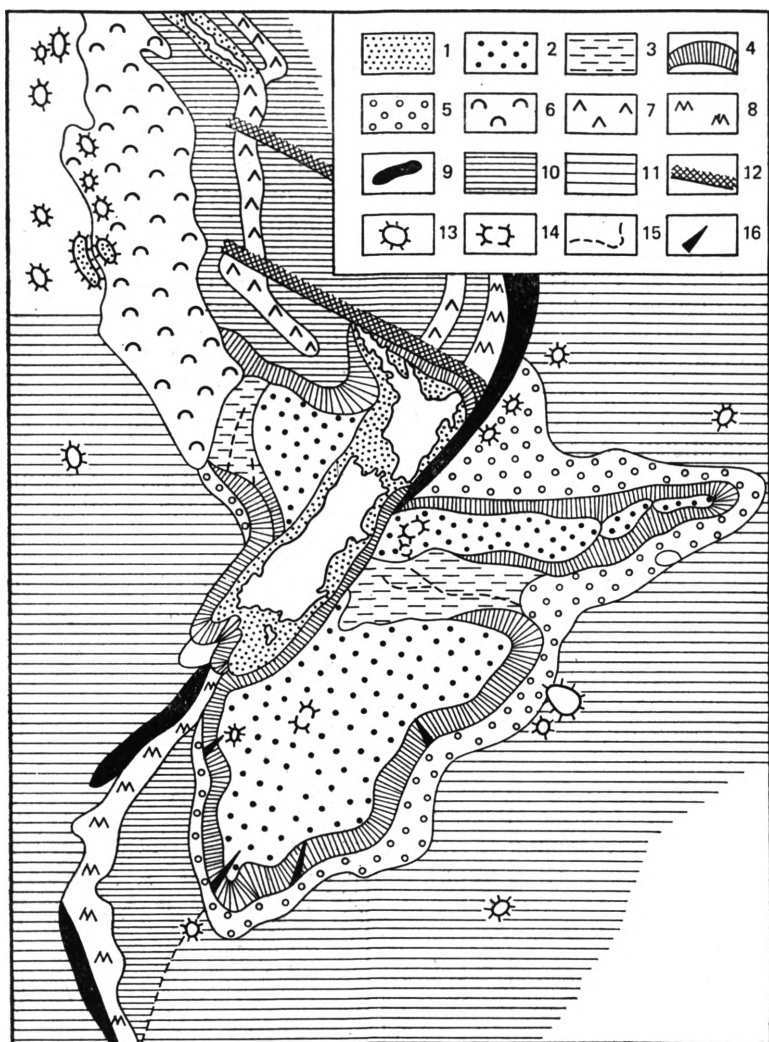


Рис. 44. Структурно-геоморфологическая схема Новозеландского «подводного континента»:

1 — шельф, 2 — погруженный шельф, 3 — суббатиальная впадина, 4 — материковый склон, 5 — материковое подножие, 6 — мезозойское складчатое сооружение (хр. Лорд-Хау), 7 — кайнозойские складчатые сооружения (хр. Норфолк и Колвилл-Лау), 8 — островные дуги, 9 — глубоководные желоба, 10 — котловины окраинных морей, 11 — ложе океана, 12 — зоны разломов, 13 — подводные горы, 14 — поднятия на шельфе, 15 — подводные долины, 16 — подводные каньоны

блоков. Центральное место занимают горы Новой Зеландии и ее подводная окраина. К востоку расположены плато Кэмпбелл и Чатем, которые следует рассматривать как погруженный шельф, и разделяющая их суббатиальная впадина Баунти. К западу от Новой Зеландии расположено плато Челенджер, к которому прилежит крупный подводный мезозойский хр. Лорд-Хау, сложенный дислоцированными и частично метаморфизованными породами, местами осложненными более поздними проявлениями вулканизма и разломами.

Кроме указанных особенностей весь этот мегаблок континентальной коры объединяет то, что на современном и на погруженных шельфах, и на дне суббатиальных впадин обнаруживаются многочисленные и разнообразные субаэральные формы рельефа.

Материковое подножие почти по всей периферии Новозеландского микроконтинента выражено хорошо и имеет вид наклонной аккумулятивной равнины, местами прорезаемой ложбинами стока мутьевых потоков.

Подводная окраина Антарктиды (Тихоокеанского сектора). Подводная окраина Антарктиды в Тихом океане, как и в других секторах, отличается глубоким положением шельфа и его бровки, а также тем, что значительная его часть перекрыта шельфовыми ледниками. Так, в м. Росса, самом крупном из антарктических морей Тихого океана, более половины площади моря перекрыто шельфовым ледником того же названия. Северная, лежащая вне шельфового ледника часть моря лежит на глубинах в основном более 500 м, а бровка шельфа проходит близко от изобаты 1000 м. Поверхность шельфа в целом характеризуется многочисленными неровностями, созданными либо в результате экзарационных процессов, действовавших в прошлом, когда здесь господствовали субаэральные условия (плиоцен — миоцен?), либо аккумулятивными процессами.

Материковый склон представлен уступами и наклонными равнинами — последние развиты на участках наиболее обильного поступления осадочного материала, например, вдоль выхода к открытому океану м. Росса, многочисленны следы действия гравитационных процессов, в том числе скопления подводно-оползневых масс. В связи с обильным поступлением терригенного материала из Антарктиды вдоль основания материкового склона очень сильно развито континентальное подножие в виде пологоволнистой наклонной равнины.

Подводная окраина Южной Америки в Тихом океане представлена узким шельфом и материковым склоном, имеющим различное строение на юге и в остальной части подводной окраины. На большем протяжении роль материкового склона здесь выполняет приконтинентальный борт глубоководного желоба. Вдоль тихоокеанского побережья Южной Америки протягиваются два глубоководных желоба — Чилийский и Перуанский.

Выделяется южный отрезок подводной окраины, соответствующий побережью южного Чили. Здесь шельф несколько расширя-

ется, а его рельеф к югу все в большей степени обнаруживает следы воздействия четвертичного оледенения.

К югу от параллели 45° шельф со стороны океана ограничен материковым склоном, бровка которого находится на глубинах, близких к 200 м. Склон имеет вид эскарпа, на некоторых участках осложнен ступенями. Особенно значительна ступень, располагающаяся непосредственно к югу от Огненной Земли. Склон расчленен несколькими подводными каньонами. Материковое подножие слабо выражено примерно до параллели 50° , южнее постепенно расширяется, приобретая вид наклонной равнины шириной до 50 км.

Подводная окраина Центральной Америки и Мексики. Узкий шельф со стороны океана ограничивается крутым и уходящим на большую глубину склоном центральноамериканского глубоководного желоба, который представляет собой структуру не подводной континентальной окраины, а переходной зоны. Большая часть шельфа имеет структуру прогиба, выполненного осадочными дислоцированными породами, а вдоль его бровки протягивается погребенное поднятие.

Подводная окраина Северной Америки — узкий выравненный шельф, ограниченный уступом на глубине 1000—1500 м. Поверхность этого уступа пререзает ряд подводных каньонов, в устьях некоторых из них (Коронадо, Ля-Холья, Редондо и др.) имеются крупные конусы выноса. Западнее этого уступа простирается широкий пояс подводной окраины континента, характеризующийся исключительно расчлененным рельефом. Крупные платообразные возвышенности угловатых очертаний с резко выраженными склонами-уступами чередуются здесь с замкнутыми впадинами, глубины которых достигают 2500 м. Такой рельеф получил название «континентального бордерленда».

В строении шельфа вдоль северо-западной окраины США также важное участие играют разломы. Узкий шельф пререзают подводные долины, наиболее значительная из них — р. Колумбия, которая на материковом склоне переходит в подводный каньон Астория. Другая крупная подводная долина — в проливе Хуан-де-Фука, ее продолжением служит подводный каньон Найтинат. Четко выраженный материковый склон на описываемом протяжении от м. Мендосино — места выхода рифтовой долины в океан и до о. Королевы Шарлотты — расчленен многочисленными подводными каньонами, имеющими явно тектоническое заложение. Своеобразно здесь материковое подножие. Оно состоит из ряда крупных подводных конусов — Астории, Найтинат и более мелких, причем эти конусы формируются на восточной периферии котловины Каскадия, огражденной с запада фрагментами срединно-океанического хребта.

Шельф Британской Колумбии и южной Аляски существенно отличается от шельфа Калифорнии и Орегона. Здесь берег имеет фиордовое расчленение, и на шельфе ярко выражены продолжения фиордов в виде подводных долин ледникового генезиса.

В Тихом океане переходная зона выражена наиболее полно по сравнению с другими океанами.

Алеутская переходная область состоит из глубоководной котловины Берингова моря, Алеутской островной дуги и одноименного глубоководного желоба. Котловина Берингова моря разделяется на три меньших котловины — Камчатскую (4420 м), Алеутскую (3872 м) и Бауэрс (4097 м). Первые две разделены подводным хр. Ширшова, котловину Бауэрс отделяет от Алеутской хр. Бауэрс. Днища котловин представляют собой плоские абиссальные равнины, образовавшиеся благодаря аккумулятивному выравниванию, т. е. погребению неровностей рельефа под мощной толщей осадков и вулканогенно-осадочных отложений (3—4 км).

Хребет Ширшова рассматривают как возможное ответвление Корякского нагорья, отмечаются его массивность и постепенное погружение к югу. На южном окончании хребта выделяется цепочка подводных гор, видимо вулканического происхождения.

Алеутская островная дуга — мощный подводный хребет длиной более 1700 км, с многочисленными насаженными на его гребень вулканами, образующими острова. На востоке он переходит в Аляскинский хребет. Представляя собой линейно ориентированное сводовое поднятие океанической земной коры, он одновременно разбит на отдельные глыбы, осложненные в свою очередь вулканическими аппаратами.

Алеутский глубоководный желоб — узкая замкнутая впадина, протягивающаяся вдоль южного подножия Алеутской дуги на протяжении более 4100 км, при максимальной глубине 7822 м, наиболее четко оконтуренная изобатой 5000 м. Крутые склоны изрезаны подводными каньонами. Дно плоское, за счет накопления толщи осадков, мощность которых составляет 1,5—2 км. Как и другие глубоководные желоба, Алеутский представляет собой выход на земную поверхность зоны Бениофа — Заварицкого, вытянутой вдоль Алеутской дуги и прослеженной на глубину более 300 км. Обращает на себя внимание быстрое (в течение плиоцен-четвертичного времени) разрастание желоба в восточном направлении, о чем можно судить по современной изоляции плиоценового Алеутского конуса выноса от его бывших источников питания.

Курило-Камчатская переходная область охватывает Южно-Курильскую котловину Охотского моря, Курило-Камчатскую островную дугу и одноименный глубоководный желоб. Небольшая по площади Южно-Курильская котловина, в отличие от остальной части дна Охотского моря, подстилается земной корой субокеанического типа, с мощностью осадочного слоя до 5 км. В западной части она существенно меньше. Если на большей части площади дна этой котловины рельеф представляет собой плоскую равнину аккумулятивного выравнивания, то на юго-

западной окраине он представлен горными и холмистыми формами расчленения.

Курильская островная дуга состоит из двух параллельных хребтов — внутреннего и внешнего. Внутренний хребет протягивается почти непрерывно от Хоккайдо до южной оконечности Камчатки и далее на ее север. Как и многие другие островные дуги, Курильская представляет собой в основе линейно ориентированное сводовое поднятие; это складчатое сооружение, разбитое поперечными или диагональными разломами на отдельные блоки, разделенные нередко глубокими грабенами и осложненные многочисленными вулканами. Такими грабенами, в частности, являются впадины проливов Фриза, Крузенштерна, Буссоль.

Мощность земной коры, по сейсмическим данным, под Курильской дугой от 10 км в средней части до 20—30 км на севере и юге. При этом под средней частью дуги кора субокеаническая, на южном и особенно северном отрезках — субконтинентальная или даже местами континентальная, с гранитным слоем до 7 км мощности. Мощность осадочно-вулканогенного слоя от 1 до 9 км.

Внешний хр. Курильской дуги на юге начинается хр. Малых Курильских островов, переходя далее в подводный хребет Витязя. Последний прерывается напротив прол. Буссоль, в дно которого врезан глубокий подводный каньон, являющийся грабеном.

Между внешней и внутренней грядями Курильской островной дуги располагается продольная депрессия, выстланная осадками, с максимальной глубиной моря до 2000 м. С внешней стороны хр. Витязя располагается глубоководный Курило-Камчатский желоб, глубина которого 9717 м. Дно желоба за счет накопления в нем осадочных образований представляет собой узкую (до 10 км) абиссальную плоскую равнину, морфология его северо-западного и юго-восточного бортов существенно различна. Северо-западный борт — это продолжение склона островной дуги, он в несколько раз выше юго-восточного, расчленен многочисленными каньонами и желобами стока мутьевых потоков. На нем, в пределах глубин 3000—4000 м выделяется несколько площадок, так называемых «глубоководных террас» или «седиментационных ступеней», которые, вероятно, связаны со ступенчато-сбросовым характером структуры этого борта.

Японская переходная область включает глубоководную котловину Японского моря, горные сооружения Японских островов, Японский и Нанкайский глубоководные желоба. Дно котловины Японского моря имеет сложное строение. Здесь отмечен ряд подводных хребтов и возвышенностей. В центре котловины возвышаются хр. Северный и Южный Ямато, разделенные узкой межгорной впадиной.

Горы Ямато, как полагают, связаны генетически и структурно с горной системой Оки в южной части котловины, представляющей собой как бы отрог горного сооружения о. Хонсю. К западу от Ямато расположены подводные возвышенности — Криштофовича, Уллындо и Восточно-Корейская. Это подводные плато, с от-

носителем выравненными вершинными поверхностями, являющимися как бы обломками Корейского щита. Земная кора континентальная, с участием гранитоидов в ее строении. Другие положительные формы рельефа дна котловины — возвышенности Первенец, хр. Богорова, Мусаси — вулканического происхождения.

Упомянутые положительные формы рельефа делят дно япономорской котловины на несколько бассейнов или «субкотловин». Это прежде всего Центральная, занимающая среднюю и северную часть глубоководной котловины. Между возвышенностью Ямато и о. Хонсю расположена субкотловина Хонсю, на крайнем юге — Цусимская. Наибольшая глубина (3699 м) приурочена к Центральной котловине. На большей части площади дна япономорской котловины распространены плоские и волнистые абиссальные равнины, связанные с аккумуляционным выравниванием. Над этими ровными поверхностями выступают отдельные подводные горы вулканического происхождения. Характерны узкие щелеобразные депрессии, связанные с дизъюнктивными дислокациями. Дно глубоководной котловины сложено субокеанической земной корой.

Японские острова, в отличие от рассмотренных ранее Алеутской и Курильской островных дуг, представляют собой крупный массив суши, формирование которого, по-видимому, началось очень давно. Среди горных формаций, слагающих Японию, известны нижнепалеозойские (а возможно, даже протерозойские) дислоцированные формации. О большей древности Японской островной дуги свидетельствует также и меньшая ее вулканическая активность. Формирование протекало в течение ряда этапов, или эр, горообразования. В результате здесь сформировалась хорошо выраженная континентальная земная кора мощностью 40—42 км, при толщине базальтового слоя 17—28 км и хорошо выраженном «гранитном» слое.

Японский глубоководный желоб протягивается вдоль северо-восточного побережья о. Хонсю, его максимальная глубина 8412 м. Таким образом, этот желоб сопровождает только часть Японской островной дуги. Другая, юго-западная ее часть, совсем другого простиранения структур, является продолжением системы Рюкю. Границей между этими двумя частями о. Хонсю является так называемая «Фосса магна» — сложный грабен, возникший в результате интенсивного дробления поперечного сводового поднятия.

Юго-западную часть островной дуги сопровождает желоб Нанкай или Кюсю. Рельеф Японского желоба характеризуется ступенчатостью западного склона, большей высотой и крутизной по сравнению с его восточным бортом. На западном борту в связи с проводившимся здесь глубоководным бурением выявлены серия косых разломов и значительное развитие оползневых процессов.

Вдоль западного борта желоба ярче, чем это было отмечено для Курильского желоба, выражены «глубоководные террасы». Дно желоба — узкая плоская равнина шириной 10—20 км, местами же поперечный профиль принимает U-образный вид, благодаря смыканию подножий западного и восточного бортов желоба.

Нансейская переходная область включает глубоководную впадину Восточно-Китайского моря, островную дугу Рюкю (Нансей) и одноименный глубоководный желоб. Глубоководная впадина Восточно-Китайского моря с широким дном, занятым плоской абиссальной равниной, здесь же отмечается максимальная ее глубина (—2719 м). Северная часть дна котловины имеет холмистый и мелкогорный рельеф. Максимальная глубина глубоководного желоба Нансей —7790 м. Островная дуга Рюкю протягивается на 1200 км от о. Кюсю до Тайваня. Строение земной коры под этой дугой близко к типу континентальной коры. Острова группируются в несколько кулисообразно расположенных групп (Осуми, Окинава и др.) Они представляют собой либо сохранившиеся, либо полуразрушенные вулканические сооружения; тип изверженных продуктов преимущественно андезитовый. Имеются и подводные вулканы, среди них — Ио, сформировавшийся в результате подводного извержения в 1934 г., восточнее одноименного острова (Апродов, 1982).

Индонезийская переходная область — очень сложная по геоморфологическому и геологическому строению и весьма обширная область, охватывающая Южно-Китайское и индонезийские моря, с многочисленными островными дугами и глубоководными желобами (рис. 45).

Самая крупная здесь — котловина Южно-Китайского моря. Южная ее часть имеет горный рельеф и относительно мелководна. Характерны коралловые постройки, многочисленные подводные горы преимущественно вулканического происхождения. В основе этой части дна моря лежат альпийские складчатые структуры (Апродов, 1982). Основная глубоководная часть котловины характеризуется выравненным рельефом, образовавшимся благодаря накоплению мощной толщи осадков. Основное поле глубин здесь более 4000 м, максимальная — 5560 м. Юго-западная часть дна котловины представляет конус выноса мутьевых потоков.

Над выравненной поверхностью аккумулятивной донной равнины возвышается несколько очень резко выраженных вулканических подводных гор.

Вдоль восточной окраины котловины параллельно побережью Филиппинских островов протягивается Манильский глубоководный желоб (5377 м) — один из примеров внутренних глубоководных желобов.

Филиппинская островная дуга и о. Тайвань, ограничивающие описываемую переходную область, подобно Японским островам, представляют сложно построенные горные страны. В ядре складчатых структур, составляющих Филиппины и сформировавшихся в мелу — неогене, на ограниченном пространстве выходят верхнепалеозойские породы, но основную часть их поверхности составляют сильно дислоцированные палеогеновые и неогеновые отложения, — в горах выходы миоценовых гранитов и верхнемеловых и палеогеновых ультраосновных пород. И те и другие в большинстве случаев образуют наиболее высокие части горных хребтов.

Существенную роль в геоморфологическом строении Филиппин играют разломы, из них Главный Филиппинский орографически прослеживается на всем протяжении архипелага. С разломами связаны крупные молодые вулканические образования. Это, прежде всего, вулканические излияния базальтовых и андезитовых лав, образующих наиболее крупные лавовые плато на о. Лусон, Негрос и Минданао, и многочисленные вулканы (более 40), из них 10 действующих.

Судя по простирациям структур и общим чертам геологического строения, Филиппины представляют собой результат слияния

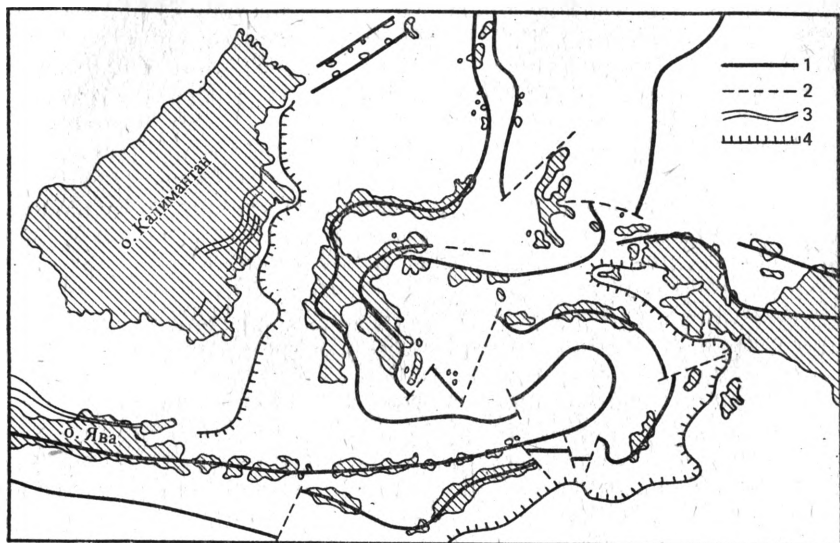


Рис. 45. Островные дуги Индонезийской переходной области:
1 — оси островных дуг, 2 — разломы, 3 — альпийские складчатые хребты Калимантана и северной Явы, 4 — бровка шельфа

нескольких разновозрастных островных дуг. В южной части архипелага две такие дуги приобретают юго-западное простираение и представляют собой связующие звенья, соединяющие геоструктурные области Филиппин и Калимантана. Это островные дуги Палаван и Сулу, ограничивающие с северо-запада и юго-востока морскую котловину Сулу с максимальной глубиной 5576 м. К югу от о. Сулу расположена еще более глубокая котловина моря Сулавеси (5924 м), имеющая аналогичное строение дна.

Остров Сулавеси всегда поражал географов своими необычными очертаниями, которыми он обязан своему образованию в результате срастания двух островных дуг. Одна из них дуга о. Сангihe — Сулавеси. Она образует горные хребты севера и запада этого острова, достигая абс. выс. 3455 м. Здесь выходят на поверх-

ность гранитные интрузии кайнозойского возраста. Суженная центральная часть Сулавеси также гориста, хотя она по своему положению тяготеет к депрессионной межостровной зоне, выраженной в рельефе дна Северным и Южным Целебесскими заливами, с глубинами до 4000 м и субокеаническим типом земной коры. Восточный и юго-восточный выступы Сулавеси по геологическому строению относятся к Восточно-Целебесской дуге, являющейся одним из звеньев внешней островной дуги Банда или Молуккской дуги. Для восточной части Сулавеси характерны также выходы офиолитов и яркие проявления разрывной и надвиговой тектоники.

По последним геотектоническим представлениям, истоки которых находят в работах Г. Штилле, к востоку от Сулавеси выделяется своеобразный структурный элемент «шпора Сула», которую считают глыбовой структурой — отделившейся частью Австралийской материковой платформы. Геоморфологически она выражена в виде подводного хребта. Уменьшенной копией Сулавеси является расположенный севернее «шпоры Сула» о. Хальмагера, несущий на себе около 10 действующих вулканов и характеризующийся, как и восточный Сулавеси, выходами офиолитов. Возможно, что это часть островной дуги сдвинута по разломам в восточном направлении.

Подобные сдвиги, видимо, очень характерны для структур Индонезийского архипелага, на что еще обращали внимание Кюнени и Умбгров (см. рис. 45).

Важнейший структурно-геоморфологический элемент описываемой переходной области — островная дуга Зондских островов. Это самое крупное сосредоточие действующих вулканов на Земле — более 170 действующих, в том числе такие, как известные своими катастрофическими извержениями Тамбора и Кракатау. Одновременно это одна из наиболее сейсмичных областей Земли. Эпицентры землетрясений приурочены к четко выраженной зоне Бениофа — Заварицкого, место выхода которой на земную поверхность маркируется Зондским желобом, зона уходит в недра земли на глубину порядка 700 км.

Филиппинская или Марианская переходная область. Обширное Филиппинское море, одно из самых крупных по площади (5726 тыс. км²) с окружающими его островными дугами и глубоководными желобами, несомненно, представляет собой также одну из наиболее сложно построенных переходных областей. На западе эта переходная область ограничена Нансейским и Филиппинским глубоководными желобами, а с востока — системой глубоководных желобов Идзу — Бонинского, Волкано, Марианского, Яп и Палау.

Важнейший орографический элемент дна Филиппинского моря — хр. Кюсю-Палау, начинающийся на юге моря островной дугой Палау, а на севере — срезающийся глубоководным желобом Кюсю. Он делит основную часть дна моря на две котловины — Филиппинскую на западе и Паресе-Вела на востоке. Последняя с

востока ограничена Западно-Марианским хребтом, еще восточнее лежит Марианская островная дуга, а лежащая между ними котловина называется Марианской.

Дно Филиппинской котловины имеет преимущественно абиссально-холмистый рельеф. Южная часть котловины характеризуется холмистым рельефом, а с запада ограничена одним из наиболее глубоких желобов — Филиппинским (максимальная глубина 10 265 м). Абиссальные холмы имеют вид гряд северо-западного простиранья.

Филиппинский желоб — широкий (до 150 км), со сложно расчлененными бортами и плоским дном, выстланным толщей осадков алевритового состава с высоким содержанием пеплового материала.

Западно-Марианский хребет — вулканический. Это, по-видимому, внутренняя дуга Марианской системы, тогда как Марианская котловина вместе с расположенной севернее небольшой узкой котловиной Бонин — аналог Балийской впадины. Внешняя дуга Марианской системы — также вулканический хребет, отдельные вулканы выступают вершинами над уровнем океана, образуя одноименные острова. Северное продолжение этого хребта — вулканические дуги Волкано и Идзу-Бонин.

К югу от Марианского желоба кулисообразно по отношению к нему и друг к другу расположены желоба Яп (8850 м) и Палау (8069 м) и ассоциирующиеся с ними короткие островные дуги, имеющие те же названия.

Меланезийская, или Австралонезийская переходная область. К востоку от Австралии расположена очень сложно построенная переходная область, которую можно назвать Меланезийской, поскольку она почти полностью совпадает пространством с Меланезией, или Австралонезийской, понимая под Австралонезией обширную область, охватывающую острова Меланезии и обширные моря, их разделяющие.

Описываемая область на северо-западе начинается Новой Гвинеей, большая часть которой представляет часть Австралийского материкового выступа. Северная часть этого гигантского острова — альпийское складчатое горное сооружение, состоящее из Береговых хребтов и Центральных гор Новой Гвинеи. Последние характеризуются большой высотой (до 5000 м), в стержневой части имеют даже фирновые льды и отдельные каровые ледники. Главный их элемент — это хр. Сентрал-Райндж. В позднем плейстоцене (условно — в вюрмское время) снеговая граница здесь опускалась до высоты 1700 м над ур. океана, в связи с чем до этой изогипсы имеют распространение древние ледниковые формы.

Береговые хребты северной Новой Гвинеи — аналог островной дуги, примыкающей на всем своем протяжении к материковой морфоструктуре. Это эвгеосинклинальное горное сооружение, рельеф которого сформировался в плиоцен-плейстоцене за счет мощных вертикальных движений.

Островная дуга Новой Британии — островов Адмиралтейства

необычна также тем, что окаймлена двумя системами глубоководных желобов — Восточно-Меланезийским с севера (глубина 7208 м) и Новобританским с юга (глубина 8320 м). Последний сопрягается с Бугенвильским — одним из наиболее глубоких — глубоководным желобом (9103 м).

К востоку от Новой Британии протягивается сложное горное сооружение Соломоновых островов. Это двойная островная дуга, состоящая из крупных островов Бугенвиль, Гуадалканал и других, имеющих резко выраженный горный рельеф с отдельными пиками-вулканами, достигающими высот более 2000 м, а Бугенвиль даже 3127 м. В строении сбросово-складчатых хребтов этих островов принимают участие породы кристаллического основания, включая ультрабазиты и кристаллические сланцы, палеогеновые вулканы, миоценовые и плиоценовые известняки и граувакки, четвертичные лавы, коралловые известняки. Между северной (внешней) и южной (внутренней) дугами располагается желобобразная депрессия с глубиной, близкой к 2000 м. Обе дуги окаймлены с юга и с севера депрессиями, близкими по строению к глубоководным желобам, или настоящими глубоководными желобами.

Кулисообразно по отношению к дуге Соломоновых островов расположена Новогвинеидская островная дуга, ориентированная почти меридионально. Эта тоже двойная в северной своей части дуга, состоящая из вулканических островов с поднятыми рифовыми известняками.

У о. Мэтью — самого южного из Новогвинеидских островов — начинается подводный хр. Хантер, продолжающий Новогвинеидскую дугу, но резко отклоняющийся к северу. Параллельно ему изгибается и глубоководный желоб, который вскоре затухает.

Обширное мелководье, окружающее о. Фиджи (так называемые «Воды Блая»), характеризуется широким развитием коралловых построек и рыхлых коралловых отложений. Расположенная к северу от Новогвинеидской островной дуги Северо-Фиджийская котловина имеет крупнохолмистый, преимущественно грядово-холмистый рельеф дна и по геофизическим данным относится к областям с развитием океанической земной коры, с малой мощностью осадков. С севера эта котловина отделена глубоководным желобом Витязя.

Обширная область, расположенная между хр. Лорд-Хау на западе и желобами Кермадек и Тонга на востоке, отличается исключительно сложным строением рельефа дна. Вдоль западного подножия хр. Лорд-Хау протягивается узкая и глубокая Новокаледонская котловина (максимальная глубина 3855 м), выполненная продуктами эрозии островной суши. С востока она обрамляется хр. Норфолк, переходящим в поднятие о. Новой Каледонии. Геоморфологически этот остров представляет собой низкогорную страну (высоты 600—1000 м), сложенную ультраосновными породами, базальтами, метаморфическими дислоцированными и осадочными породами (эоцен, мезозой, верхний палеозой).

Многое говорит о том, что Новая Каледония — остаток суши, погрузившейся в недавнее время, а также, вероятно, и сам хр. Норфолк, поскольку геофизические исследования показывают, что он сложен земной корой континентального типа, тогда как на дне Новокаледонской котловины земная кора субокеанического типа. Строгая параллельность Норфолка хр. Лорд-Хау позволяет предполагать, что эти структуры развивались сопряженно и, возможно, имеют одинаковый возраст.

Новая Каледония окаймлена барьерным рифом как с юго-запада, так и с северо-востока, имеющим общую длину несколько сотен километров. Это один из крупнейших барьерных рифов мира.

Хребет Тре Кингс своим южным окончанием примыкает к континентальной окраине Новой Зеландии и, возможно, как-то генетически связан с вулканическими структурами Норт-Окленда. От тектонического района Саут-Окленд, занимающего центральную часть Северного острова Новой Зеландии, отходит на север еще один подводный хребет субмеридионального простирания — Колвилл-Лау, который своим северным окончанием причленяется к мелководью «Воды Блая». В северной своей части он увенчан грядой островов Лау, из которых часть вулканические, а остальные сложены коралловыми кайнозойскими известняками.

Узкая котловина Лау имеет холмистый рельеф дна, преобладают грядовые формы абиссальных холмов, ориентированные с юго-запада на северо-восток, т. е. под углом к простиранию окаймляющих котловину хребтов, в южной части котловина перегорожена подводным порогом, отделяющим от нее впадину Хавр, глубиной более 3 км.

Самый восточный орографический элемент описываемого региона — хр. Кермадек — Тонга, представляющий собой гигантскую островную дугу, вытянутую более чем на 2000 км. Правильнее говорить о двух островных дугах — Кермадек и Тонга, так как посередине между названными архипелагами имеется седловина, в пределах которой вулканов нет, тогда как обе островные дуги представляют собой типичные для этих структур вулканические хребты. Островная дуга Тонга двойная. Внешнюю гряду образуют невулканические известняковые острова, в том числе самый крупный — Тонгатапу. Самые древние датированные породы на этом острове — эоценовые (известняки, залегающие на вулканическом фундаменте). Западная, внутренняя дуга островов — вулканическая.

Желоба Тонга и Кермадек — одни из наиболее глубоководных. Глубины в каждом из них более 10 км. На восточном борту Тонга расположена плосковершинная подводная гора Каприкорн. Поперечный профиль каждого из желобов резко асимметричный — западный борт высокий, восточный значительно ниже. Дно занято узкой абиссальной равниной.

Коралловое и Тасманово моря занимают особое место в охарактеризованном выше регионе. Наиболее существенные

особенности — их большие размеры, большие глубины (до 5 км, не считая глубоководных желобов, в Коралловом море и до 6 км в Тасмановом), океанический тип земной коры, особенности рельефа дна, а именно преимущественное распространение рельефа абиссальных холмов. Все эти черты заставляют предполагать, что оба названных моря в геологическом и геофизическом отношении представляют собой не моря переходной зоны, а реликты ложа океана, оказавшиеся изолированными от океана вследствие тектонических процессов, развивающихся в переходной зоне. В этом убеждают нас также особенности расположения глубоководных желобов и зон Бениофа — Заварицкого.

Переходная область бассейна Эмералд. К юго-западу от плато Кемпбелл, представляющего часть подводной окраины Новозеландского «микроконтинента», расположена морская котловина, получившая название бассейна Эмералд. Она отделена от Тасманова моря подводным хр. Макуори, представляющим собой островную дугу. Об этом свидетельствуют и его морфологические черты, и вулканический генезис, но главное, что он с внешней стороны сопровождается глубоководными желобами. На севере это желоб Пюисегюр (5988 м), на юге — Хьёрт (6212 м). Самую высокую часть этой островной дуги образует о. Макуори, сложенный базальтовыми вулканитами, габбро и в северной части перидотитами.

Дно котловины Эмералд характеризуется горным и абиссально-холмистым рельефом, океаническим или субокеаническим типом земной коры. Имеются отдельные подводные горы до 2,5 км высоты. В северной части бассейна параллельно островной дуге протягивается желоб Саландер. Максимальная глубина бассейна Эмералд — около 4,5 км. По данным глубоководного бурения, мощность миоценовых отложений здесь несколько сот метров, четвертичных — около 100 м. Из этого видно, что Эмералд прежде всего осадочный бассейн и он не имеет ничего общего в своем геологическом строении и в морфологии с зонами рифтогенеза.

Переходные области западной части Тихого океана представлены неполным комплексом форм, мегарельефа, обычным для этих областей. Здесь отсутствуют глубоководные окраинные бассейны, нет островных дуг, имеются лишь глубоководные желоба — Чилийский, Перуанский и Центральноамериканский. Активный вулканизм здесь сосредоточен в сложно построенных береговых хребтах Анд в Южной Америке и прибрежных вулканических кордильерах Центральной Америки.

Наиболее крупный морфологический элемент переходной зоны здесь — Чилийский желоб. Это узкая крутостенная желобовидная депрессия, склоны сильно иссечены ступенями и подводными каньонами, дно очень узкое, осадки в северной его части либо отсутствуют, либо образуют очень маломощный покров. Максимальная глубина (8069) м также приходится на его северную часть. Невысокой поперечной перемычкой напротив северо-восточного окончания океанического хр. Наска Чилийский желоб отделяется

от расположенного севернее Перуанского. К югу Чилийский желоб протягивается вплоть до окончания Огненной Земли, где еще сохраняются глубины 4200—4500 м.

Перуанский желоб имеет заметно меньшую глубину (до 6601 м). На север он протягивается почти до основания Панамского перешейка. Морфологически он подобен Чилийскому, являясь его продолжением.

Оба желоба, по существу, представляют собой узкую полосу выхода на земную поверхность зоны Бениофа — Заварицкого, имеющую здесь максимальную протяженность (приблизительно от 5° с. ш. до 55° ю. ш.) с очень высокой плотностью эпицентров землетрясений. При этом отмечается очаговый характер сильных землетрясений (7—9 баллов). Наибольшая часть таких очагов приурочена к северной части Чилийского желоба.

Центральноамериканский глубоководный желоб протягивается от Панамского перешейка до подступов к Калифорнийскому заливу, где он ограничен рифтовой зоной Восточно-Тихоокеанского поднятия. Максимальная глубина желоба 6480 м. Морфологически он похож на Перуанский или Чилийский.

СРЕДИННО-ОКЕАНИЧЕСКИЕ ПОДНЯТИЯ ТИХОГО ОКЕАНА

Планетарная система срединно-океанических хребтов и поднятий в Тихом океане представлена морфологически широкими и сравнительно слабо расчлененными Южно-Тихоокеанским (ЮТП) и Восточно-Тихоокеанским (ВТП) поднятиями, протягивающимися непрерывно от юго-западной условной границы Тихого океана — 147 меридиана южной широты между Тасманией и Антарктидой — до Калифорнийского залива включительно. Севернее 40° с. ш. к западу от побережий штата Орегон (США) и Британской Колумбии (Канада) расположены хребты Горда, Хуан-де-Фука и Эксплорер, которые имеют все характерные морфологические черты срединно-океанических хребтов, т. е. рифтовую долину, сравнительно небольшую ширину флангов и интенсивную их расчлененность.

Морфология ЮПТ и ВПТ в общем идентична. Осевую часть поднятий образует узкая гряда, что, очевидно, связано с остыванием магматических масс при трещинных извержениях. Рифтовая структура здесь выражена слабее, чем в Атлантике и в Индийском океане.

Рифтовая зона (зона спрединга) в Восточно-Тихоокеанском поднятии как на продольном, так и на поперечных профилях выглядит как очень пологая возвышенность. Это объясняется тем, что вопреки ранее принятым представлениям сплошная зона спрединга здесь отсутствует, а все поднятие как бы состоит из серии пологих куполов, каждый из которых ограничен от соседних линиями поперечных разломов. При этом «центр спрединга» приурочен к средней части купола, примерно на равных расстояниях от ограничивающих с севера и с юга разломов. Каждый из таких

куполов рассечен по общему простиранию поднятия кулисообразно расположенными короткими разломами. Причем из трещины, рассекающей вершину, центр купола, изливаются мощные лавовые потоки, формирующие их покровы из более глубинных базальтов, которые перекрываются по периферии подушечными лавами. Эти сравнительно крупные купола, вершины которых отстоят на расстоянии 200—300 км, в свою очередь состоят из более мелких куполов. Таким образом, по образному выражению Ж. Франшто (1983), срединно-океаническое поднятие, вернее, его рифтовая зона — «не колоссальная фабрика по производству океанической коры, а сеть небольших мастерских». Это цепочка центров спрединга, «которые могут оставаться неизменными очень долго».

Ширина фланговых зон, которые имеют в общем сравнительно мало расчлененный рельеф, весьма велика, что определяет общую ширину срединно-океанического поднятия (до 1200 км) с перепадами глубин всего порядка 500 м. Однако оба описываемых поднятия секутся вкрест простирания мощными зонами разломов, выраженными в виде серий сопровождающих друг друга узких горстовых хребтов и впадин-грабен. В этих зонах, которые и являются границами описанных выше пологих куполов осевой зоны ВТП и ЮТП, перепады глубин весьма велики, составляя несколько тысяч метров. Границей между ЮТП и ВТП является зона разломов Элтанин, где глубины в отдельных грабенах превосходят 5 км, а глубина над наиболее крупными горами уменьшается до 900—800 м. Поперечные крупные разломы секут поднятия через каждые 200—300 км, что и определяет сравнительно ритмичное чередование куполов — «центров спрединга». Выкроенные по разломам сегменты значительно сдвинуты относительно друг друга в латеральном направлении. Гребневая зона ВТП характеризуется также наличием вулканических гор.

В последнее десятилетие выявлена еще одна зона рифтогенеза — Галапагосская, представляющая собой ответвление от рифтовой зоны ВТП. В западной ее части вырисовывается четко выраженная рифтовая долина, начинающаяся впадиной Хесса (5469 м), продолжающаяся через бассейн Панамской котловины, что, однако, мало согласуется с морфологией рельефа дна этой котловины.

Там, где ВТП пересекается Чилийской зоной разломов, от этого поднятия ответвляется, протягиваясь в юго-восточном направлении, Чилийское поднятие — одно из звеньев планетарной системы срединно-океанических хребтов. Здесь хорошо выражена гребневая зона, с отрезками рифтовых долин; по сейсмическим и геотермическим признакам Чилийское поднятие также соответствует понятию срединно-океанического хребта. Поднятие разбито многочисленными поперечными разломами, сегменты поднятия, выкроенные по этим разломам, сильно сдвинуты относительно друг друга в широтном направлении.

Последнее звено мировой рифтовой системы в Тихом океане образует комплекс коротких рифтовых хребтов к северу от

40° с. ш., вблизи западного побережья Северной Америки. Самый южный из них — хр. Горда. Его рифтовая зона имеет меридиональное простираие и состоит из двух рифтовых хребтов — Феникс и Эсканаба, глубина над вершинами которых достигает 1200—1600 м, и рифтовой долины Эсканаба с глубинами до 3200—4000 м.

Стенки рифтовой долины состоят из многочисленных, смещенных по сбросам блоков, наклоненных от оси долины, а угол падения сбросов около 30°. Ле Пишон и его соавторы считают, что профиль долины Эсканаба очень характерен для рифтовых зон своим медленным «раскрытием».

Хребт Горда с севера сечется разломом Бланко, и следующее звено срединно-океанического хребта — хр. Хуан-де-Фука смещен относительно хр. Горда к западу. Наконец, третье звено — хр. Эксплорер, имеющий также типично рифтовую структуру, по безымянному разлому также смещен в западном направлении.

Из обзора срединно-океанических хребтов Тихого океана следует, что морфология осевой зоны срединно-океанических хребтов зависит от скорости раскрытия рифта. Наряду с современными срединно-океаническими поднятиями существуют «неактивные», — видимо, в настоящее время уже отмершие или отмирающие. Очевидно, что становление системы срединно-океанических хребтов — процесс не непрерывный и не «разовый», что объясняет отмечавшееся прерывистое строение «зоны спрединга». Последняя не является сплошной, а вырисовывается на продольном профиле в виде серии куполообразных поднятий, отстоящих друг от друга на 200—300 км, и более мелких куполов, осложняющих строение этих крупных поднятий. Поскольку наиболее вероятной точкой зрения на образование срединно-океанических хребтов является гипотеза «мантийного диапира», т. е. вспучивания коры в результате подъема материала мантии, можно допустить, что такое вспучивание могло происходить не обязательно в современной рифтовой зоне, а на каких-то участках, лежащих правее или левее, или вообще в стороне от современной оси срединно-океанического хребта. Затем, видимо, происходит залечивание образующегося рифта прежде всего застыванием магматического материала, если не происходит дальнейшего подъема «мантийного диапира» на данном участке.

ЛОЖЕ ТИХОГО ОКЕАНА

Л. И. Красный и Д. Е. Гершанович отмечают значительные различия в строении западного и восточного секторов дна Тихого океана. Эти различия, несомненно, очень велики, что видно из уже приведенного описания. Большая часть восточного сектора занята Восточно-Тихоокеанским срединно-океаническим хребтом и морфоструктурами, имеющими с ВТП тесную связь. Крупнейшие горные сооружения ложа океана лежат в западной его части. Если следовать гипотезе о тектонике литосферных плит, возраст

океанического фундамента западной части дна океана значительно больше возраста фундамента в восточной части.

В строении рельефа ложа тоже есть большие различия. В западной части прежде всего выделяется такая коренная орографическая черта: сосредоточенные здесь океанические хребты (обычно в отличие от срединно-океанических хребтов в работах зарубежных авторов именуемые «асейсмичными поднятиями») образуют систему горных сооружений, составляющих в плане ряд параллельных или субпараллельных дуг. Морфологически эти сооружения представлены преимущественно сводово-глыбовыми хребтами. Каждый из них представляет собой как бы гигантский вал, рассеченный разломами на ряд блоков. Обычно к сводовым, а иногда и к крыльевым зонам этих поднятий приурочены вулканы, на некоторых поднятиях (Гавайи, Самоа) действующие.

Самую северную дугу образует Гавайский хребет, вершины которого образуют одноименные острова. Самая высокая его часть — юго-восточное окончание, образуемое крупнейшим из островов этой группы о. Гавайи. Генетически этот остров и его подводный склон представляют собой вулканический массив из пяти слившихся щитовых базальтовых вулканов, из них Мауна-Кеа имеет высоту 4210 м, что делает Гавайи самым высоким из океанических островов в Мировом океане.

Гавайский хребет продолжается к запад-северо-западу от о. Гавайи. Острова, маркирующие его вершины, в этом направлении уменьшаются в размерах и по высоте. В архипелаге насчитывается более 40 островов, из них 13 — коралловые, остальные — вулканические.

Следующая горная система, лежащая южнее Гавайского хребта, — одна из крупнейших по протяженности на Земле. Ее длина около 11 000 км. Она начинается группой подводных гор, получивших название гор Картографов, которые затем переходят в горы Маркус-Неккер (или Мидпасифик), протягивающиеся почти до Гавайского хребта и соединяющиеся с ним узким горстовым хр. Неккер. Примерно от этого места горы Маркус-Неккер сменяются подводным хребтом о. Лайн, который в свою очередь переходит в подводное основание о. Туамоту. Подводное продолжение этой возвышенности прослеживается далее на восток вплоть до Восточно-Тихоокеанского хребта, и в месте пересечения осей этих двух поднятий располагается о. Пасхи. Здесь ВТП сечет, как уже упоминалось, зона разломов о. Пасхи, и с ней генетически и регионально связан хр. Сала-и-Гомес, расположенный уже к востоку от ВТП.

Следующая горная дуга начинается близ северной части Марианского глубоководного желоба горами Магеллана, которые затем переходят в подводное основание Маршалловых островов. Примерно в средней части архипелага его простираение меняется с широтного на юго-восточное и примерно на 5° с. ш. описываемое поднятие продолжается в виде хребта о. Кирибати (Гилберта), а еще южнее — хребта о. Тувалу (Эллис), который в свою очередь

переходит в подводный пьедестал о. Самоа. К востоку от последних глубины океана достигают 5200 м, но далее на восток-юго-восток следует гряда о. Кука (Южные) и о. Тубуаи, подводные основания которых имеют то же простираие, как и о. Самоа, и как бы продолжают эту горную систему.

Четвертая дуга горных поднятий описываемой части дна Тихого океана гораздо меньше по протяженности, чем названные. Она начинается поднятием Северных Каролинских островов напротив средней части глубоководного Марианского желоба, имеющими сначала широтное простираие, которое после пересечения 152 меридиана также меняется на юго-восточное. Здесь подводное основание Северо-Каролинских островов, которое, как и другие, является сводово-глыбовым поднятием, осложненным вулканическими сооружениями, переходит в широкий, пологий, с практически нерасчлененной поверхностью свод, именуемый валом Капингамаранги.

Наконец, последняя дуга, самая южная, состоит из двух звеньев: подводного основания Южно-Карлинских островов и лежащего к югу от него такого же вала, как и Капингамаранги, — сводового поднятия Эауриапик, ограниченного с юга глубоководным Западно-Меланезийским желобом.

Все горные системы центрально-западной части ложа Тихого океана — пьедесталы многочисленных архипелагов, которые в совокупности образуют часть Океании, обычно называемую Полинезией. Большинство островов, составляющих эти архипелаги, являются коралловыми атоллами. Исключение составляют восточные острова Гавайского хребта, острова Самоа и некоторые другие, представляющие собой вулканические сооружения, возвышающиеся над уровнем моря. Некоторые коралловые острова подняты, т. е. они гипсометрически расположены намного выше уровня океана.

По представлениям Г. Менарда, все подводные хребты центральной области западной половины Тихого океана — реликты существовавшего в верхнем мелу крупнейшего поднятия типа срединно-океанического хребта, которое подвергалось в палеогене сильнейшей тектонической деструкции, сопровождающейся разломами, мощными погружениями крупных блоков и сильнейшим вулканизмом, названного им Поднятием Дарвина. Оно протягивалось от гор Картографов до архипелага Туамоту.

На ложе океана есть и другие поднятия, лежащие вне описанных выше горных систем. Некоторые из них представляют собой возвышенности или плато, расположенные внутри океанических котловин. Характерная особенность некоторых из них — окаймленность подножия глубокими (до 6000 м и больше) тектоническими депрессиями. Они, возможно, генетически аналогичны Гавайскому «рву», т. е. образовались как компенсационные мульды или представляют собой результат прогибания земной коры под тяжестью вулканических сооружений.

Океанические поднятия вместе со срединно-океаническими

хребтами делят ложе Тихого океана на ряд котловин, днища большинства которых лежат на глубине более 5000 м. Наиболее общие черты для котловин Тихого океана — обилие рассеянных по их дну подводных гор и почти повсеместное распространение абиссальных холмов. Для котловин главным образом восточной части Тихого океана очень характерны узкие зоны контрастного рельефа, состоящего из чередующихся и в целом параллельных друг другу глыбовых (горстовых) хребтов и узких разделяющих их впадин-грабенов нередко с плоским дном, где обычно отмечается некоторое увеличение мощности рыхлых отложений. В целом же днища котловин Тихого океана отличаются весьма малой (первые сотни, чаще — десятки метров) мощностью донных отложений, в связи с чем такой характерный элемент рельефа ложа океана, как плоские абиссальные равнины, здесь практически отсутствуют.

Огромная Северо-Восточная котловина располагается к востоку от Императорских гор, Гавайского хребта, хр. Лайн и к северу от архипелага Туамоту. Большая часть ее дна лежит на глубинах более 5 км, максимальная глубина — 6741 м. В западной части дна котловины преобладает рельеф изометрических абиссальных холмов, в восточной отмечаются исключительно грядовые холмы меридиональной ориентировки. Это обширное поле холмистого рельефа прерывается полосами уже упоминавшегося резко контрастного. Они соответствуют зонам океанических разломов, секущим дно котловины в широтном направлении и имеющим собственные названия. С севера на юг сменяют друг друга зоны разломов Чинук, Сервейер, Мендосино, Пайонир, Меррей, Молокаи, Кларин, Клиппертон, Сикейрос, Галапагос, Маркизский.

В северо-западной части описываемой котловины выделяется еще одна зона разломов — Императорский разлом, протягивающийся с севера-запада на юго-восток. Между ним и Императорскими горами расположена возвышенность Хесс, сходная по строению с возвышенностью Шатского. Северо-восточная часть дна котловины отличается сосредоточением большого числа гайотов, а также развитием мощных конусов выноса мутьевых потоков и сетью подводных долин, выработанных ими.

К югу от гор Маркус-Неккер, между архипелагами Кирибати и Лайн, расположена Центральная котловина, дно которой с юго-запада на северо-восток пересекает зона разломов Нова-Кантон — региональная зона разломов, продолжающая к западу от о. Лайн зону разломов Клиппертон. На западном продолжении зоны разломов Нова-Кантон хорошо видно смещение по разлому подводного основания о. Кирибати относительно Тувалу.

Особое место в системе океанических котловин Тихого океана занимает котловина Беллинсгаузена. Ее западная часть почти заполнена осадками (диатомовыми и терригенными отложениями). В связи с обильным поступлением терригенного осадочного материала с Антарктического материка, приносимого айсбергами,

здесь сформировались обширные плоские абиссальные равнины. В восточной части котловины почти полностью погребен под осадками глыбовый хр. Палмер. Панамская котловина расположена между расходящимися в разные стороны от впадины Хесса хребтами Кокос и Карнеги. Многие исследователи считают, что Панамская котловина представляет собой результат раздвигания стенок Галапагосского рифта, а хребты Кокос и Карнеги — бывшие «крылья» этого рифта. Однако в морфологии дна Панамской котловины осевую линию этого рифта распознать затруднительно.

С позиций гипотезы тектоники плит ложе Тихого океана вместе с рифтовыми срединно-океаническими поднятиями состоит из ряда разновозрастных зон, закономерно удревняющихся по мере удаления от оси ВТП. С этой точкой зрения не согласуется обширная часть ложа океана, соответствующая обоим Каролинским котловинам и Меланезийской котловине, где следовало бы ожидать юрский возраст океанического фундамента, тогда как он здесь имеет верхнемеловой возраст в Меланезийской котловине и неоген-палеогеновый в Каролинских котловинах. Гипотезе тектоники литосферных плит не соответствует и предполагаемый возраст магнитных аномалий в северной части океана, где по мере приближения к Алеутскому желобу они становятся все более молодыми, тогда как по гипотезе они в этом направлении должны «удревняться». Одним из слабых мест в таких построениях является то, что возраст фундамента определяется по возрасту осадочных толщ, налегающих на него, тогда как вполне возможно, что под базальтами, образующими акустический фундамент, могут залегать и более древние осадочные породы.

Повсеместное распространение абиссальных холмов независимо от того, какой возраст приписывается океанической коре, также, по-видимому, не говорит в пользу гипотезы тектоники литосферных плит.

Глава 10

ИНДИЙСКИЙ ОКЕАН

Как и в Тихом океане, дно Индийского океана в структурно-геоморфологическом отношении разделяется на подводные окраины материков, переходную зону, срединно-океанические хребты и ложе океана (рис. 46).

Подводная окраина Африки. Здесь на всем протяжении шельф океана узкий, от 1 до 20 миль (1 миля = 1,852 км), и отделен резко выраженной бровкой от материкового склона. Только у Южного побережья ЮАР имеется значительное расширение шельфа — банка Агульяс. На большом протяжении (от устья Замбези до Сомали) рельеф шельфа осложнен многочисленными коралловыми постройками. То же относится и к шельфу

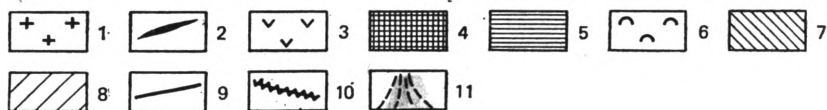
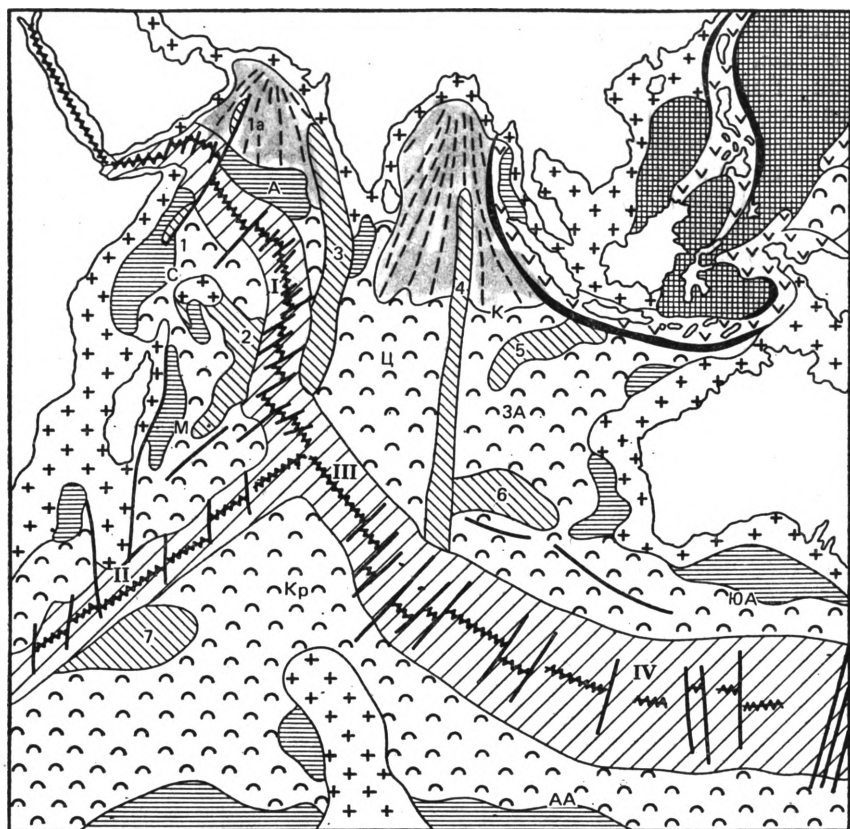


Рис. 46. Схематическая геоморфологическая карта дна Индийского океана: 1 — 11 см. на рис. 42; 1—1а — разлом Оуэн (хребты Чейн и Меррей), 2 — Маскаренский, 3 — Мальдивский, 4 — Восточноиндийский хребты, 5 — Кокосовое, 6 — Западноавстралийское поднятия, 7 — плато Принс Эдуард Котловины: А — Аравийская, С — Сомалийская, М — Маскаренская, Кр — Крозе, Ц — Центральная, К — Кокосовая, 3А — Западно-Австралийская, ЮА — Южно-Австралийская, АА — Австрало-Антарктическая Срединно-океанические хребты и поднятия: I — Аравийско-Индийский, II — Западно-Индийский, III — Центральный Индийский, IV — Австрало-Антарктическое поднятие

западного берега о. Мадагаскар. Этот крупнейший остров Индийского океана, который можно было бы считать своеобразным микроконтинентом, имеет четко выраженные шельф, материковый склон и материковое подножие. На шельфе Мозамбикского пролива выделяются затопленные речные долины.

Материковый склон вдоль южноафриканского и восточно-африканского побережья отличается значительной крутизной ($10\text{--}15^\circ$) и малой шириной. Он почти на всем этом протяжении расчленен узкими и глубокими каньонами, которые особенно многочисленны у побережья Кении и Сомали. Мадагаскар также всюду окаймляется крутым, расчлененным подводными каньонами материковым склоном.

Своеобразные элементы подводной окраины Африканского материка — возвышенность Агульяс и Мозамбикский хребет. Геофизические данные свидетельствуют, что, по-видимому, это выступы Африканского материка, подвергшиеся значительному погружению. Материковое подножие выражено в виде шлейфа осадков, максимальная мощность которых 2 км (к востоку от Кении и Сомали). Широкая аккумулятивная равнина материкового подножия между возвышенностью Агульяс и Мозамбикским хребтом и в Мозамбикском проливе прорезана многочисленными долинами суспензионных потоков.

Над осадочной равниной материкового подножия возвышаются отдельные подводные горы, вулканические конусы, образующие Коморские острова и о. Европа, а севернее Комор — архипелаг многочисленных коралловых островов. К востоку от так называемого «Африканского рога» в широтном направлении протягивается мелководье, на котором расположены о. Абд-эль-Кури и Сокотра.

Подводная окраина Азиатского материка имеет узкий (1—4 мили) шельф вдоль Аравийского полуострова, местами осложненный коралловыми постройками в виде окаймляющих и барьерных рифов. К северо-востоку от Аравии располагается обширный, но мелководный Персидский залив, характеризующийся в северо-западной части многочисленными отмелями и песчано-илистыми грядами, обусловленными обильным поступлением терригенного материала, выносимого в залив Тигром и Евфратом, и последующей его переработкой приливными течениями, а в южной — коралловыми постройками и островами. Некоторые подводные возвышенности представляют собой брахиантиклинальные структуры, другие — соляные купола. Осадки, выстилающие залив, в южной его части главным образом песчаные (коралловый детрит, обильный золотой принос с аравийских пустынь), в северной — песчано-илистые, что обусловлено разносом выносов рек Тигра и Евфрата главным образом вдоль северного побережья залива.

Узкий шельф вдоль Белуджистанского побережья отличается многочисленными скальными грядами — структурно-денудационными формами препарировки пластов прочных пород, слагающих

затопленные и абрадированные складки альпийского возраста. Известны также подводные грязевые вулканы (Канаев, 1979). Характерной формой на этом участке подводной материковой окраины является глубокий желоб, врезаемый в дно Ормузского пролива (глубина более 250 м), продолжающийся далее на материковом склоне Оманского залива.

Напротив дельты Инда и далее на юг вдоль Малабарского побережья Индостана шельф получает значительное развитие. В связи с мощными приливами в северной части этого района шельфа распространены песчано-илистые гряды и борозды размыва (последние глубиной до 20—30 м). Материковый склон здесь повсюду четко выражен, бровка его лежит на глубине 130—220 м (Канаев, 1979). На продолжении главного русла Инда расположен крупный подводный каньон, вершина которого находится всего в 4 км от устья этой реки. При входе в зону материкового подножия он приобретает вид широкой долины с обвалованными бортами. Инд выносит около 500 млн т осадков ежегодно, в результате чего здесь формируется необычайно широкое материковое подножие. Оно представлено гигантским конусом выноса мутьевых потоков, питаемых колоссальным по объему твердым стоком этой реки. Конус выдвинут далеко в пределы ложа океана, и его поверхность изборождена многочисленными долинами стока суспензионных течений, мощность слагающих его осадков 5—8 км.

Еще более грандиозный конус выноса, вершина которого приурочена к подводному каньону Ганга, имеется в Бенгальском заливе (рис. 47). Морфологически каньоны Инда и Ганга сходны — оба они имеют плоское дно и крутые (до 12—15°) склоны, осложненные оползневыми образованиями. Ганг (с Брахмапутрой) выносит в Бенгальский залив более 2 млрд т терригенного осадочного материала, что обуславливает здесь образование мощных мутьевых потоков, сформировавших крупнейший в мире конус выноса, занимающий почти все дно Бенгальского залива и выдвинутый далеко за его пределы, распространяясь на всю северную часть Центральной котловины ложа Индийского океана. Поверхность его изборождена многочисленными долинами стока мутьевых потоков, нередко обвалованными гигантскими (до 50—80 м высоты) естественными дамбами. Одна из этих долин проникает и в Кокосовую котловину, образуя здесь самостоятельный конус выноса.

Подводная окраина Австралии в Индийском океане заметно отличается по своему геоморфологическому строению. Главный морфологический элемент северной и северо-западной части австралийской материковой окраины — обширный Сахульский шельф, к которому относится также дно крупного, но исключительно мелководного зал. Карпентария, почти на 700 км (с севера на юг) вдающегося в континент. Общая ширина шельфа здесь более 910 км. С севера он ограничен Новой Гвинеей, большая часть которой представляет собой непосредственное продолжение древней (докембрийской) Австралийской платформы.

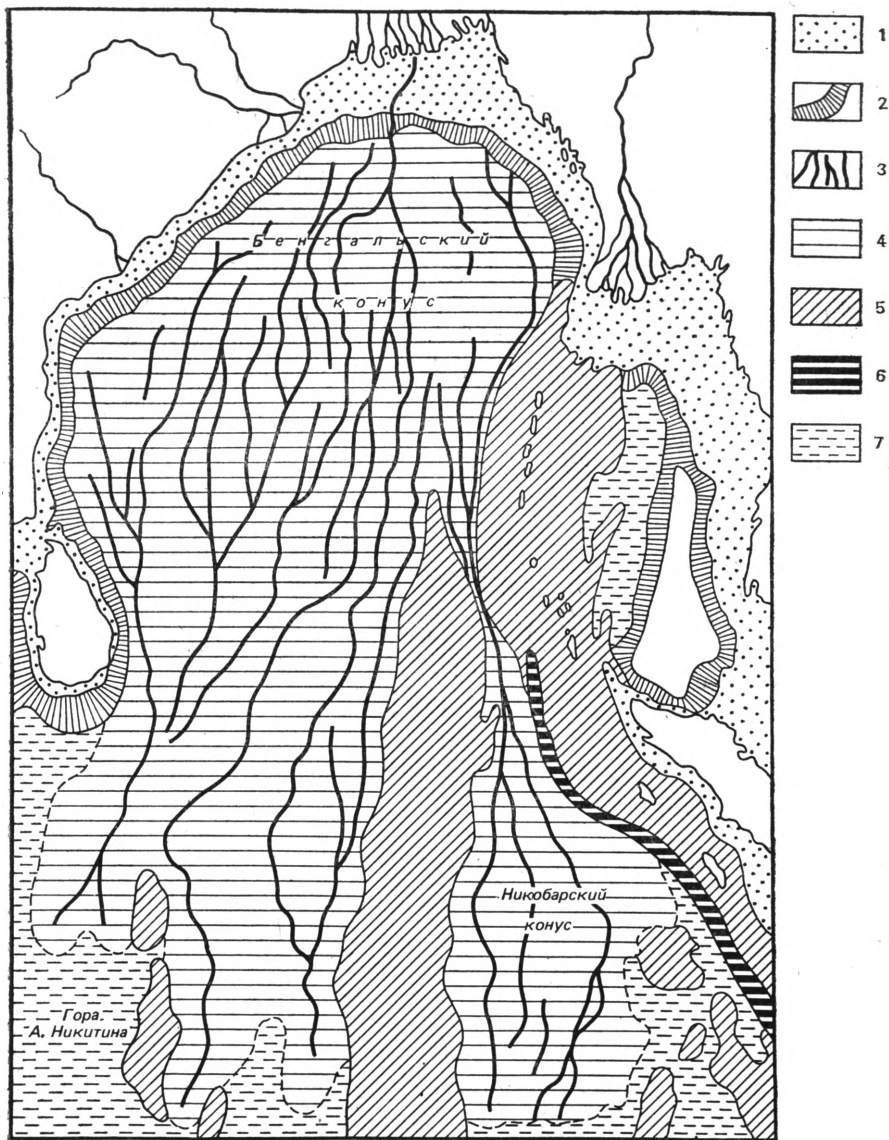


Рис. 47. Бенгальский и Никобарский конусы выноса:

1 — шельф, 2 — материковый склон, 3 — ложбины стока мутьевых потоков, 4 — конусы выноса, 5 — глубоководный желоб, 6 — абиссальные холмы

Дно зал. Карпентария плоское, преобладают глубины 40—60 м. Только в южной части монотонность рельефа нарушается коралловыми постройками. Рельеф Сахульского шельфа отличается чередованием плоских, высланных известковыми органогенными осадками участков и коралловых банок.

Южнее Сахульского шельфа подводная окраина, и в частности материковая отмель, продолжает оставаться весьма широкой. Наиболее характерная особенность этого участка шельфа, во-первых, цепь крупных коралловых банок на внешнем крае шельфа (Роули, Скотт, Картье и др.), а во-вторых, значительная общая переуглубленность бровки внешнего шельфа, глубина над которой достигает 500—800 м. Следы субазрального реликтового рельефа здесь также весьма многочисленны, у берега много коралловых построек.

Область дна со сложным рельефом в интервале глубин 3000—5000 м в этой части окраины Индийского океана, по представлениям Ю. М. Пушаровского и П. Л. Безрукова, представляет собой зону «деструкции» материковой земной коры и вместе с глубоко-водными плато Зенит, Кювье и другими многочисленными здесь выступами и впадинами должна относиться к подводной окраине Австралийского материка.

Шельф западной части Большого Австралийского залива имеет ширину до 80 км, отличается мелкорасчлененным рельефом, обусловленным многочисленными выходами коренных (докембрийских) пород. Восточнее шельф расширяется до 200 км. Здесь преобладают выравненные аккумулятивные поверхности, но на восточной окраине залива вновь появляются подводные скалы, рифы, острова, сложенные коренными породами. Материковый склон повсюду четко выражен, а в средней части Большого Австралийского залива осложнен крупным (до 500 км длины) краевым плато. Материковый склон расчленен многочисленными каньонами, в особенности в западной части.

Шельф Бассова пролива, отделяющего Тасманию от Австралии, отличается широким развитием различных форм донного аккумулятивного рельефа в виде песчаных гряд и песчаных волн, построенных приливными течениями. Местами его поверхность прорезают каналы стока мутьевых потоков.

Подводная окраина Антарктиды в Индийском океане морфологически имеет много общего с подводной окраиной этого материка в Тихом океане. Значительная часть шельфа на всем протяжении Индоокеанского сектора Антарктиды лежит на глубинах более 200 м и даже нередко более 500 м. Часть его перекрыта шельфовыми ледниками.

Ближе к берегу преобладает бугристый рельеф. Происхождение бугров различно: одни из них связаны с интенсивным тектоническим дроблением окраины материка, другие представляют собой результат аккумуляции каменного материала, выносимого на шельф айсбергами. Вторую зону шельфа образуют узкие впадины, прорезающие материковую отмель на протяжении многих

десятков и даже сотен миль. В большинстве они вытянуты субпараллельно краю материка. Глубина достигает 1600 м.

Третья морфологическая зона, охватывающая краевую полосу шельфа, выражена аккумулятивными равнинами, нередко наклоненными в сторону материка, например, в море Девиса глубина у бровки шельфа несколько больше 200 м, а в сторону материка возрастает до 400—500 м. Общую переуглубленность шельфа связывают с погружением земной коры под тяжестью ледового покрова Антарктиды. Возможно, что с этим же связан и наклон внешней части шельфа в сторону Антарктического материка.

Материковый склон Антарктиды, как отмечает Л. П. Волокитина, местами выражен уступом, местами — аккумулятивной равниной. Уступ подвержен денудационным процессам, осадки здесь практически отсутствуют. Наклонные равнины возникают при обильном поступлении айсбергового и ледникового материала, например в море Дейвиса, напротив шельфового ледника Шеклтона. Особенно характерной чертой материкового склона Антарктиды является его расчлененность очень широкими подводными каньонами, которые настолько своеобразны, что даже было предложено выделить их в качестве особого типа подводных долин. Разработку этих подводных каньонов связывают с деятельностью не только мутьевых потоков, но и с эрозионной работой плотностных донных течений, возникающих при скатывании переохлажденных и, следовательно, обладающих повышенной плотностью шельфовых вод, по материковому склону к абиссальным котловинам.

В индоокеанском секторе Антарктики встречаются также с меридиональными или субмеридиональными выступами подводной окраины Антарктического материка, образующими крупные возвышенности, выдвинутые далеко к северу в пределы абиссальной зоны океана. Таковы плато Лазарева, Гуннерус, Кергелен. Плато Лазарева и Гуннерус сложены породами фундамента Антарктической платформы — кристаллическими сланцами и гнейсами, пронизанными интрузиями чарнокитов, Кергелен — меловыми базальтами, залегающими на гранодиоритах и фонолитах, что указывает на материковый тип коры, слагающей это поднятие. Морфологически Кергелен представляет собой одно целое с Антарктическим материком.

ПЕРЕХОДНАЯ ЗОНА В ИНДИЙСКОМ ОКЕАНЕ

Та часть Индонезийской переходной области, которая расположена в Индийском океане, включает в себя: котловину Андаманского моря, южный склон внутренней островной дуги Зондских островов, внешний ее хребет, Балийскую продольную депрессию между ними, а также глубоководные желоба Зондский, Тиморский и Кай (Канаев, 1979).

Котловина Андаманского моря. Андаманское море расположено между п-овом Индокитай и Андаманскими и Никобарскими островами, относящимися к внешней гряде Зондской

островной дуги. Дно Андаманского моря разделяется на шельф с материковым склоном и на глубоководную котловину. Северная часть шельфа представляет монотонную аккумулятивную равнину, сложенную осадками, выносимыми р. Иравади. Западная часть Андаманского шельфа погружена на глубину до 500 м.

Материковый склон в Андаманском море невысокий (1000—2000 м) и относительно пологий ($4-5^\circ$), местами имеются отдельные уступы и ступени, нередко проявления подводных оползневых процессов, подводные каньоны редки. Дно котловины Андаманского моря отличается структурно обусловленным рельефом: подводные антиклинальные гряды (северные продолжения структур Зондской островной дуги) чередуются с глубокими (до 4200 м) узкими синклинальными впадинами (Канаев, 1979).

Внутренняя островная дуга Зондских островов, начинаясь в Андаманском море в виде небольших антиклинальных хребтов, продолжается крупнейшим мегантиклинорием Суматры, Явы, Малых Зондских островов и о. Банда. Мегантиклинорий несет на себе более 300 вулканов, из них более 100 действующих, включая такие широко известные, как Кракатау и Тамбора. Большая часть гребня этого горного сооружения лежит на абс. выс. более 2000 м, а многие вулканы, образующие наиболее значительные его вершины — выше 3000 м (самый высокий вулкан Киринчи на о. Суматра, 3804 м).

К юго-западу и к югу от островной дуги расположена Ментовайско-Балийская депрессия, максимальная глубина которой (в восточной части) достигает 4644 м. Склоны ее крутые (до $10-18^\circ$, а в отдельных случаях до 30°), со стороны Зондских островов расчленены подводными каньонами, местами осложнены террасовидными площадками. Дно плоское, выровненное за счет накопления осадков, ширина его достигает 80 км. Сейсмические исследования показали, что мощность неконсолидированных осадков в Балийской впадине превышает 2,5 км, глубже залегает слой со скоростями 5—5,5 км/с.

Ментовайско-Балийский внешний хребет начинается на севере подводным основанием Андаманских и Никобарских островов, являющихся вулканическими сооружениями, окаймленными коралловыми рифами. Приподнятые над уровнем моря другие участки гребня этого хребта образуют о. Ментовай (до 880 м абс. выс.). К юго-востоку от последних хребет становится подводным, а южнее о. Сумбава он погружен до 4000 м.

Зондский глубоководный желоб представляет собой одну из крупнейших морфоструктур этого рода (длина более 2000 км). Это узкая дугообразно изогнутая в плане депрессия, с высоким и крутым (до 30° чаще $10-12^\circ$) внутренним, сниженным и выположенным внешним склонами, расчлененными каньонами и ложбинами суспензионных потоков. Максимальная глубина желоба — 7130 м (Канаев, 1979), дно плоское, выполнено осадками до 2 км мощности, главным образом терригенными и вулканогенными глинистыми илами с тонкими прослоями песка и алевроита.

В северной части желоба дно прорезано ложбинами мутьевых потоков.

Желоба Тиморский и Кай отличаются от Зондского сравнительно малой глубиной (3810 и 3652 м), а также резко увеличенными мощностями (до 5—6 км) выполняющих их осадков. Однако по всем остальным признакам — особенностям распределения эпицентров землетрясений, значениям теплового потока, характеру аномалий силы тяжести, морфологии погребенного под осадками основания акустического фундамента — они не отличаются от «нормальных» глубоководных желобов.

СРЕДИННО-ОКЕАНИЧЕСКИЕ ХРЕБТЫ

В Индийском океане выявлена целая система срединных хребтов. На юго-западе океана протягивается в северо-восточном направлении Западно-Индийский хребет с хорошо выраженной рифтовой долиной. Ширина хребта в среднем около 400 км, относительная высота рифтовых гребней до 3300 м. Хребет разбит поперечными разломами. От пересечения с тропиком Козерога на север, а затем на северо-запад срединный хребет прослеживается под названием Аравийско-Индийского, а к юго-востоку от тропика ответвляется Центральный Индийский, отличающийся сравнительно небольшой относительной высотой (1500 м) и глубиной рифтовых долин (до 1000 м). Хребет заканчивается блоковой структурой — плато о. Амстердам и Сен-Поль, сложенным с поверхности толщей известковых осадков, залегающих на базальто-низах плагиоцен-четвертичного возраста. О молодости вулканизма свидетельствует и морфология поверхности обоих островов, в особенности Сен-Поль, где хорошо сохранилась молодая кальдера, подтопленная водами океана и образующая глубокую бухту на северо-восточном его побережье.

На восток-юго-восток от этих островов простирается Австрало-Антарктическое поднятие. Морфологически оно представляет собой пологий широкий вал (до 1200 км) с отн. выс. 1—1,2 км, сходный с Южно- и Восточно-Тихоокеанскими поднятиями. Рифтовой долины в осевой зоне этого хребта нет. Поднятие рассечено многочисленными поперечными разломами на отдельные сегменты, которые на участке к югу от Тасмании подверглись сильному смещению относительно друг друга. Западнее, между 120 и 130° ю. ш., происходит заметное погружение поднятия (глубины даже над осевой частью его превышают 3500—4000 м). Оно здесь сильно расчленено многочисленными поперечными депрессиями и грядами меридионального простирания.

Наиболее изучен Аравийско-Индийский срединный хребет. Ширина его от 150 до 600 км, подножие лежит на глубине 4000—4500 м, а самые высокие пики в осевой зоне поднимаются до глубины порядка 1500 м. Рифтовые долины в осевой зоне выражены отчетливо, но более резкими и глубокими депрессиями, рассекающими весь хребет под углом, являются

океанические трогии или желоба, связанные с зонами поперечных разломов.

К западу от разлома Оуэн срединному хребту соответствует сложно расчлененное дно Аденовского залива (хр. Шеба). Здесь выделяется ряд горстов и грабенов северо-восточного простирания, самая глубокая впадина — Алула-Фартак (5360 м). Рифтовая долина выражена в виде коротких отрезков, ограниченных более глубокими, чем она, косыми поперечными трогами.

Северо-западным звеном системы срединных хребтов Индийского океана является Красноморский рифт (Канаев, 1979). Рельеф и геологическое строение дна Красного моря отличаются большим своеобразием. Осевая часть рифта выражена в виде глубокой и резко очерченной ложбины с максимальной глубиной 3040 м. Прибрежная отмель выражена на всем протяжении берегов Красного моря, — единственного (кроме Калифорнийского залива) региона на Земле, где океан тектонически активно вторгается в континент. Проявлением этого вторжения и является Красноморский рифт.

В северной части Красного моря его рифтовая долина раздваивается, образуя Суэцкий и Акабский рифты.

ЛОЖЕ ОКЕАНА

В. Ф. Канаев показал целесообразность деления ложа Индийского океана на Африканский, Азиатско-Австралийский и Антарктический сегменты, границами между которыми являются срединно-океанические хребты.

Африканский сегмент — наиболее сложно построенная часть ложа. Здесь выделяются возвышенности Агульяс и Мединглей, хребты Чейн, Амирантский и Маскаренский, многочисленные группы подводных гор, нередко образующих цоколи островов. В расчленении поверхности Африканского сегмента ложа океана участвуют также Мозамбикский и Мадагаскарский хребты.

Все эти орографические элементы разделяют здесь ложе океана на котловины Агульяс, Мозамбикскую, Сомалийскую, Маскаренскую и Мадагаскарскую.

В северной части котловины Агульяс располагается одноименная возвышенность с минимальной глубиной над ней 2025 м. Рельеф дна в пределах котловины и возвышенности представлен волнистой абиссальной равниной, с отдельными группами абиссальных холмов и подводными горами. Мощность осадков на вершине и у восточного склона возвышенности 900—500 м, в котловине она уменьшается до 100 м. Земная кора в описываемой области ложа океана океаническая, на возвышенности — субконтинентальная.

Северная часть Мозамбикской котловины в значительной степени заполнена осадками и выровнена. Граница ложа с материковым подножием может быть проведена здесь лишь условно. К югу от 35° ю. ш. преобладает донный рельеф абиссальных холмов. По

оси котловины в меридиональном направлении протягивается абиссальная долина Замбези, связанная с одноименным подводным каньоном, прорезающим материковый склон. На северной окраине котловины возвышается несколько вулканических гор. Максимальная глубина (6046 м) приходится на южную часть.

В средней части Мозамбикского пролива расположен подводный порог, соединяющий Африку с Мадагаскаром. У северной окраины этого порога находится гряда вулканических Коморских островов, а севернее ее простирается обширная Сомалийская котловина. Ее северо-западная часть занята мощным осадочным шлейфом материкового подножия.

В северной части котловины выделяется узкий, резко выраженный в рельефе дна хр. Чейн, образование которого связано с развитием зоны разломов Оуэн. В юго-восточном углу котловины находится ряд подводных вулканов, вершины которых увенчаны коралловыми атоллами (острова Фаркуар, Космоledo, Аль-дабра).

К югу от Сомалийской котловины расположен Маскаренский хребет. Он состоит из Амирантского хребта, Сейшельского плато, плато Сайя-де-Малья, банок Назарет, Каргадос-Карахос, Судан, поднятий о. Маврикия и Реюньон. Амирантский хребет в плане очень напоминает островную дугу. Это сходство еще более подчеркивается узкой депрессией — Амирантским желобом, вытянутым вдоль западного подножия хребта (максимальная глубина 5477 м). Подводные вулканы Амирантского хребта увенчаны коралловыми островами.

Сейшельское плато — наиболее интересная часть Маскаренского хребта. Оно сложено известковыми осадками и известняками, залегающими на гранитном основании. Граниты обнажаются на Сейшельских островах, образующих наиболее поднятую часть плато. Возраст гранитов около 600 млн лет.

Таким образом, Сейшельское плато представляет собой микроконтинент, т. е. морфоструктуру континентального типа, располагающуюся посреди поля развития океанической земной коры. Спорно строение земной коры у расположенных южнее элементов Маскаренского хребта — банок Сайя-де-Малья, Назарет, Каргадос-Карахос, Судан. Первые две были обследованы В. В. Федоровым и И. В. Даниловым при помощи подводного аппарата «Север-2». До их исследований было высказано предположение, что в строении этих банок участвуют граниты. Однако по результатам исследований В. В. Федорова и И. В. Данилова оказалось, что Сайя-де-Малья и Назарет представляют собой огромные погруженные атоллы. На перемычке между Сайя-де-Малья и Назаретом отмечены признаки брахиантиклинальной складчатости. Известняковые отложения были при погружении вдоль склона прослежены до глубины 1650 м, но природа подстилающего их фундамента остается невыясненной.

Между Маскаренским хребтом и Мадагаскаром расположена Маскаренская котловина. Более 50% площади ее дна характери-

зуются холмистым и горным рельефом, но у подножий Маскаренского хребта четко выражены шлейфы аккумулятивного выравнивания. Положительным элементом рельефа дна этой котловины является подводная гора Бардина, с отметкой глубины на вершине 1523 м. Южнее расположен о. Тромлен — поднятый коралловый риф. Южнее Тромлена проходит одноименная зона разломов, выделяющаяся в рельефе дна в виде узкой полосы гряд и желобов.

Дно расположенной юго-восточнее Мадагаскарской котловины лежит на глубинах более 4500—5000 м и характеризуется рельефом абиссальных холмов. Дно котловины пересекают многочисленные зоны разломов, прослеживающихся далее на северо-восток в виде глубоких «трогов», прорезающих южную часть Аравийско-Индийского хребта. В связи с этим имеется ряд небольших горстовых гребней, вытянутых в северо-восточном направлении.

Южнее Мадагаскарской котловины находится обширная котловина Крозе, преимущественно с гористым и холмистым рельефом дна.

Азиатско-Австралийский сегмент ложа Индийского океана состоит из нескольких хребтов и котловин. На северо-западе выделяется Аравийская котловина, почти вся заполненная далеко выдвинутым к югу конусом выноса Инда. На южной периферии его имеется узкая полоса плоской абиссальной равнины с несколькими отдельными подводными горами, в том числе гора МГУ (глубина над вершиной 2758 м). В северо-западной части котловины расположен плосковершинный хр. Меррей, связанный в простирации и генезисе с зоной разломов Оуэн.

Мальдивский хребет, ограждающий Аравийскую котловину с востока, в своей вершинной части, подобно Маскаренскому, состоит из серии платообразных мелководных банок с коралловыми постройками (острова Мальдивские и Чагос). У восточного подножия последнего протягивается одноименный трог с глубиной более 5000 м. Из других отрицательных форм рельефа упомянем ложбины в северной части котловины, выработанные мутьевыми потоками, восточнее Мальдивского хребта лежит Центральная котловина.

С востока котловина ограждена Восточно-Индийским хребтом. Длина его с севера на юг более 5000 км, он прямолинеен и представляет собой своеобразный узкий горст с уплощенной вершинной поверхностью.

Обширная часть ложа океана, лежащая к востоку от описанного выше хребта, имеет весьма сложный рельеф. Почти посередине этого бассейна, именуемого зарубежными исследователями бассейном Вортон, проходит Кокосовое поднятие, которое разделяет его на Кокосовую (на севере) и Западно-Австралийскую (в центре) котловины. Кроме того, цепочка поднятий дна, протягивающихся от Западно-Австралийского хребта к плато Зенит, отделяет от Западно-Австралийской котловины еще одну котловину — Натуралиста.

На дне Западно-Австралийской котловины выделяют периферическую часть ее дна со сложным горным рельефом и внутреннюю, занятую волнистой равниной с относительными превышениями порядка 50 м, т. е. с абиссальными холмами. Дно котловины выстлано главным образом красной глиной. В периферийной зоне имеется ряд меридиональных и субмеридиональных впадин и хребтов, явно сбросово-глыбового происхождения. Вдоль восточного подножия Восточно-Индийского хребта параллельно ему протягивается одноименный «желоб», а правильнее сказать — грабен, узкий, почти щелевидный, с максимальной глубиной 6338 м. К востоку от него проходит такой же узкий хребет, получивший название «Внешнего вала Восточно-Индийского желоба». Затем в субмеридиональном направлении простирается Кокосовый вал, примыкающий на севере к вулканическому плато Киллинг, на восток от которого протягивается цепочка аналогичных вулканических плато, отделенных друг от друга глубокими депрессиями. Наиболее значительный по протяженности и глубине (до 5000 м) Феодосийский желоб проходит у восточного подножия плато Киллинг.

Таким образом, Кокосовое поднятие состоит из разобщенных вулканических плато и горстовых хребтов (Кокосовый и Инвестигейтор). Внешнего вала у Яванского желоба, по-видимому, нет, во всяком случае в пределах описываемой части ложа океана. Приподнятость ложа вдоль южного края желоба образуют уже упоминавшиеся разобщенные между собой вулканические плато: Рождества, 107-го градуса, Северо-Австралийское.

Северная часть Кокосовой котловины занята обширным Никобарским конусом выноса мутьевых потоков, получающим (или получавшим?) питание за счет твердого стока Ганга и Брахмапутры. Таким образом, это своеобразный «дочерний» конус по отношению к Бенгальскому конусу выноса. Соответственно поверхность дна северной части Кокосовой котловины представлена плоской, очень слабо наклоненной к югу абиссальной равниной. Небольшая, но четко ограниченная бортами и глубокая (6400 м) Северо-Австралийская котловина по своему положению может быть погруженной частью Австралийской платформы, однако по геофизическим особенностям земной коры мы не имеем каких-либо данных по этой котловине. Дно ее занято плоской абиссальной равниной, сложенной алевроито-пелитовыми терригенными осадками.

На юге к Восточно-Индийскому хребту примыкает Западно-Австралийский хребет — асимметричный горст, полого погруженный к северу и круто обрывающийся к югу. Над наивысшей точкой хребта глубина составляет всего 563 м, тогда как севернее его поверхность погружается до 4000—4200 м.

Южнее Западно-Австралийского хребта в субширотном направлении протягивается зона разломов Диамантина, включающая ряд узких горстовых хребтов, лежащих на глубинах 3—4,5 км, и глубоких узких грабенов-трогов, из которых наиболее значительны «желоба» Обь (глубина 5880 м) и Диамантина (7102 м).

Антарктический сегмент ложа Индийского океана. Самая крупная из антарктических котловин Мирового океана Африканско-Антарктическая. Она протягивается от м. Скотия до поднятия Кергелен и, следовательно, только своей восточной частью относится к Индийскому океану. Максимальная глубина (6972 м) приурочена к резко выраженной желобообразной депрессии, расположенной южнее крупного вулканического поднятия в восточной части котловины. Наиболее высокие участки этого поднятия, представляющие собой вулканические образования, называют банками Обь и Лена, глубины над их вершинами соответственно 230 и 251 м. В котловине выделяется также подводная Возвышенность Мод (с наименьшей глубиной над ней 1200 м), расположенная уже в Атлантическом океане. Центральная часть дна котловины представляет собой плоскую абиссальную равнину, к югу постепенно переходящую в наклонную равнину материкового подножия. В северной части этот тип рельефа сменяется волнистым, а затем холмистым рельефом предгорий срединно-океанического хребта.

Вулканическим поднятием о. Крозе и Принс-Эдуард описанная котловина отделена от лежащей севернее котловины Крозе, которая в свою очередь ограждена срединно-океаническими хребтами Западно-Индийским и Центральным Индийским. В северной и северо-восточной частях котловины развит крупно-холмистый рельеф, в южной и западной — волнистая абиссальная равнина (Канаев, 1979).

К востоку от поднятия Кергелен расположена Австрало-Антарктическая котловина. На востоке она замыкается хр. Баллени — грядой вулканических островов, генетически связанных с одноименной зоной разломов, секущих Австрало-Антарктическое поднятие. Максимальная глубина котловины 6089 м. Густая сеть веерообразно расходящихся абиссальных долин бороздит приантарктическую часть дна котловины, причем все эти долины начинаются еще на подводной континентальной окраине. Большую часть дна котловины занимает обширная абиссальная плоская равнина Уилкса.

Все котловины ложа Индийского океана характеризуются океаническим типом земной коры: отсутствием «гранитного» слоя, малой мощностью коры (в центральных частях менее 5 км), асейсмичностью, широким распространением абиссальных холмов, которые характерны именно для тех регионов дна океана, которые сложены земной корой океанического типа.

Сопоставляя приведенные в этой главе данные с материалами о рельефе дна Тихого океана, можно констатировать прежде всего значительное сходство в геоморфологии дна Индийского и Тихого океанов. В обоих океанах ложе характеризуется широким распространением рельефа абиссальных холмов, почти полным отсутствием (кроме антарктических котловин) плоских абиссальных равнин, малой мощностью осадочного слоя и типично океанической в целом земной корой. Для Индийского океана, как и для Ти-

хого, констатируется широкое развитие срединно-океанических хребтов, но среди них строение, сходное с Восточно- и Южно-Тихоокеанскими поднятиями, имеет только Австрало-Антарктическое поднятие.

Переходная область (Индонезийская) — общая для Тихого и Индийского океанов: она расположена в основном в Тихом и частично захватывает северо-восточную периферию Индийского.

В Тихом океане практически нет микроконтинентов: Новозеландский практически является настоящим материком, отличающимся от других лишь меньшими размерами и главным образом субаквальным положением (Леонтьев, 1984). В Индийском же океане несомненный микроконтинент — это Сейшельское плато, предполагаемый — Западно-Австралийский хребет. К этой же группе морфоструктур тяготеют осколки Австралийского материка — Кювье и Зенит, возможно, судя по их батиметрическому окружению, расположенные в пределах распространения океанической коры, будучи сложенными материковой корой.

Глава 11

АТЛАНТИЧЕСКИЙ ОКЕАН

Атлантический океан — второй по размерам и глубине среди океанов. Как и Тихий, он простирается от полярных широт до Антарктиды, т. е. не уступает ему по протяженности с севера на юг, заметно, однако, уступая ему по ширине.

Как и в других описанных океанах, в Атлантическом выделяются как крупнейшие (планетарные) морфоструктуры дна: подводные окраины материков, переходная зона, срединно-океанические хребты, ложе океана (рис. 48).

ПОДВОДНЫЕ ОКРАИНЫ МАТЕРИКОВ

В северо-западной части океана вдоль побережий Гренландии, Лабрадора, Ньюфаунленда, Новой Шотландии и Новой Англии развит так называемый гляциальный шельф — прибрежное мелководье с морфологическими и литологическими реликтами ледникового рельефа. В северной части этого региона преобладают денудационные формы рельефа, южнее Ньюфаунленда все большую роль в строении дна приобретают аккумулятивные гляциальные формы — затопленные морены, друмлины, камы и др. Характерная особенность донного рельефа в этом районе — также глубокие впадины, называемые желобами (желоб Св. Лаврентия, продольные желоба на Гренландском шельфе, впадина зал. Мэйн), являющиеся погруженными участками платформы, ограниченными разломами. Интересны крупные формы рельефа шельфа здесь — это приподнятые банки, окаймляющие внешний

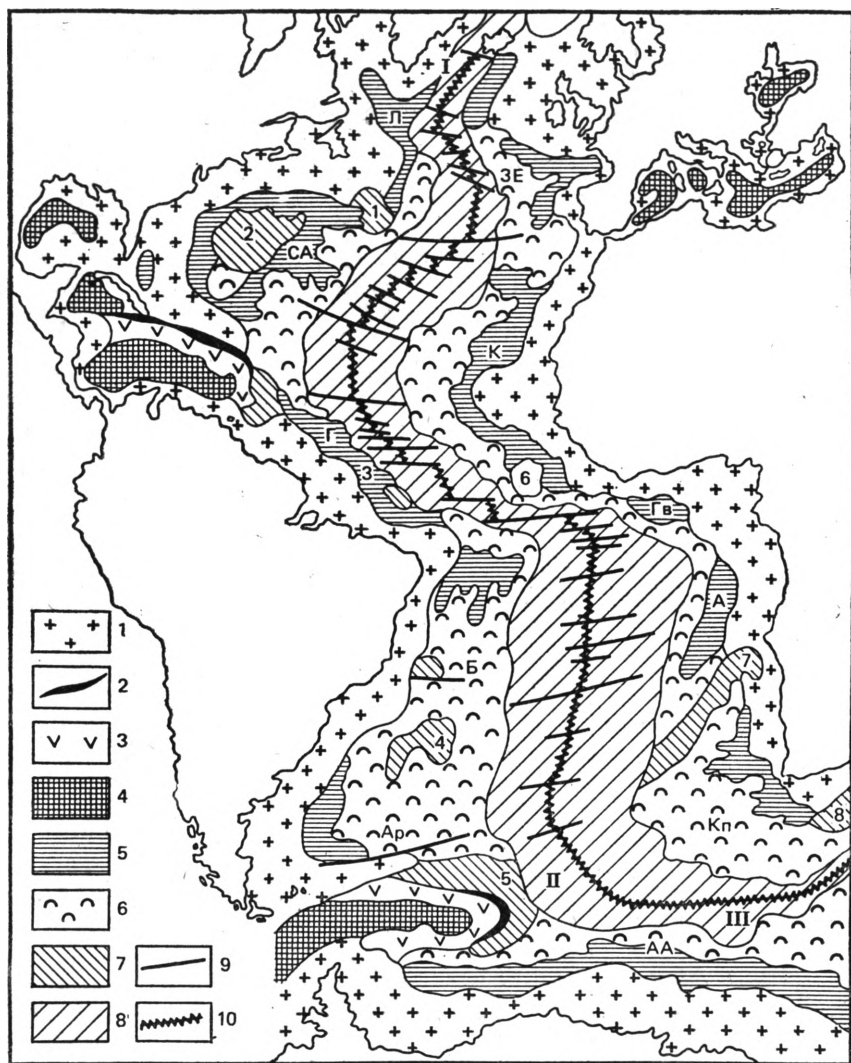


Рис. 48. Схематическая геоморфологическая карта Атлантического океана. Условные обозначения 1—10, как на рис. 42. Котловины: Л — Лабрадорская, СА — Северо-Американская, Г — Гайанская, Б — Бразильская, Ар — Аргентинская, АА — Африкано-Антарктическая, Кп — Капская, А — Ангольская, Гв — Гвинейская, К — Канарская, ЗЕ — Западно-Европейская. Хребты и поднятия ложа океана — 1 — Ньюфаундлендский хребет, 2 — Бермудское плато, 3 — Сeara, 4 — Риу-Гранди, 5 — Южноатлантический внешний вал, 6 — Сьерра-Леоне (см 7 на рис. 42), 7 — Китовый хребет, 8 — Агульяс. Срединные хребты: I — Рейкьянес, II — Срединно-Атлантический, III — Африкано-Антарктический

край шельфа (Джорджес, Ньюфаундлендская, Гамильтон, Браунс, Сейбл), которые являются гигантскими куэстами и образовались благодаря тому, что сложены моноклинально залегающими прочными породами мезозойского возраста.

Южнее м. Код, через который проходит граница последнего оледенения, поверхность шельфа представляет собой пологоволнистую равнину, пересеченную рядом затопленных речных долин. Наиболее значительная из них долина Гудзон. У восточного берега Флориды к шельфу прилегает большое подводное плато Блейк, сложенное с поверхности относительно крупнозернистыми отложениями, несмотря на то, что большая часть его поверхности лежит на глубинах 300—1000 м. Предполагается, что это — результат энергетического воздействия Гольфстрима на морское дно. Бурение на плато Блейк показало, что его геологическое строение аналогично строению прибрежной равнины и собственно шельфа или прибрежной отмели.

Материковый склон начинается на глубинах 100—200 м и отличается значительной крутизной, изборозжен большим числом подводных каньонов. Самый большой из них — Гудзон — лежит на непосредственном продолжении одноименной подводной долины.

Материковое подножие до плато Блейк представлено в виде широкой наклонной равнины, образованной интенсивным накоплением осадков.

Элементом подводной окраины материка к юго-востоку от Флориды является группа банок Багамских островов, отделенных друг от друга и от Флоридского шельфа глубокими проливами. Банки сложены коралловыми и оолитовыми известняками, на поверхности их развиты коралловые постройки и поля оолитовых карбонатных песков. Разобшенность банок, по-видимому, связана с интенсивным тектоническим дроблением подводной континентальной окраины на этом участке.

Ширина шельфа Мексиканского залива и глубина его внешнего края испытывают неоднократные изменения. Переходы от шельфа к материковому склону местами нечеткие. Однако нижняя часть склона почти всюду резко выражена в виде очень крутого уступа. Большая часть глубоководной впадины Мексиканского залива занята аккумулятивной наклонной равниной материкового подножия, особенно широкой на севере, где она представляет собой обширный конус выноса подводного каньона Миссисипи.

У берегов п-ова Юкатан шельф расширяется, поверхность его усеяна многочисленными коралловыми постройками. Очень своеобразная черта строения подводной окраины материка в районе Мексиканского залива — это широкое распространение известняковых шельфовых платформ, формирующихся здесь, по крайней мере, с юрского времени. Не только современные шельфы Флориды и Юкатана, но и оба эти полуострова, по существу, представляют собой части этого обширного шельфа, образование ко-

торого связано с карбонатным осадконакоплением, обусловленным рифообразующей деятельностью кораллов.

Специфической особенностью этого региона является широкое развитие солянокупольных структур, хорошо выраженных в рельефе в виде многочисленных холмов и гряд, осложняющих строение поверхности шельфа.

Подводная окраина Южной Америки. Шельф вдоль Карибского побережья Южной Америки широкий и отличается довольно разнообразным рельефом. Внешняя его граница лежит здесь на глубине менее 100 м, и преобладающими формами рельефа здесь служат коралловые постройки. У Гайанского побережья и далее на восток шельф очень широкий, сложен терригенными осадками, имеет выравненную поверхность. В прибрежной его зоне распространены аккумулятивные формы, построенные приливными течениями. На внешнем крае отмечены отмершие коралловые постройки.

У восточного берега Бразилии шельф очень узкий, глубина над его внешним краем более 70—100 м. Поверхность выравнена, имеются отдельные небольшие коралловые постройки. У берегов Уругвая и особенно Аргентины шельф резко расширяется. Глубина внешнего края возрастает до 200 м. Многочисленны песчаные гряды, созданные приливными течениями. Имеются выходы палеогеновых пород, выраженные в донном рельефе. Сейсмическими исследованиями выявлен ряд древних структурных впадин, vyplненных мощной толщей осадков, отложившихся в мезокайнозое. Материковый склон Аргентины сильно растянут и имеет ступенчатую структуру. Южнее Ла-Платы он густо расчленен многочисленными подводными каньонами. На всем протяжении подводной окраины Южной Америки имеется широкая наклонная равнина материкового подножия. Местами над ее поверхностью выступают вулканические хребтики и небольшие массивы, а также отдельные подводные горы, также вулканического происхождения. Многие из них приурочены к разломам широтного простирания, продолжающимся и за пределами материкового подножия.

Особый элемент подводной окраины Южно-Американского материка — Фолклендское плато, в виде клина выдающееся к востоку. В пределах шельфа ему отвечает значительное расширение материковой отмели, на восточном окончании которого расположены Фолклендские (Мальвинские) острова. С юга они отделены значительным по площади участком погруженного шельфа, протягивающегося к востоку от банки Бердвуд.

Фолклендское плато имеет ступенчатую поверхность. Гигантскими ступенями оно спускается от Фолклендских (Мальвинских) островов к ложу океана от глубин 200 до 3000 м, будучи ограниченной с юга глубокой (до 3200 м) депрессией с уплощенным дном, а с севера — глубоким (до 6240 м) и узким, практически прямолинейным океаническим трогом, одним из элементов проходящей здесь Фолклендской зоны разломов. Иногда рассматривают

зону Фолклендского плато и к югу от него как бордерленд, т. е. подводную континентальную окраину, подвергшуюся интенсивному дроблению тектоническими процессами, подобно тому, что мы можем наблюдать к западу от Калифорнии или в Эгейском море.

Блоковая структура описанного района, существование глубоких океанических трогов типа Фолклендского, глубокие косо ориентированные к общему простираению хр. Скоттия грабены, отделяющие один блок от другого, — все это дает основание согласиться с отнесением Фолклендско-Южногеоргиевского региона к бордерлендам.

Подводная окраина Антарктиды. Общей чертой шельфа Антарктиды, в том числе и в пределах Атлантического океана, является его «переуглубленность» — основная часть его площади лежит на глубинах, значительно больших, чем 200 м. О причинах этого явления уже говорилось. Отмечается глыбовый характер расчленения рельефа шельфа — наряду с крупными выступами дна существуют резко очерченные впадины — грабены до 1000 м и более глубины. Максимальной ширины шельф Антарктиды достигает в море Уэдделла, причем большая площадь его здесь перекрыта гигантскими шельфовыми ледниками Ларсена, Ронне и Фильхнера.

Море Уэдделла, как и расположенное на тихоокеанской стороне Антарктиды море Росса, приурочено к гигантскому прогибу, отделяющему западную Антарктиду от восточной. Исследователями подчеркивается такая важная особенность подводной окраины Антарктиды в Атлантическом океане, как ее интенсивная тектоническая раздробленность. По этому признаку район Антарктического полуострова, Южных Шетландских и Южных Оркнейских островов следует рассматривать как бордерленд, зону тектонического дробления окраины Антарктического материка. Соответственно раздробленностью характеризуются и рельеф, и структура материкового подножия — ступени, широкие грабены-каньоны, переходящие в зоне материкового подножия в крупные абиссальные долины. Кроме последних на материковом подножии выделяются также конусы выноса мутьевых потоков и скопления оползневых масс. Мощность осадков, слагающих материковое подножие, достигает 1—2 км.

Фареро-Исландский порог. Орографической и официальной границей Атлантического океана с Северным Ледовитым является Фареро-Исландский порог. Западную часть этого порога образуют о. Исландия и его подводная окраина, восточную — полоса мелководья, протягивающаяся от Исландии к шельфу Северного моря.

Морфологически в Фареро-Исландский порог кроме подводной окраины Исландии и самого этого острова входят Фареро-Исландское плато, Фарерское плато и группа плосковершинных банок, расположенных к югу от этих плато — Фаре, Бейли, Лауси, Розмари. С юго-запада к порогу примыкает крупная подводная возвышенность Роколл, а от банки Фаре к северо-западному высту-

пу шельфа Шотландии протягивается небольшой подводный хр. Уайвилла Томсона. Континентальная структура коры области порога подчеркивает, что весь порог представляет собой далеко выдвинутый к северо-западу выступ Европейского субконтинента.

Подводная окраина собственно Исландии характеризуется сравнительно узким шельфом, изрезанным глубокими долинами, на крутом материковом склоне переходящими в подводные каньоны, и широким материковым подножием, изрезанным абиссальными долинами. Многочисленные следы гляциальной морфоструктуры на шельфе Исландии согласуются с фиордовым характером ее берегов. Весь этот выступ подводной окраины Европейского субконтинента раздроблен многочисленными разломами. Плато и банки Фареро-Исландского порога представляют собой с поверхности базальтовые покровы, а банка Розмари — вулкан со срезанной, выравненной вершиной. Разломной тектоникой предопределены и крупные черты морфологии и возвышенности Рокколл.

На поверхности плато Рокколл отмечены предположительно эрозионные долины с глубиной вреза 60—70 м. На склонах возвышенностей имеются крупные оползни. Единственная точка, выходящая над уровнем моря, в пределах этой возвышенности — скалы Рокколл, сложенные гранитами. В общем это очень крупный блок континентальной земной коры мощностью до 30 км. По данным глубоководного бурения, погружение возвышенности началось 55 млн. лет назад.

Подводная окраина Европейского субконтинента. Обширный шельф располагается вокруг Британских островов и между ними и материком (рис. 49). Северное море

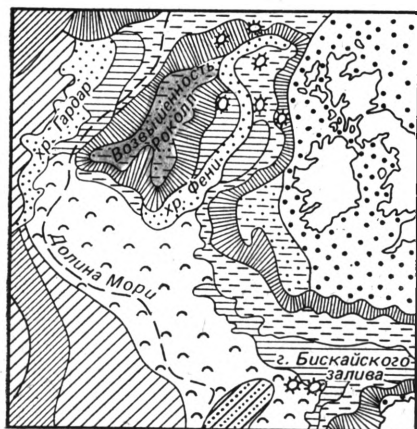


Рис. 49. Геоморфологическая схема при-европейской части дна Атлантического океана:

1 — шельф, 2 — погруженный шельф, 3 — материковый склон, 4 — материковое подножие, 5 — плоские абиссальные равнины ложа океана, 6 — абиссальные холмы, 7 — «осадочные хребты», 8 — океанические поднятия, 9 — рифтовые и 10 — фланговые зоны срединно-океанических хребтов, 11 — подводные горы, 12 — абиссальная долина.

расположено в пределах крупной эпикаледонской впадины, погружавшейся с середины палеозоя до настоящего времени. Послекаледонский платформенный чехол в своей пермо-триасовой части разреза нефтегазоносен.

Рельеф шельфа в пределах Северного моря отличается чередованием пологих возвышенностей (наиболее значительная — Доггер-банка, глубина 49 м) и локальных впадин. Отдельные небольшие возвышенности дна связаны с погребенными соляными куполами и «соляными антиклиналями». В прибрежной части шельфа характерны длинные и высокие (до 20—30 м отн. выс.) песчаные гряды, построенные деятельностью приливных течений. Прослеживается система затопленных речных долин — продолжений долин Эльбы, Темзы, Везера, Хамбера.

Следы активного воздействия приливов на рельеф дна ярко проявляются также в строении поверхности дна Ирландского моря и пролива Ламанш. В строении дна в Ламанше хорошо выражена крупная подводная долина, протягивающаяся вдоль оси пролива и начинающаяся еще в Северном море (см. рис. 3).

Шельф и в целом подводная окраина Европы к западу от Британских островов, Франции и Пиренейского полуострова обнаруживают непосредственную структурно-геологическую связь с главнейшими тектоническими структурами суши. Вместе с тем обращают на себя внимание крупные впадины, лежащие в основании материкового подножия с мощностями выполняющих их осадков порядка 5—7 км.

К западу от Британских островов шельф четко ограничен материковым склоном. Последний расчленен многочисленными подводными каньонами и осложнен ступенями. Так, к западу от Ирландии наиболее крупная такая ступень — краевое плато или банка Поркьюпайн. На мелководных участках поверхности этой банки имеется ряд гряд, образованных приливными течениями. Значительная же часть этого выступа подводной окраины материка лежит на глубинах до 1000 м.

Шельф Бискайского залива, кроме самого северного участка, узок и не имеет значительного покрова рыхлых отложений. Здесь преобладают денудационные формы рельефа, много скалистых банок и островов. Материковый склон в северной части Бискайского залива осложнен краевым плато Гобан. На всем протяжении материкового склона Бискайского залива он расчленен многочисленными подводными каньонами. Материковое подножие на всем протяжении подводной окраины Европейского материка имеет небольшую ширину, но местами характеризуется большой мощностью слагающих его осадков.

Подводная материковая окраина Пиренейского полуострова имеет очень узкий, очевидно, выработанный в структуре платформы, шельф и сложно построенный материковый склон и материковое подножие. Здесь выделяются Галисийское краевое плато и глыбовые горы Виго, Порту. По мнению А. В. Ильина, это бордерленд, аналогичный бордерленду Калифорнии.

Подводная окраина Африканского материка отличается небольшой шириной шельфа. Почти на всем его протяжении в рельефе шельфа хорошо выражено влияние структуры Африканской платформы. Между Пиренейским полуостровом и

Канарскими островами рельеф шельфа холмистый, много выступов, сложенных с поверхности коренными породами, нередко гряды, сохраняющие простираание основных структур Атласа. Максимального развития шельф достигает у берегов Сьерра-Леоне, Либерии и Гвинеи. Здесь четко выражены древние речные долины и дельты, пересыпи и лагуны, по которым можно проследить ряд древних береговых линий — на глубинах 25 м, 35, 45, 55, 80 и 90 м. Шельф здесь сложен мощной толщей мезокайнозойских осадочных пород, залегающих на метаморфизованных породах девона и кембрия.

Шельф Гвинейского залива — узкий и на большей части площади сложен песчаными осадками, расширяясь лишь у устья Нигера, где преобладающим типом осадков становятся илистые отложения. На всем протяжении бровка шельфа располагается на глубине около 200 м. Рельеф шельфа равнинный. Напротив дельты Нигера шельф пересекают затопленные речные долины. У устья Конго поверхность его прорезана глубокой подводной долиной, переходящей на материковом склоне в крупный подводный каньон.

Материковый склон Африки почти всюду выражен в виде довольно крутого уступа, но местами заметно выполаживается или приобретает ступенчатую структуру, например к востоку от шельфа Сьерра-Леоне и югу от Китового хребта. Начиная от экватора склон сильно расчленен подводными каньонами.

Материковое подножие в пределах подводной окраины Африки выражено широкой наклонной аккумулятивной равниной, с мощностью осадков до 2—2,5 км. К северу от Канарских островов над равниной материкового подножия возвышаются плосковершинные горы Дасия и несколько других, аналогичных тихоокеанским гайотам. Существенным элементом рельефа здесь является вулканический хребет Канарских островов. Этот район интенсивного вулканизма с трахитово-базальтовым типом эффузивов. Вулканы насажены на складчатое основание, в тектоническом отношении являющееся непосредственным продолжением структур Атласа, сильно осложненное разрывными нарушениями (Апродов, 1982). В. М. Лавров и А. П. Метальников указывают, что Канарские острова состоят из двух разновозрастных морфоструктур. Ближняя к матерiku группа (Пурпурные острова) связана с герцинским простираанием, в ее строении существенно участвуют гипербазиты. Другая группа — Счастливые острова — относится к зоне альпийских дислокаций. По У. Райану и К. Хсю, Счастливые острова являются океанической вулканической структурой, Пурпурные же расположены в пределах развития континентальной коры.

Расположенный южнее архипелаг Зеленого мыса также вулканический горный массив. Со всех сторон его подводное основание окружено наклонной аккумулятивной равниной материкового подножия.

Итак, подводная окраина северо-западной Африки представ-

ляла собой еще недавно один из наиболее активных вулканических районов мира и очень важный источник поступления вулканического осадочного материала в море. Материковое подножие между Канарскими островами и шельфом Сьерра-Леоне генетически связано с накоплением этих огромных масс эффузивного материала и, таким образом, по своему происхождению сходно с «островными шлейфами» или «апронами» ложа Тихого океана. Существенную роль в осадконакоплении в этом районе океана играет эоловый принос.

ПЕРЕХОДНАЯ ЗОНА

Переходная зона в Атлантическом океане представлена тремя областями: Карибской, морем Скотия и Средиземным морем.

В Карибской области различается серия разновозрастных островных дуг. В Антильских островах можно выделить: Северо-Кубинскую, дугу Кайман-Сьерра-Маэстра, дугу Ямайка — Южный Гаити и, наконец, дугу Малых Антильских островов. Кроме того, в средней части Карибского моря известны подводные хребты Беата и Авес, которые, вероятно, в геологическом прошлом представляли собой также островные дуги. Северо-Кубинская дуга на западе состоит из двух гряд — Северной, начинающейся антиклинорием Пинар-дель-Рио, и Южной, включающей поднятия о. Хувентуд и Тринидад. В провинции Камагуэй обе гряды сливаются в единое складчатое сооружение, сильно денудированное, которое далее на восток продолжается в виде северной кордильеры Гаити. Основная фаза горообразования относится к ларамийскому времени (конец мела — палеоген). Следующая островная дуга начинается в горах Майя на Юкатане, затем ее продолжением является подводный Кайманов хребет, далее горы Сьерра-Маэстра и центральные кордильеры Гаити и Пуэрто-Рико. Основная складчатость происходила в миоцене. Интенсивная сейсмичность всей зоны и в особенности Кайманова хребта свидетельствует, что геосинклинальное развитие этой структурной зоны еще не закончилось.

Современной островной дугой типа тех, которые рассматривались при описании Тихого океана, является двойная дуга Малых Антилл, состоящая из гряд известняковых и вулканических островов. Известняковые острова образуют внешнюю гряду. Они сложены дислоцированными и метаморфизованными эоценовыми вулканитами, перекрытыми позднепалеогеновыми и миоценовыми известняками. Вулканическая дуга — самый молодой орографический элемент Карибской переходной области. Эффузивная деятельность здесь началась в олигоцене и продолжается до настоящего времени (три действующих вулкана).

Обе гряды двойной островной дуги Малых Антилл на о. Гваделупа на коротком отрезке своего протяжения сливаются, что обуславливает совершенно необычные очертания этого острова и резкие контрасты природы в западной и восточной частях о. Гваделупа.

К юго-востоку от островной дуги Малых Антильских островов расположен Барбадосский подводный хребет с о. Барбадос в его северной части. Он сложен смятыми флишевыми глубоководными осадками эоценового возраста, перекрытыми дислоцированными олигоцен-миоценовыми пелагическими отложениями. В пределах острова вся толща кроется четвертичными и современными рифовыми известняками.

С юга Карибское море окаймляется также молодым складчатым сооружением — Карибскими Андами, основная часть которого расположена на континенте, а морским его продолжением служит о. Тринидад. Несколько севернее расположена островная дуга Подветренных островов. Подводный хр. Авес, вероятно, структурно связан с этой островной дугой. В пределах его известен ряд подводных вулканов. Подводный хр. Беата, вероятно, является более древней структурной формой.

Названные островные дуги и подводные хребты делят Карибское море на Юкатанскую, Колумбийскую, Венесуэльскую и Гренадскую котловины. Глубины их достигают 5000 м, а Венесуэльской — даже 5420 м. На дне котловины преобладает равнинный рельеф, что обусловлено мощным осадочным слоем, выстилающим морское дно. Основной тип донных отложений — известковые (фораминиферовые и коралловые) илы.

В Карибской переходной области три глубоководных желоба, наиболее глубокий — Пуэрто-Рико расположен с внешней стороны переходной области. Его глубина — это самая большая глубина Атлантического океана — равна 8385 м. Два других, являющихся продолжением друг друга — Ориенте и Бартлет — находятся внутри переходной области, между островными дугами — Каймановой и Ямайско-Южногаитянской.

Карибская переходная область сейсмична, однако зона Бениофа — Заварицкого прослеживается здесь на глубине гипоцентров землетрясений не глубже чем до 950 км. Современный активный вулканизм приурочен к Малым Антильским островам (вулкан Мон-Пеле, Суфриер и др.) (Апродов, 1982).

Под Кубинской дугой обнаруживается «гранитный» слой земной коры. Промежуточный тип структуры земной коры отмечается под Пуэрто-Рико и подводным хр. Авес. Остальные структурные элементы имеют субокеаническое строение земной коры, причем под островными дугами обнаруживаются мощный слой уплотненных вулканогенных пород.

Переходная область моря Скотия, по сведениям Б. Н. Котенева, обрамляется подводными окраинами Южной Америки и Антарктиды, образующими две области бордерленда, т. е. зон интенсивного тектонического дробления подводных континентальных окраин. Морфологическими элементами Фолклендского бордерленда, о котором уже упоминалось, являются одноименные плато и окаймляющий его с юга желоб, который генетически представляет океанический трог — узкий глубокий грабен, связанный с трансформным разломом. В эту же систему входит

хр. Скотия, состоящий из блоков, образующих банки Эстадо, Бердвуд, и поднятие Южная Георгия. С юга море Скотия обрамляет Южнооркнейский бордерленд. Он включает в себя блок Южных Шетландских островов, желоб-рифт Лазарева (глубиной до 5700 м), блок Южнооркнейских островов и ряд небольших, но четко очерченных разломами глыб, объединяемых под общим названием хр. Бородино. В эту же систему, по нашему мнению, следует включить Южношетландский желоб (с глубинами до 5440 м), протягивающийся с внешней стороны Южношетландских островов.

Между обеими областями бордерленда расположена Южносандвичева островная дуга. Она состоит из одиннадцати островов вулканического происхождения, почти все они — активные вулканы, самый крупный и высокий из них Монтагью (1370 м над ур. океана), преобладает андезитовый состав вулканитов, известны также дациты и липариты. Вулканы как бы насажены на широкий вал (ширина около 80 миль в границах изобаты 2500 м). К востоку от островной дуги расположен Южносандвичев глубоководный желоб, ширина которого по верхнему краю до 30 миль, максимальная глубина его смещена к северу и составляет 8264 м.

Средиземное море имеет очень сложный рельеф и не менее сложную геологическую структуру (рис. 50).

Орографически дно Средиземного моря разделяется на следующие элементы (с запада на восток). Между южным побережьем Испании и северным побережьем Марокко расположена небольшая Альборанская котловина. Между Пиренейским полуостровом и островами Корсика и Сардиния лежит обширная Балеарская котловина (максимальная глубина 2887 м). К востоку от Корсики и Сардинии, будучи ограниченной с востока Апеннинским полуостровом, а с юга о. Сицилия, расположена котловина Тирренского моря (3719 м). К северо-востоку от Апеннинского полуострова находится мелководное Адриатическое море, в южной части которого находится глубокая котловина (1224 м).

Между Сицилией и Африканским побережьем расположено обширное мелководье — Сицилийско-Тунисский порог, восточнее его — одна из крупнейших и самая глубокая (4117 м) котловина Средиземного моря — Ионическая или Центральная. В восточной ее части начинается крупная подводная возвышенность — Восточно-Средиземноморский вал, к северу от которого расположен Эллинский глубоководный желоб. С севера этот желоб огражден сложно построенной возвышенностью, вершинную поверхность которой образуют Ионические острова, о. Крит и цепочка крупных и мелких островов, протягивающихся от Крита к берегам Малой Азии — Критская островная дуга. К северу от нее лежит глубокая Критская котловина (до 2591 м). Северный ее борт образуют о. Киклады с их подводными основаниями, а далее на север простирается чрезвычайно расчлененное дно Эгейского моря, состоящее из многочисленных впадин и возвышенностей.

Восточную часть Средиземного моря образует Левантская

котловина. Более половины уже упоминавшегося Восточно-Средиземноморского вала расположено в пределах этой котловины. Вал этот своим восточным окончанием примыкает к подводному основанию о. Кипр. Юго-восточная и восточная части Левантийской котловины относительно мелководны, большую часть ее занимает обширный и сложно построенный конус выноса мутье-

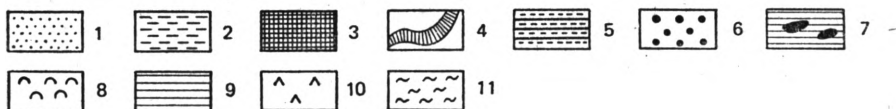
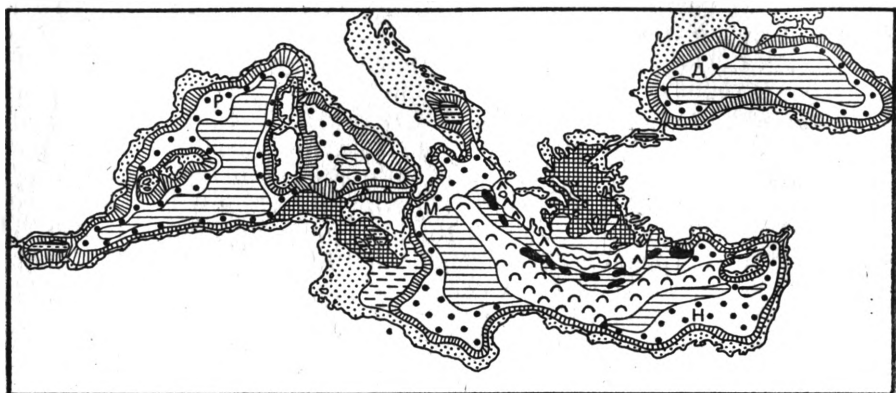


Рис. 50. Структурно-геоморфологическая схема дна Средиземного моря:
 1 — шельф, 2 — погруженный шельф, 3 — бордерленд, 4 — материковый склон,
 5 — суббатиальные впадины, 6 — материковое подножие, 7 — Эллинская депрессия с реликтами глубоководного желоба, 8 — Восточно-Средиземноморское поднятие, 9 — глубоководные котловины с субокеанической земной корой, 10 — островная дуга, 11 — краевые плато
 Конусы выноса мутьевых потоков: Д — Данубский, М — Мессинский, Н — Нильский, Р — Ронский

вых потоков, питавшихся терригенным материалом, приносимым Нилом и поэтому именующимся «Нильский конус».

Альборанский бассейн имеет небольшие размеры, сложный рельеф дна, представленный рядом вытянутых в субширотном направлении гряд и разделяющих их ложбин. Важный орографический элемент западной части Средиземного моря — Болеарский хребет (с одноименными островами). Это восточное окончание Рифско-Беотической складчатой системы, имеющее горст-антиклинальную структуру. С юга хребет ограничен хорошо выраженной в рельефе дна зоной ступенчатых сбросов.

Обширная Балеарская (Алжиро-Прованская) котловина вдоль Пиренейского побережья и южного побережья Франции окаймлена подводной окраиной материка, выраженной широким шельфом, расчлененным подводными каньонами материковым склоном

и хорошо развитым материковым подножием. Существенными элементами последнего здесь является обширный и сложно построенный Ронский конус выноса мутьевых потоков. У Французской Ривьеры подводная континентальная окраина резко сужается, рельеф дна очень сложный, расчленен большим числом каньонов, гряд, местами имеет явно глыбовое строение. С африканской стороны Балеарскую котловину окаймляет узкий шельф и крутой материковый склон, интенсивно расчлененный подводными каньонами. С востока котловина ограждена герцинским по возрасту складчатости Корсиканско-Сардинским глыбовым массивом. Его подводная окраина расчленена многочисленными и своеобразными подводными каньонами, имеющими явный облик затопленных горных речных долин, прослеживающихся до глубин 2—2,5 км. Их происхождение, очевидно, в основном связано с фактом понижения уровня Средиземного моря в позднем миоцене на несколько километров.

Дно Балеарской котловины занято обширной плоской абиссальной равниной, образовавшейся за счет погребения первично-холмистого рельефа (что читается на профилях НСП) под мощной толщей терригенно-известковистых (на севере) и птероподовых отложений. Сейсмо-акустические исследования показывают, что земная кора под центральной частью Балеарской котловины относится к субокеаническому типу.

Дно Тирренского моря характеризуется очень сложным рельефом. Это относится и к материковой окраине, где вследствие этого граница между материковым склоном и подножием может быть проведена только условно. Северная часть дна моря занята холмами и короткими хребтами, чередующимися с глубокими бороздами и долинами. Дно котловины также занято холмистым и низкорельефным рельефом. Очень распространены вулканические горы как в центральной части, так и в зоне материкового подножия. В южной части котловины протягивается вулканический хребет Липарских островов с действующими вулканами. В северо-восточном направлении он переходит в вулканический пояс материкового подножия Апеннинского полуострова.

Сицилийско-Тунисский порог представляет выдающийся к востоку выступ Африканской платформы и четко разделяется на три части (по Ю. Д. Евсюкову): Тунисский шельф, Центральную и Присицилийскую области. Тунисский шельф имеет относительно выравненный рельеф, глубины его в восточном направлении возрастают до 1000—1500 м у бровки Мальтийского эскарпа — высокого и крутого материкового склона, который ограничивает с запада Центральную котловину Средиземного моря. Погруженный шельф занимает более половины Тунисского шельфа. Центральная область порога, напротив, отличается очень расчлененным рельефом. Здесь имеется целая система грабенов и горстов. Глубины в грабенах достигают 1730 м, а отдельные участки горстовых поднятий выступают над ур. моря, образуя острова Понте-лария, Мальта и др. Е. Е. Милановский рассматривает всю эту

область разломов как часть Рейнско-Ливийского рифтового континентального пояса.

Мальтийский эскарп расчленен множеством подводных каньонов, прорезан несколькими крупными подводными долинами, прослеженными на большом протяжении и на шельфе (долина Герона). Ю. Д. Евсюков считает, что Мальтийский эскарп представляет собой крупную флексуру. На южном отрезке, по Я. П. Мавлицкому, она переходит в глубинный Мисуратинский разлом, с которым на Африканском континенте связан уступ плато Эль-Хамра в Ливии.

Центральный бассейн по распределению глубин делится на две части. На севере к материковой окраине примыкает широкая наклонная равнина, в которую врезана крупная долина. По ней происходит перемещение песчано-илистого материала из области действия мутьевых потоков на материковом склоне в центральную часть Ионического моря. Напротив Мессинского пролива на дне моря расположен обширный Мессинский конус выноса, который, видимо, получает питание за счет выноса осадочного материала из пролива и поставляется мутьевыми потоками, стекающими с Мальтийского эскарпа.

Распространенное к северу от Центральной котловины Адриатическое море — типичное шельфовое. Сложность рельефа прибрежной части шельфа обусловлена недавним затоплением субэвразального по происхождению структурно-денудационного рельефа. Шельфовая равнина осложнена двумя суббатияльными впадинами, из них к Южной Адриатической приурочена максимальная глубина моря (1224 м).

На северной периферии Восточной или Левантинской котловины наиболее сложный рельеф характеризует Критскую островную дугу и связанную с ней зону Эллинского желоба. Первая выражена цепочкой Ионических островов, островов Китира, Крит, Касос, Карпатос, Родос и затем переходит в альпийские структуры Анатолийского побережья. Расположенная к северу Критская котловина может рассматриваться как глубоководная котловина окраинного моря, если помнить, что Средиземное море — реликт некогда существовавшего океана Тетис. Особенность этой морской котловины (глубина ее превосходит 2500 м) — с севера она ограждена вулканической дугой с действующими вулканами Санторин и другими, возникшей, видимо, в связи с глубинными разломами, оконтуривающими юг Эгейской плиты — интенсивно раздробленной разломами платформенной структуры, соответствующей дну одноименного моря. Целесообразно эту часть Эгейского моря рассматривать как еще один пример бордерленда.

Наиболее яркой особенностью рельефа дна моря в зоне Эллинского желоба является его контрастность расчленения. Желоб разделен на ряд узких впадин с глубинами 3200—5100 м, располагающихся кулисообразно и чередующихся с параллельными им поднятиями. Наиболее четко выражены два таких эшелона кулисообразных впадин. Первый объединяет впадины Закинтос, Ва-

вилова и другие, второй — Критский, Плиния, Страбона, Ахилла и Родосскую впадину. Между ними расположены подводные поднятия Гавдос, Птоломея, Менелая, Эврипида, Софокла, Демокрита. Все они — блоки склона некогда единого Эллинского желоба, который в ходе своего развития к настоящему времени распался на отдельные впадины, разделенные образовавшимися на дне желоба поднятиями.

К югу от Эллинского желоба проходит Восточно-Средиземноморский вал. Это крупное протяженностью более 1500 км подводное поднятие, с пологими склонами и слабовыпуклой вершинной поверхностью, берущее начало еще в Ионической котловине и заканчивающееся на востоке у поднятия Флоранс — элемента древней Кипрской дуги.

К югу от этого вала расположена Восточно-Средиземноморская или Левантийская котловина. Рельеф ее дна выражен холмистыми и волнистыми абиссальными равнинами, с узкой плоской абиссальной равниной Геродота в западной части, наиболее глубокой (до 3120 м). Восточная часть относительно мелководна. Она заполнена главным образом обширным Нильским конусом, над холмистой или волнистой равниной возвышается несколько сильно расчлененных подводных возвышенностей.

Каспийское море. Впадина, занятая водами Каспийского моря, гетерогенная. Северный Каспий лежит в пределах платформенной структуры (южная окраина Русской и Скифская платформы). Средний Каспий — суббатиальная впадина, окруженная обширными пространствами сложно построенного шельфа. Глубина Среднего Каспия 780 м, дно его образовано континентальной корой. С юга он огражден молодыми складчатыми структурами. На суше они образуют Апшеронский полуостров, который к востоку переходит в подводную возвышенность, именуемую Апшеронским порогом.

На периферии Южного Каспия хорошо развит шельф, на западе он имеет структурно-денудационный рельеф. Заметные неровности дна связаны с брахиантиклинальными поднятиями, пересекающими шельф в юго-юго-восточном направлении. На материковом склоне они переходят в подводные хребты, далеко проникающие в глубь Южнокаспийской котловины. Вдоль южного побережья шельф узкий, ровный и всюду выстлан мелководными отложениями. Восточный шельф Южного Каспия, напротив, отличается большой шириной и сложен мощной толщей осадков, под которыми, по сейсмическим данным, погребены складчатые структуры копетдагского простирання.

Материковый склон в его типичном виде — крутой уступ — характеризует южный борт котловины. В других местах он осложнен упоминавшимися подводными антиклинальными хребтами. Наиболее значительные из них — Абиha, Шатского и другие имеют до 500 м отн. высоты. На гребнях хребтов расположены локальные поднятия, подводные грязевые вулканы. Последние на западном шельфе образуют архипелаг Бакинских островов.

Дно Южнокаспийской котловины представляет собой плоскую аккумулятивную равнину, подобную абиссальной, но максимальная глубина не превышает 1 км. Отмечаются огромная мощность осадочного слоя и субокеанический характер земной коры под впадиной.

Черное море. По геоморфологическим особенностям дно моря четко разделяется на северо-северо-западную часть, охватывающую обширный шельф западной и северо-западной его частей, а также Азовское море и собственно котловину Черного моря вместе с ее бортами. У Анатолийского и Кавказского побережий шельф очень узкий, в основном абразионного происхождения. Материковый склон расчленен большим количеством подводных каньонов, которые образуют в восточной части дна моря целую систему, заканчивающуюся мощными конусами выноса. К основанию материкового склона примыкает широкое материковое подножие, его элементом является Данубский конус выноса. Граница дна Черноморской котловины совпадает с изобатой 2000 м и характеризуется идеальной выравненностью.

В целом приведенные здесь данные позволяют рассматривать Средиземноморье как находящуюся в наиболее поздней стадии развития переходную область. Крупные островные и полуостровные массивы суши имеют различный возраст структур — от герцинского до позднеальпийского.

СРЕДИННО-АТЛАНТИЧЕСКИЙ ХРЕБЕТ

Срединно-Атлантический хребет был обнаружен еще в 50-е годы прошлого столетия в ходе промерных работ, предпринятых для прокладки первого трансатлантического телеграфного кабеля Европа — Америка. Однако специальные и углубленные геолого-геофизические исследования Срединно-Атлантического хребта были проведены лишь в 50-е годы. В пределах Норвежско-Гренландского бассейна Северного Ледовитого океана советскими исследователями было прослежено продолжение срединно-океанического хребта к северу от Исландии и далее в Арктическом бассейне. Срединно-Атлантический хребет принято разделять на хр. Рейкьянес, Северо-Атлантический и Южно-Атлантический.

Хребет Рейкьянес отходит от одноименного полуострова Исландия на юго-юго-запад. Это очень широкое нагорье, с хорошо выраженной осевой и фланговыми зонами. Осевая зона здесь выражена не рифтовыми долинами, а длинным базальтовым гребнем (горстом или застывшей магмой, выброшенной в результате трещинного извержения). На флангах и в осевой зоне расположены подводные и островные вулканы.

С юга хр. Рейкьянес ограничен широтным Северо-Атлантическим разрывом (Ильин, 1976), деформациями, связанными с этим разрывом, южная часть хребта разделена узкими широтными впадинами глубиной до 3100 м, пересекающими и фланг, и гребень хребта. Северо-Атлантический разрыв в других работах обычно

именуется зоной разломов Гиббса, которая хорошо прослеживается также и к западу, и востоку от хр. Рейкьянес в рельефе прилегающих котловин ложа океана.

Северо-Атлантический хребет разбит на отдельные сегменты многочисленными поперечными зонами разломов. Обычно в месте их пересечения с осевой частью хребта отмечаются глубокие поперечные трог, всегда более глубокие, чем рифтовая долина. Рифтовая зона здесь, за некоторыми исключениями, в отличие от хр. Рейкьянес, хорошо выражена в рельефе как кулисообразно расположенными рифтовыми долинами, так и параллельными им рифтовыми хребтами.

В районе Азорских островов отмечается значительное расширение срединно-океанического хребта — это Азорское вулканическое плато. В. М. Лавров (1979) отмечает ступенчатость его поверхности. Наиболее резкий уступ, которым Азорское плато ограничено с юга, совпадает с разломом 37° — бровка этого уступа расположена на глубине 1890 м, подножие — 3250 м. Плато пересекается в широтном направлении массивом вулканических Азорских островов, приуроченного к зоне одноименного разлома, который прослеживается от подводной окраины Северной Америки до Пиренейского полуострова. С этой зоной на западе связана цепочка вулканических подводных гор Келвин (или горы Новой Англии), вулканический массив Корнер, примыкающий к флангу срединного хребта, а на востоке — группа вулканических хребтов и подводных гор.

Северный край Азорского плато образован зоной разломов Курчатова. Южнее этой зоны, по описаниям В. М. Лаврова, выделяется рифтовая долина длиной до 100 км, шириной до 20 км, с глубинами до 3300 м. Крутизна стенок долины, имеющих ступенчатый профиль, местами достигает 50° .

Описываемая зона отличается интенсивными проявлениями современного вулканизма. Большинство островов Азорского архипелага характеризуется современным вулканизмом. Вдоль всей осевой зоны Северо-Атлантического хребта проходит сплошной пояс эпицентров землетрясений, который в районе Азорских островов пересекается с поперечным сейсмическим поясом, продолжающимся от поднятия Корнер до Пиренейского полуострова.

К югу от Азорских островов располагается группа подводных вулканических гор, осложняющих строение восточной фланговой зоны. Они называются горами Платона. Все они имеют уплощенные вершины и могут рассматриваться как аналоги тихоокеанских гайотов.

В 1973—1974 гг. французскими и американскими исследователями было установлено, что южнее Азорского плато рифтовая долина имеет ширину около 30 км и крутые стены, возвышающиеся на 1500 м над дном долины. Наблюдения из погружаемых аппаратов позволили установить у подножий обрывов мощные осыпи из продуктов разрушения основных и ультраосновных пород, слагающих борта долины. Дно долины осложнено

продольным поднятием высотой до 250 м и многочисленными зияющими трещинами — гьярами, также параллельными оси долины. Отмечено широкое распространение пиллоулав с очень разнообразным микрорельефом поверхности (подушечные, трубчатые формы, «драпри» и т. д.), выявлены несомненные следы гидротермальной деятельности. Отметим, что сходные черты строения рифтовых долин были обнаружены позднее в Красном море советской экспедицией, также использовавшей погружаемые обитаемые аппараты.

В целом рифтовая зона срединно-океанического хребта южнее Азорского плато приобретает юго-западное простирание, которое сохраняется примерно по 18° с. ш. Этот отрезок хребта имеет хорошо выраженную рифтовую зону с долинами и хребтами и сечется несколькими поперечными зонами разломов, из которых наиболее крупные, сопровождающиеся глубокими поперечными «долинами» — океаническими трогами — Атлантис, Кейн, «Разлом 15° » (Ильин, 1976). Затем следует большой по протяженности отрезок хребта, который может быть выделен как Экваториально-Атлантический, между 15° с. ш. и 5° ю. ш. Он пересекается особенно большим числом поперечных разломов, в связи с чем весь хребет оказывается разбитым на целый ряд коротких сегментов, ступенчато сдвинутых к востоку, вследствие чего общее простирание хребта меняется на юго-восточное, а в районе экватора — почти на восточное.

Большой интерес представляет о. Сан-Паулу, генетически связанный с одноименной зоной разломов. Остров представляет собой одинокую скалу из перидотита, возвышающуюся над уровнем океана на сотню метров. Интересно, что возраст пород, слагающий остров, более 800 млн лет.

Южнее 5° протягивается далеко на юг Южно-Атлантический хребет. Он имеет в целом меридиональное простирание и разбит на сегменты многочисленными поперечными разломами, лишь немного сдвинутые относительно друг друга. На большей части хребта хорошо выражена рифтовая структура.

В пределах Лабрадорской котловины ложа Атлантического океана геофизическими исследованиями обнаружен погребенный, ныне отмерший хребет, который представляет собой древнее ответвление Срединно-Атлантического хребта. Как показывает сейсмоакустическое зондирование, он располагается примерно по осевой части Лабрадорской котловины, будучи по периферии погребенным под толщей осадков мощностью несколько километров, а гребень его почти выходит на поверхность дна котловины. По представлениям В. Д. Рвачева, его погребенная рифтовая зона предопределила положение так называемого Срединно-Океанического каньона, или предпочтительнее называть эту долинную форму абиссальной долиной Хейзена. Срединно-Атлантический хребет по простиранию разделяется на четыре сводообразных в поперечном и продольном разрезах поднятия, разделенных широтными зонами разрывов, в пределах которых выделяются по строению

рельефа центральная и периферийные части. Центральная часть располагается на пересечениях рифтового и поперечных к нему разломных поясов или зон, образуя так называемые структурные узлы. Ведущий рельефообразующий процесс здесь — вулканическая деятельность площадного типа, создающая рельеф базальтовых плато, подобного Азорскому.

ЛОЖЕ ОКЕАНА

Ложе Атлантического океана характеризуется сочетанием подводных хребтов и возвышенностей и океанических котловин.

На крайнем северо-западе океана расположена Лабрадорская котловина. Большую часть ее дна на глубинах более 4000 м занимает плоская абиссальная равнина, с мощностью осадочного слоя более 2 км, что и обусловило выравнивание дна. Под этой толщей погребен Лабрадорский срединный хребет, который, вероятно, существовал как активное рифтовое сооружение еще в позднем мелу — палеоцене.

Ньюфаундлендская котловина имеет максимальную глубину более 5 км, при наиболее распространенных глубинах порядка 4 км. В ее западной части располагается плоская абиссальная равнина, восточная часть занята холмами. По осевой линии котловину прорезает долина Хейзена, принимающая с запада ряд притоков, образуемых ложбинами стока мутьевых потоков, стекающих из подводных каньонов, рассекающих материковый склон. На юге котловина ограждена Ньюфаундлендским хребтом, который генетически представляет собой крупную абиссальную аккумулятивную форму, построенную донным арктическим течением. Над ее поверхностью возвышается несколько подводных гор.

Одна из наиболее крупных по площади котловин — Северо-Американская. В северо-восточной ее части заканчивается долина Хейзена, образуя здесь заметно выраженный в изобатах конус выноса. В котловине выделяются три плоские абиссальные равнины: Сом на севере, к югу от нее — узкая плоская абиссальная равнина Гаттерас, протягивающаяся по границе с материковым подножием, на самом юге — равнина Нарес.

В центральной части котловины расположено крупнейшее подводное поднятие — Бермудское плато. Оно обращено на юго-восток крутым уступом, расчлененным своеобразными «ущельями», напоминающими крупные подводные каньоны. С поверхности плато сложено мощным слоем осадков (до 2 км толщины). Наиболее древние отложения, которые были вскрыты глубоководным бурением, — меловые (мощность вскрытого мела 140 м). Геофизические данные свидетельствуют, что под мелом залегают еще осадочные породы. Над поверхностью плато, в основном расположенной на глубине более 4 км, возвышаются отдельные вулканические горы, в том числе и те, которые образуют основу Бермудских островов. Сами острова сложены коралловыми известняками и в совокупности представляют собой подобие крупного атолла.

Северо-Американская котловина отделена от Гайанской горстовым хр. Барракуда. Восточнее него проходит ущелье Вайдл, через которое холодные донные воды из Северо-Американской котловины поступают в Гайанскую. Большую часть этой котловины занимает порог Пара, наиболее приподнятая его часть образует поднятие Сеара. Основная часть этой котловины занята плоской абиссальной равниной Демерера. По предположениям А. В. Ильина, порог Пара — аккумулятивное образование и его генезис, как и равнины Демерера, обусловлены накоплением материала огромных мутьевых потоков, питаемых мощными выносами Амазонки, твердый сток которой составляет около 2 млрд т в год.

Южнее расположена Бразильская котловина, в которую терригенный осадочный материал с порога Пара поступает через подводную долину Пернамбуко. Южнее устья этой долины формируется одноименная плоская абиссальная равнина. В Бразильской котловине выделяются также две ориентированных с запада на восток гряды подводных гор. Северная из них интересна тем, что здесь на вершине одной из гор расположен единственный в Атлантическом океане океанический коралловый атолл — Рокас. Южная, более значительная по протяжению состоит из нескольких гайотов и островов Тринидад и Мартин-Вас, сложенных нефелиновыми базальтами и фонолитами. Эти вулканические сооружения маркируют зону разломов, пересекающую Бразильскую котловину и далее на восток — Срединно-Атлантический хребет в районе о. Св. Елены.

Еще южнее, примерно в зоне 25—35° ю. ш., расположено крупное поднятие Риу-Гранди. Северный склон его очень крутой (до 12°), местами осложнен оползнями. Над общей холмистой поверхностью поднятия возвышаются вулканические горы.

Для восточной части ложа океана упомянем прежде всего крупные поднятия, разделяющие ее (вместе со срединным хребтом) на ряд котловин. Прежде всего выделяется группа вулканических сооружений к юго-западу от Португалии, генетически связанная с Азорским разломом. К югу от описанной ранее возвышенности Зеленого мыса расположено поднятие Сьерра-Леоне. Оно разбито широтными разломами, вдоль которых расположено несколько подводных гор. Вероятно, повышение дна между этим поднятием и срединным хребтом генетически обусловлено накоплением вулканогенного материала. Следующий положительный орографический элемент дна океана протягивается от экваториального выступа срединного хребта на северо-восток к побережью Камеруна. На фоне общего волнистого, слабо расчлененного рельефа здесь выделяется цепь подводных вулканов и вулканических островов, располагающихся вдоль крупного регионального разлома Камерун, продолжающегося и на материке. На побережье к этому разлому приурочен действующий вулкан Камерун. Этот подводный порог называют Гвинейским поднятием (рис. 51). Оно отделяет одноименную котловину от Ангольской. Последняя же с юга ограничена крупным орографическим элементом ложа

океана — глыбовым Китовым хребтом с выравненной вершинной поверхностью, сложенной мощной толщей рыхлых осадков.

Описанные хребты, пороги и поднятия отделяют друг от друга океанические котловины. В отличие от рассмотренных ранее океанов в котловинах Атлантического океана значительные площади занимают плоские абиссальные равнины, что обусловлено, во-первых, более обильным притоком терригенного материала, а во-вторых, почти полным отсутствием котловин окраинных морей и глубоководных желобов, перехватывающих, например, в Тихом океане значительную часть терригенных осадков.

Интереснейшие формы рельефа — абиссальные долины, самая крупная из которых — долина Хейзена. Симметрично ей, с восточ-

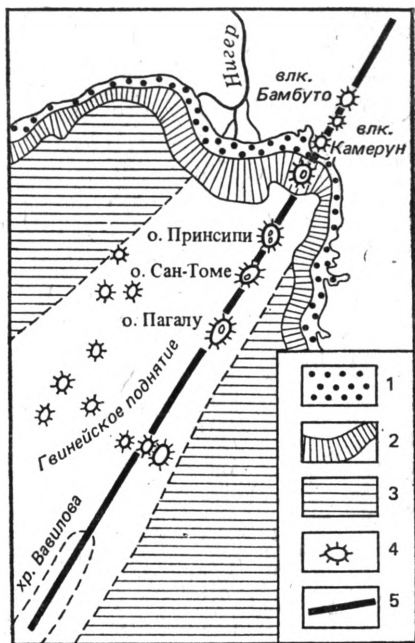


Рис. 51. Гвинейское поднятие:

1 — шельф, 2 — материковый склон, 3 — материковое подножие и ложе океана, 4 — подводные горы, пьедесталы вулканических островов, вулканы на суше, 5 — зона разломов

ной стороны срединного хребта, протягивается часть такой же длинной долины Мори. Происхождение этих долин одни связывают с мощными мутьевыми потоками времен оледенения, другие — с деятельностью донных абиссальных течений. Такая же долина, как Вима, между Бразильской и Аргентинской — явно эрозионная.

Самая крупная из котловин в южной части Атлантического океана — Африканско-Антарктическая. Она протягивается от моря Скотия до поднятия Кергелен и в этих границах имеет длину 3500 миль при ширине около 800 миль. Максимальная глубина (6972 м) приурочена к резко выраженной желобообразной депрессии, расположенной южнее крупного вулканического поднятия в восточной части котловины. Наиболее высокие участки этого поднятия называют банками Обь и Лена, глубины над их вершинами соответственно 247 и 254 м. В котловине выделяются также подводные возвышенности Тралс (глубина 46 м) и Мод (с наименьшей глубиной над ней 840 м). Центральная часть дна котловины представляет собой плоскую абиссальную равнину, к югу постепенно переходящую в наклонную равнину материкового подножия. В северной части этот тип рельефа сменяется волнистым,

а затем холмистым рельефом предгорий срединно-океанического хребта. К востоку котловина простирается в пределы Индийского океана.

Итак, краткий обзор рельефа ложа Атлантического океана и сведения о его геологическом строении показывают, что принципиальных различий с ложем Индийского и Тихого океанов не наблюдается. Однако в большинстве работ отводится большое внимание попыткам «подогнать» очертания западного и восточного побережий Атлантического океана до их полного или близкого к таковому совпадения. На сходстве очертаний западного и восточного берегов Атлантического океана основывал свои догадки Вегенер. Однако все эти попытки нельзя признать достигшими бесспорных результатов. Почему-то авторы таких сопоставлений брали либо очертания современных берегов, либо какую-либо условную изобату и совмещали именно их. Но если действительно Атлантический океан образовался за счет раскола Пангеи и расползания ее крупных обломков — Евразии и Северной Америки, Африки и Южной Америки, Антарктиды, то совмещать надо не по этим, в общем-то случайным линиям, а по материковым подножиям каждой из материковых глыб. Границы материкового подножия на западе и на востоке Атлантики не совпадают.

Не выдерживают строгой критики и определения возраста океанической коры по той же методике, что и была принята для Тихого океана, т. е. по геологическому возрасту осадков, залегающих на океаническом (фактически на акустическом) фундаменте. Так, например, совершенно непонятно, почему в Северном полушарии древнейшая океаническая кора имеет юрский возраст, в южном — верхнемеловой. Почему кора на границе, с Южно-Антильским желобом молодого палеогенового и даже с юга — олигоцен-неогенового возраста, тогда как по канонам гипотезы тектоники литосферных плит возраст коры именно на подходе к зоне субдукции должен быть наиболее древним? Никак не соответствует определениям возраста коры по этой методике необычайно древний возраст пород о. Сан-Паулу. Отмечаются также значительные различия в определении возраста геологическим и палеомагнитным методами.

Глава 12

СЕВЕРНЫЙ ЛЕДОВИТЫЙ ОКЕАН

Под этим названием в общем объединены очень различные по своему строению области дна Мирового океана. Здесь прежде всего выделяется так называемый Арктический бассейн — часть ложа океана, примыкающая со всех сторон к Северному полюсу, с окружающими его обширными пространствами подводных окраин Евразии и Северной Америки. Совершенно самостоятель-

ную область образует Норвежско-Гренландский бассейн, где океан представлен лишь котловинами Норвежского и Гренландского морей, с прилегающими узкими подводными окраинами Гренландии и Северо-Западной Европы, со сложной системой срединно-океанических хребтов. Наконец, можно еще выделить в особую область акваторию проливов Канадского архипелага и Гудзоновых пролива и залива, а также моря Баффина. Назовем эту часть океана Канадским бассейном.

Обзор геоморфологических особенностей дна Северного Ледовитого океана будем вести последовательно по выделенным выше бассейнам.

АРКТИЧЕСКИЙ БАССЕЙН

Арктический бассейн окаймлен материками Евразией и Северной Америкой. Его условную границу с Канадским бассейном можно проводить через внешний край раздробленной материковой подводной окраины, образующей подводные цоколи архипелага Королевы Елизаветы и северной Гренландии. Граница с Норвежско-Гренландским бассейном проходит от северной Гренландии к Шпицбергену по 80-й параллели, а от подводной окраины Шпицбергена на юг — по бровке Баренцевоморского шельфа. В этих границах более половины площади дна Арктического бассейна образуют подводные окраины материков, причем особенно сильно здесь развит шельф (рис. 52).

Шельф. Евразийский шельф может быть разделен на Баренцевоморский, Карский, Лаптевский, Восточно-Сибирского моря и Чукотский. Баренцевоморский шельф характеризуется общей переуглубленностью: его бровка всюду расположена на глубинах 300—500 м. На нем выделяется несколько крупных поднятий и впадин. Так, в западной части шельфа расположена впадина Медвежинский желоб, отделяющий от подводного «пьедестала» Шпицбергена возвышенности Персея и Центральную. Медвежинский желоб открывается к материковому склону в виде долины Персея, в устье которой, уже в пределах Норвежского моря, образуется мощный конус выноса.

На подводных возвышенностях Персея и Центральной, являющихся структурно-денудационными образованиями, обнаруживаются следы среднеплейстоценового оледенения, тогда как последнему оледенению, согласно Г. Г. Матишову, они не подвергались; на подводной окраине Шпицбергена и Скандинавского полуострова (возвышенности Нордкинская и Копытова) многочисленны морфологически выраженные следы среднеплейстоценового, а в прибрежной части также последнего оледенения. Наряду с моренными грядами и массивами здесь выделяются подводные троговые долины. Возвышенности Нордкинская и Копытова отнесены Г. Г. Матишовым к моноклинально-пластовым.

К югу от Центральной расположена Демидовская возвышенность, для которой наряду с сетью подводных долин, в том числе

и ледниковых трогов, характерны небольшие возвышенности, связанные, как предполагают, с солянокупольными структурами. Для южной части дна Баренцева моря характерные морфоструктуры — линейно ориентированные поднятия рельефа — Мурман-

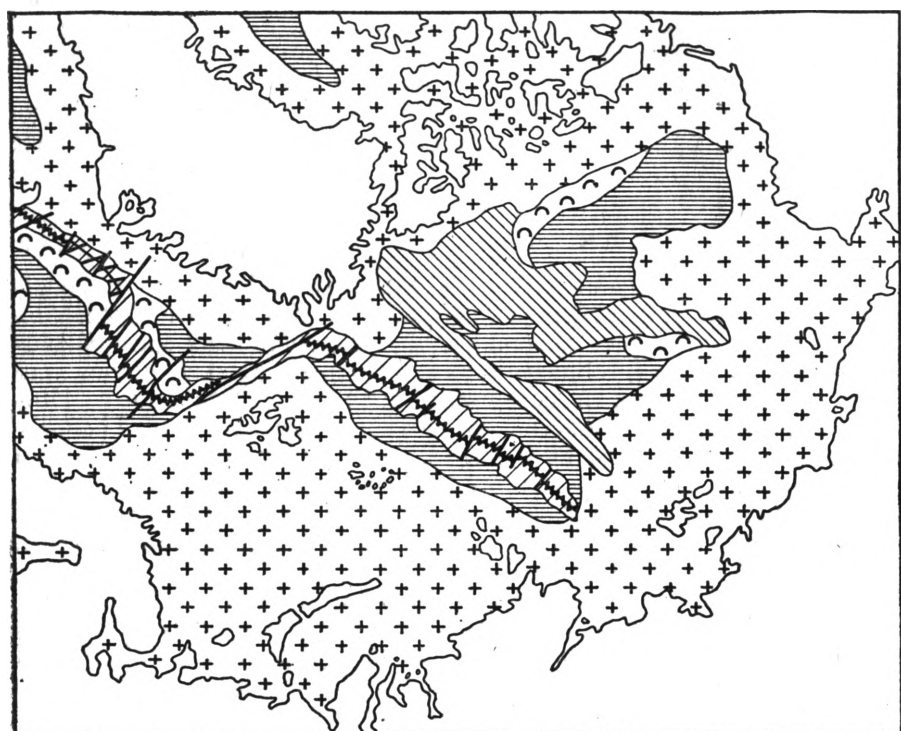


Рис. 52. Геоморфологическая схема дна Северного Ледовитого океана:
1 — подводные окраины материков, 2 — котловины ложа океана, 3 — абиссальные холмы, 4 — возвышенности и хребты ложа океана, 5 — срединно-океанические хребты, 6 — зоны разломов, 7 — рифтовые долины

ское, Колгуево-Печорский, Колвинский валы, в структурно-тектоническом отношении связанные с байкальской и послебайкальской складчатостью, проявившейся в зоне Тиманского кряжа и Печорской плиты, относительно более подвижной и более молодой части Русской платформы.

К востоку от Центральной возвышенности расположены Центральная впадина (желоб Самойлова, по Дибнеру) и ее северное продолжение — Северо-Восточная аккумулятивная равнина шельфа. С юга желоб Самойлова огражден цепочкой структурных плато — Северо-Канинского, Канинского, Гусиног, Моллера,

представляющих собой обращенные структурно-денудационные формы рельефа, развившиеся на синеклизах.

Северо-западную часть Баренцевоморского шельфа образуют подводная окраина Новой Земли, расположенная западнее ее Новоземельская возвышенность и к северу от последней — базальтовое плато, связанное с вулканической областью Земли Франца Иосифа. В. Д. Дибнер отмечает, что образование этого плато, сильно раздробленного позднейшими проявлениями разломной тектоники, связано с излияниями платобазальтов в верхнемезозойское время. Базальтовое плато Земли Франца Иосифа очерчивается с запада впадина-желоб Франц-Виктория, а с востока — еще более крупный желоб Святой Анны. Учитывая большую глубину (более 400—600 м) и резко выраженные борта, оба этих желоба следует отнести к суббатиальным впадинам, как и упомянутый ранее Медвежинский желоб.

В структурно-геологическом отношении Баренцевоморский шельф соответствует одноименной докембрийской плите, за исключением самой южной наиболее мелководной части, относящейся к более молодой структуре Русской платформы — Печорской плите. Архейское и рифейское кристаллические основания скрыты под мощным осадочным чехлом, представленным отложениями палеозоя, мезозоя и кайнозоя. В рельефе дна Баренцева моря широко распространены реликтовые речные долины. Известны также различного возраста (плиоцен-поздний плейстоцен) древние береговые линии, выраженные в рельефе как аккумулятивными, так и абразионными формами рельефа.

Глубокой суббатиальной впадиной желоба Святой Анны Баренцевоморский шельф отделяется от Карского. Северная часть последнего имеет очень неровный рельеф, обусловленный выходами коренных пород, и изобилует островами. В отличие от Баренцева шельфу Карского моря в основном присущи обычные для шельфа глубины, за исключением желоба Воронина в северной и Новоземельской впадины в юго-западной части моря. Обе впадины тектонического происхождения и по облику и глубинам также должны быть отнесены к суббатиальным. Обращает на себя внимание совпадение простираения Новоземельской впадины и Урало-Новоземельского орогенического сооружения. Герцинские структуры последнего к востоку от северного окончания Новой Земли пересекают дно Карского моря, вновь появляясь на суше на севере п-ова Таймыр и на Северной Земле. Значительная часть дна северной части Карского моря занята Центрально-карской возвышенностью, на склонах и вершинной поверхности которой сохраняются реликтовые субаэральные (гляциальные и флювиальные) формы рельефа.

Южная часть дна Карского моря представляет собой непосредственное продолжение Западно-Сибирской равнины, а в тектоническом плане — эпигерцинской погруженной одноименной плиты. Характерная особенность этой части — выявленные здесь продолжения долин Енисея, Оби и других крупных рек.

Шельф моря Лаптевых характеризуется малыми глубинами и выровненным рельефом. Преобладающий тип рельефа здесь — морская аккумулятивная равнина. Вдоль побережья выражена прибрежная абразионно-аккумулятивная поверхность. Дно моря прорезают затопленные реликтовые речные долины (рис. 53). Аккумулятивный выровненный рельеф дна присущ также большей части Восточно-Сибирского моря. Интересная особенность

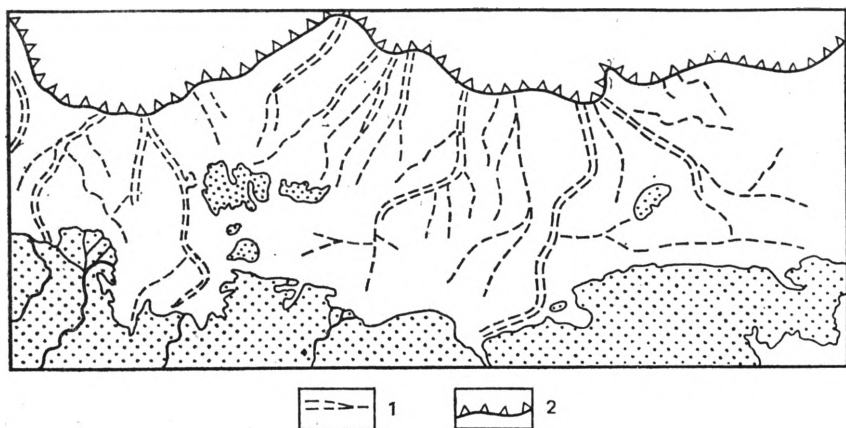


Рис. 53. Затопленные речные долины на шельфе восточной части советско-го сектора Арктики:

1 — затопленные долины, 2 — бровка шельфа

рельефа его дна — крупные гряды невыясненного происхождения, обычно в смягченной форме повторяющие очертания берегов. Высота их 5—10 м, длина может достигать нескольких десятков километров. Возможно, это литоморфные образования, связанные с препарировкой выходов плотных пород в условиях субэрального рельефа, впоследствии погребенные под маломощным слоем морских осадков.

Шельф северо-восточной части Восточно-Сибирского и северной части Чукотского моря находится на глубинах, превышающих обычные. Эта переуглубленная часть шельфа заметно расчленена подводными долинами. Большая часть Чукотского шельфа, по А. Н. Ласточкину, — абразионно-аккумулятивные равнины различного возраста. В восточной части его прорезает крупная долина р. Хоуп.

Большая часть шельфа Восточно-Сибирского и Чукотского морей в структурно-геологическом отношении представляет собой денудированные и частично погруженные структуры мезозойской складчатости Верхоянско-Чукотской складчатой страны. Северную часть, в том числе и погруженный участок, относят к гипотетической Гиперборейской платформе докембрийского возраста.

Материковый склон Евразийской подводной окраины в пределах Арктического бассейна большой ширины и нередко характеризуется ступенчатостью профиля. Местами он выражен в виде наклонных аккумулятивных равнин. На двух участках склон осложнен краевыми плато: Ермак, к северу от Шпицбергена, и Чукотским, имеющим очень сложное строение рельефа.

Подводные каньоны распространены в пределах всего материкового склона. Хотя густота этого расчленения значительно меньше, чем в Атлантическом океане, но зато все каньоны очень крупные как по длине и ширине, так и глубине вреза.

Материковое подножие в Арктическом бассейне хорошо выражено, ширина его достигает в некоторых местах 150 и даже 300 км. Существенный его элемент — конусы выноса мутьевых потоков. Крупные из них известны напротив желобов Святой Анны, Франц-Виктория и Воронина, а также в море Бофорта, где такой конус непосредственно связан с подводной долиной Маккензи.

Абиссальная часть Арктического бассейна состоит из ряда котловин и хребтов. Узкая котловина, примыкающая к Евразийской континентальной окраине, называется котловиной Нансена; максимальная ее глубина 3975 м. Рельеф дна — типичная плоская абиссальная равнина, выровненность поверхности которой обусловлена донной аккумуляцией осадков. Северный борт котловины образует срединно-океанический хр. Гаккеля. Его осевой зоне свойственна рифтовая структура — системой продольных разломов здесь обособляются рифтовые долины и окаймляющие их рифтовые гребни. Как и другие срединно-океанические хребты, хр. Гаккеля разбит многочисленными поперечными разломами, обусловившими образование глубоких поперечных ущелий — «океанических трогов». Общая глубина расчленения по вертикали достигает 2500 м. На хр. Гаккеля установлены линейные магнитные аномалии, вытянутые по простиранию срединно-океанического хребта.

За хр. Гаккеля расположена котловина Амундсена (в ее пределах расположен Северный полюс), дно которой выровнено за счет донной аккумуляции осадков. Ее максимальная глубина 4485 м. С северо-востока котловина ограничена хр. Ломоносова. Это массивное горное сооружение с крутыми, мало расчлененными склонами. Ни одна долина не пересекает этот хребет.

Представляется, что слабая расчлененность склонов и вершинной поверхности, однородность морфологии не говорит в пользу гипотезы «континентального» прошлого хр. Ломоносова так же, как и в пользу предположения, что он является отторженцем Евразийского материка, образовавшемся в результате рифтогенеза и «спрединга».

Зона абиссального дна между хр. Ломоносова и котловиной Бофорта весьма сложного рельефа. Вдоль хр. Ломоносова также выделяется котловина, но она неоднородна — ее прилегающая к Евразии часть мелководна (максимальная глубина 3000 м) и

выделяется как котловина Подводников или Толля. Дно ее представляет собой нерасчлененную пологонаклонную к северу равнину (абиссальная равнина Врангеля). К северу от нее распространяется котловина Макарова, максимальная глубина в пределах которой превышает 3863 м. Дно котловины образовано плоской абиссальной равниной Флетчер.

Котловина Макарова выклинивается в сторону Северной Америки, и здесь начинается область сложно построенного рельефа плато Альфа. Глубина над его поверхностью в общем менее 2000 м, здесь также выделяется несколько впадин, коротких хребтов и отдельных подводных гор (Остенко, Холл и др.). В сторону Евразийской подводной окраины это плато переходит в хр. Менделеева, существенно отличающегося по морфологии от хр. Ломоносова — его склоны и вершинная поверхность подверглись интенсивному тектоническому дроблению. Здесь нет той монолитности, которая так характерна хр. Ломоносова. Есть и геофизические различия, например в величине теплового потока.

Обширная Канадская котловина (Бофорта) имеет выровненный рельеф дна и представляет собой на большей части плоскую или пологоволнистую абиссальную равнину, образованную толщей осадков мощностью до 2 км. Значительную площадь дна котловины занимает конус выноса Маккензи.

Относительно строения земной коры под Арктическим бассейном среди ученых нет единого мнения.

Всему Арктическому бассейну вне подводных континентальных окраин соответствует резко выраженный выступ поверхности Мохоровичича, что существенно сближает Северный Ледовитый океан с другими океанами.

НОРВЕЖСКО-ГРЕНЛАНДСКИЙ БАССЕЙН

В отличие от Арктического бассейна в Норвежско-Гренландском подводные континентальные окраины занимают менее 30% площади дна. Шельф Гренландии на 3/4 своей площади лежит на глубинах 200—500 м, что, вероятно, может рассматриваться как результат прогибания Гренландской глыбы под тяжестью ледникового покрова. Поверхность шельфа сильно расчленена многочисленными подводными долинами, лежащими на продолжении фиордов. Выделяется ряд замкнутых впадин, а также продольных желобов, очень характерных и для других гляциальных шельфов. Крутой уступ материкового склона, расчлененного многочисленными подводными каньонами, на глубинах 1,5—2 км сменяется узкой наклонной равниной материкового подножия.

Норвежский шельф в значительной своей части также погружен на глубины более 200 м. Рельеф его поверхности обусловлен главным образом гляциальными формами расчленения. Северная часть материкового склона Норвегии имеет резко выраженное ступенчато-тектоническое расчленение и рассечена многочисленными подводными каньонами. К северу от Лофотенских островов

материковый склон почти прямолинеен. Здесь он сопровождается довольно широким материковым подножием с крупным конусом выноса Персей, расположенным ниже «устья» Медвежинского жёлоба Баренцевоморского шельфа.

Южнее о. Вестеролен строение материкового склона осложнено краевым плато Воринг с неровным грядово-долинным рельефом. Плато сложено толщей осадочных пород, в основании которых лежат эоценовые слои, залегающие на базальтах. Однако под этими базальтами, судя по сейсмическим данным, снова залегают осадочные слои, вероятно, имеющие допалеогеновый возраст. Уступ плато к югу смыкается с зоной разломов, очерчивающих своеобразную троговую структуру Фарерско-Шетландского жёлоба (максимальная глубина 1750 м), отличающегося, по-видимому, субокеаническим строением земной коры и врезанного в Фарерско-Исландский порог.

Главную роль в орографическом каркасе глубоководной части Норвежско-Гренландского бассейна играет система срединно-океанических хребтов, связывающих Срединно-Атлантический и хр. Гаккеля. В Норвежско-Гренландском бассейне эта система начинается рифтовым хр. Колбейнсей, являющимся непосредственным продолжением рифтовой зоны Исландии. Осевая зона этого хребта, как и Рейкьянеса, выражена в виде гребня (Удинцев, 1982), а начиная с 69° с. ш. рассечена несколькими поперечными разломами. На 71° с. ш. хребет пересекает крупная Ян-Майенская зона разломов, начинающаяся у подводной окраины Гренландии и прослеживающаяся вплоть до подножия плато Воринг. Орографически она выражена системой трогов и коротких глыбовых хребтов-горстов, ориентированных с северо-запада на юго-восток.

Крупный блок, входящий в эту систему разломов или генетический связанный с ней, — о. Ян-Майен с его подводным основанием. Остров вулканического происхождения. Предположительно, Ян-Майенское плато образовано континентальной земной корой, перекрытой молодыми базальтами.

Лежащий севернее Ян-Майена отрезок срединно-океанического хребта смещен на юго-восток более чем на 150 км — это хр. Мона. Он имеет хорошо выраженную морфологически рифтовую зону и также разбит многочисленными поперечными разломами северо-западного простираения, что вместе с рифтовым тектоническим расчленением приводит к его раздроблению на ряд параллелепипедальных блоков с отметками глубин от 1000 м на вершинах блоков до 3500 м в поперечных трогах.

При пересечении 74-й параллели простираение срединно-океанического хребта меняется на 80° и он приобретает иной облик и называется хр. Книповича. По его осевой части протягивается широкая (до 30 км ширины) рифтовая долина, переходящая к северу в зону разломов Нансена. С последней генетически связан проход Долины Лены — узкий трог или грабен, соединяющий Гренландскую котловину с котловиной Амундсена.

Эта долина отличается также большой глубиной. Именно к ней приурочена максимальная глубина Северного Ледовитого океана (5527 м). В целом хр. Книповича резко асимметричен — он хорошо развит в своей западной половине и редуцирован в восточной, которая в значительной степени погребена под отложениями, слагающими материковое подножие.

Хребты Колбейнсей, Мона и Книповича делят бассейн на Гренландскую и Норвежскую котловины. В обеих частях бассейна имеются еще некоторые орографические элементы, усложняющие эту картину. Так, к югу от о. Ян-Майен параллельно хр. Колбейнсей протягивается хр. Ян-Майен, отличающийся плоской вершиной и массивностью очертаний. М. Тальвани и О. Элдхолм полагают, что он имеет континентальное строение (косвенным указанием на это могут служить трахиты, участвующие в строении о. Ян-Майен) и что он был отторгнут от подводной окраины Гренландии в ходе образования хр. Колбейнсей и сопровождающего этот процесс спрединга. Котловина между хр. Колбейнсей и Ян-Майен заполнена покровом лав. Этим обусловлена относительная мелководность данной котловины, известной под названием Исландского плато.

На северо-восток от Фарерско-Исландского плато в пределы Норвежской котловины простирается Норвежский хребет. Он состоит из ряда параллельных друг другу гребней, разделенных также ориентированными ложбинами, одна из последних выражена на протяжении всего хребта.

Орографический комплекс горстовых гребней, связанных с разломом Ян-Майен, протягивается через все Норвежское море от о. Ян-Майен до плато Воринг, вследствие чего в Норвежском море обособляется Норвежская, а также Лофотенская котловина.

Максимальная глубина Норвежской котловины 3970 м. Дно южной части имеет волнистый рельеф, по соседству с норвежской континентальной подводной окраиной она расчленена сетью подводных долин, прорезающих также и материковое подножие. Северная часть дна котловины имеет мелкогорный или холмистый рельеф, мощность осадков здесь менее 1 км. Глубина Лофотенской котловины 3717 м, дно ее представляет аккумулятивную абиссальную равнину.

Максимальная глубина Гренландской котловины 5527 м, одновременно это максимальная глубина Северного Ледовитого океана.

Южная часть котловины имеет холмистый и местами даже гористый рельеф. Есть несколько подводных гор, среди которых гора Вестернсгруннен, глубина над вершиной которой составляет всего 123 м. Северная часть дна котловины занята плоской абиссальной равниной.

Данные глубоководного бурения позволяют составить более детальное представление о строении осадочного слоя в Норвежско-Гренландском бассейне, не ставя при этом под сомнение представления об океаническом типе земной коры под котловинами и

хребтами ложа океана. Отметим также современный вулканизм и сейсмичность региона, причем и то, и другое приурочено к зоне срединно-океанических хребтов, т. е. к современным океаническим рифтовым зонам.

КАНАДСКИЙ БАССЕЙН

Особенность рельефа дна этого бассейна — сложная система грабенов, образующих проливы Канадского Арктического архипелага и представляющих собой результат интенсивного тектонического дробления окраины Северо-Американской платформы. Преобладают разломы меридионального, широтного и северо-восточного направлений. Сочетание этих пересекающихся систем разломов и определяет общую конфигурацию островов и разделяющих их проливов. Днища проливов лежат, как правило, на глубинах более 200 м, достигая максимальной величины 988 м в Гудзоновом проливе.

Борта грабенов несут следы ледниковой обработки. На дне каждого из проливов обнаруживаются затопленные долины с характерным для ледниковых трогов U-образным профилем. Следы ледникового рельефа и в том числе затопленные трогі прекрасно выражены, например, в проливах Смит и Джонс.

О том, что днища проливов приобрели свое современное батиметрическое положение вследствие крупного тектонического опускания, свидетельствует упоминаемый Д. Р. Хорном факт обнаружения в колонке донного грунта, взятой в прол. Пири на глубине 250 м остатков прибрежной растительности. Б. Р. Пеллетье указывает также на находки погребенной почвы в скважине, пробуренной в заливе Густава Адольфа на глубине 370 м.

В морфологии дна моря Баффина четко выделяются подводные континентальные окраины и ложе моря. Большая часть площади шельфа погружена, глубины до 200 м развиты лишь в пределах узкой прибрежной полосы. В районе прол. Смит глубины на шельфе достигают 1000 м. Вдоль берега Гренландии погруженный шельф образует четко выраженную ступень, значительная часть его сложена молодыми платобазальтами, в южной части — древними кристаллическими породами щита. Отмечается повсеместное распределение ледниковых форм рельефа на шельфе.

«Переуглубленный» шельф моря Баффина почти всюду ограничен четко выраженными уступами или наклонными равнинами материкового склона, нередко постепенно переходящими в наклонные равнины материнского подножия. Склон осложнен подводными каньонами и долинами стока мутьевых потоков. Абиссальная котловина моря имеет ровное волнистое дно, в средней части впадины отмечена максимальная глубина моря 2414 м.

Гудзонов залив занимает обширную блюдцеобразную синеклизу, приуроченную к центру Канадского щита и выполненную толщей осадочных пород ордовика, силура и девона.

Ряд островов и подводных гряд в восточной части залива свя-

заны с моноклинальным залеганием древних пород, слагающих восточный борт синеклизы. Повсеместное распространение ледниковых отложений, а также ленточных глин, устанавливаемое по результатам бурения, указывает на то, что Гудзонов залив в ледниковое время был сушей.

ДОННЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Повсеместное распространение плоских абиссальных равнин в Северном Ледовитом океане требует объяснения, так как в других океанах они занимают незначительную площадь.

По нашим подсчетам, в Северный Ледовитый океан ежегодно поступает около 2 млрд т осадочного материала. Рельефообразующий (выравнивающий) эффект осадконакопления здесь проявился гораздо в большей степени, чем в любом другом океане. С этим-то и связано повсеместное распространение плоских абиссальных равнин на дне котловин Северного Ледовитого океана.

В Арктический бассейн поступает почти исключительно терригенный материал. При этом существенно, что даже в береговую зону поступает главным образом илистый терригенный материал как за счет речного стока, так и в особенности за счет термической абразии берегов и подледного стока по периферии ледниковых покровов. В связи с этим преобладающий тип осадков даже на шельфе в Арктическом бассейне — илистые осадки. Пески распространены только в прибрежной полосе в южной части Баренцева моря, в северной части Белого моря, местами в Карском и Чукотском морях.

На ограниченной площади, главным образом вдоль края Северо-Американской подводной окраины и на плато Альфа, распространены слабокарбонатные отложения, представленные алевро-пелитовыми осадками. Их распространение связано с отопляющим влиянием атлантических вод, способствующих более широкому развитию в этих районах известковых планктонных организмов.

Для Канадского бассейна характерны исключительно терригенные отложения. Здесь наибольшее значение имеет ледовый разнос терригенного материала, поступающего с айсбергами. В связи с этим прибрежная зона Гренландии и Баффиновой Земли отличается распространением плохо отсортированных грубых по механическому составу осадков. Песчаные грунты распространены в западной части Гудзонова залива. Преобладающий тип отложений в Канадском бассейне — алевроиты, а в центральных частях Гудзонова залива и моря Баффина на небольших площадях — алевро-пелитовые илы.

В Норвежско-Гренландском бассейне терригенные осадки занимают не более 1/3 площади дна, преимущественно на подводных континентальных окраинах. Как и в Канадском, в западной части этого бассейна значительную часть терригенного материала, отлагающегося здесь на подводной окраине Гренландии, при-

носят айсберги. В районе Ян-Майена и к северу от Исландии осадки настолько обогащены вулканогенным пирокластическим материалом, что их вполне можно считать вулканическими илами. В Норвежском море широко распространены глубоководные известковые биогенные осадки, причем в центральной его части даже сильноизвестковые фораминиферо-кокколитовые илы. К северу отложения становятся все более обедненными известью. Распространение известковых илов целиком контролируется тепляющим влиянием Северо-Атлантического течения.

ПРОБЛЕМЫ РЕГИОНАЛЬНОЙ ГЕОМОРФОЛОГИИ МАТЕРИКОВ И ОКЕАНОВ

Наиболее крупные проблемы развития рельефа материков и океанов включают прежде всего вопросы: 1) строения и устойчивости границ материков и океанов и в связи с этим стабильности или нестабильности площадей тех и других; 2) происхождения и развития наиболее крупных морфоструктур Земли, в частности горных поясов на континентах и на дне океанов.

Объяснение происхождения планетарных морфоструктур Земли и их частей, включая горные пояса, затрагивает многочисленные вопросы геоморфологического строения нашей планеты. Решение этой проблемы прежде всего связано с конкурирующими геотектоническими гипотезами: а) перманентного развития материков и океанов, б) океанизации, в) неомобилизма (тектоники литосферных плит). К ним примыкают некоторые другие, которые в той или иной степени включают в себя элементы ранее названных (гипотезы расширения Земли, пульсационного развития Земли и др.). В каждой из них в разной степени используются геоморфологические, палеогеографические, геологические, геофизические и иные аргументы. От их достоверности, полноты, доказательности, корректности использования зависит справедливость вытекающих из этих гипотез выводов. К сожалению, одни и те же факты или положения истолковываются разными исследователями по-разному. Это происходит отчасти из-за того, что в системе доказательств того или иного положения информативность исходного материала не изучается, ограничения метода исследования не ставятся, и многие авторы сразу же переходят к формализации понятий и математическому обеспечению их анализа, делая из последних далеко идущие палеогеоморфологические выводы. К тому же в методологическом отношении не вполне корректно допущение, что наблюдаемые в настоящее время параметры состояний земной коры и литосферы можно ретроспективно экстраполировать на миллионы и десятки миллионов лет. Опыт исследований древних поверхностей выравнивания показал, что геоморфологические системы и их элементы имеют определенные границы устойчивости, что подтверждает объективное существование границ длительности тектонических фаз в развитии Земли.

Горные пояса Земли, как известно, располагаются как на континентах, так и на дне океанов. В последнем случае они представлены срединно-океаническими хребтами и хребтами в преде-

лах ложа океана. Таким образом, в системе морфоструктурного районирования Земли горные пояса могут принадлежать к разным таксономическим категориям. Их объединяют: 1) четкая орографическая выраженность (линейность, волнообразный характер распределения высот в продольном профиле); 2) близкие колебания максимальных (4—8 км) и средних (1,5—3 км) относительных высот; 3) существование внутри горных поясов как горных, так и равнинных территорий. Между тем строение земной коры, не говоря уже о строении литосферы в целом в разных тектонических провинциях, где имеются горные пояса, может быть существенно различным. Таким образом, горные пояса формируются (формировались?) при разных условиях строения литосферы.

Поскольку вертикальный размах неровностей (горных поясов) составляет на поверхности Земли всего 0,7—4,8% от общей мощности литосферы, уместен вопрос: какую же роль сыграли (играют?) мантийные процессы в образовании собственно рельефа Земли?

Здесь мы ограничимся лишь общим обзором проблем формирования и эволюции трансконтинентальных горных поясов на примерах Альпийско-Гималайского и Андийско-Кордильерского и трансокеанского горного пояса срединно-океанических хребтов.

ПРОБЛЕМА ФОРМИРОВАНИЯ И ЭВОЛЮЦИИ ТРАНСКОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ГОРНЫХ ПОЯСОВ

Трансконтинентальных горных поясов на поверхности Земли всего два: Альпийско-Гималайский и Андийско-Кордильерский. Они вытянуты в разных направлениях — субширотном и субмеридиональном, имеют длину до 15 000 км, построены из резко различающихся по структуре и возрасту геологических образований, обладают прерывистым распространением вулканизма. Тем не менее главное, что обращает на себя внимание, удивительная ясность в очертаниях и облике рельефа.

АЛЬПИЙСКО-ГИМАЛАЙСКИЙ ГОРНЫЙ ПОЯС

Формирование европейской ветви Альпийско-Гималайского горного пояса связывают обычно с геосинклинальным режимом развития территории, расположенной на стыке двух жестких массивов Европы и Африки. При этом большинством исследователей отмечается, что Альпийский складчатый пояс унаследованно развивался на месте гигантской зоны дробления, отразившей неравномерности в строении земной коры еще на первых этапах развития Земли. Геосинклинальный режим развития в ряде регионов этой ветви Альпийско-Гималайского пояса прерывался, переходя в квазиplatformенный, и вновь возобновлялся (Западные Альпы, Карпаты). Указанный путь развития достаточно полно подтверждается геологическими материалами, согласно которым образо-

ванию геосинклинали в альпийском эндогенном цикле предшествовало формирование герцинской геосинклинали и следовавшее за ней развитие орогенного режима в конце того же цикла. Например, в Альпах красноцветная моласса накапливалась в прогибах и впадинах в течение ранней перми. Таким образом, по меньшей мере с палеозоя в структурах Альп фиксируются следы складчатых деформаций, срывов складок, метаморфизма, обрушения краевых частей жестких срединных массивов.

Причины подобных явлений кроются в тектонических движениях (как вертикальных, так и горизонтальных), вызванных особенностями дифференциации земной коры и мантии, внутри которых обнаруживаются расслоенности, конвективные потоки, геохимические преобразования. Последние, в частности, способствовали гравитационной дифференциации вещества, нарушавшей равновесие и вызывавшей его вертикальные перемещения (ундационная гипотеза).

Согласно гипотезе тектоники плит Альпийско-Гималайский пояс возник при раздвиге (в одних частях его) или при столкновении (в других) Африканской, Аравийской, Индостанской и Евразийской плит. Раздвиг в области Средиземноморья начался согласно этой гипотезе около 200—300 млн лет назад при «расколе» суперматерика Пангея в триасе. После этого между расходящимися плитами стала формироваться кора океанического типа (Средиземноморье), или началось поглощение при субдукции одного типа коры другим (Гималаи). В меловое время получили развитие островные дуги с формированием офиолитов, кислого вулканизма, отложений в желобах флишевых осадков, надвигов океанической коры на континентальную. В эоцене и олигоцене происходит столкновение континентов, формирование тектонических покровов, раскрытие морских бассейнов в западном Средиземноморье. В неогене намечаются тенденция к позднеорогенному поднятию и формирование в предгорных прогибах молассы. В Средиземноморском и других бассейнах в позднем миоцене — плиоцене происходило образование и отложение эвапоритов.

Таким образом, согласно гипотезе тектоники плит в триасе на месте европейской ветви Альпийско-Гималайского пояса крупных горных сооружений быть не могло, ибо раскол Пангеи привел к образованию комплекса крупных отрицательных форм рельефа — прогибов и желобов.

Отличительная особенность существующих горных сооружений в этом регионе, во-первых, орографические волны, а во-вторых, плавные изгибы многих хребтов (Андалусские горы, Западные Альпы, Восточные и Южные Карпаты), в-третьих, торцовый тип сочленения хребтов в южной половине пояса (Апеннины, Динарские хребты) с хребтами в северной его половине. Эти черты фиксируют собой области наибольших и наименьших деформаций земной коры. Для объяснения подобных неравномерностей в рельефе сторонники гипотезы тектоники плит допускают раздробленность Европейской (Евразийской?) плиты на множество мик-

роплит, перемещающихся с разной скоростью. Геологически однозначных доказательств в существовании таких микроплит не приводится. Трансконтинентальные рифтовые зоны (например, зона «грабен Осло» — устье р. Роны) ориентированы почти вкрест фронта «давления». При этом заметные горизонтальные смещения вдоль этой рифтовой зоны отсутствуют (например, Вогезы и Шварцвальд не смещены относительно друг друга). Это указывает на стабильность ее положения и не может быть объяснено перемещением микро- или макроплит.

Не следует забывать и о том, что в Западных Альпах домезозойские флишевые комплексы пород подверглись диагенезу еще в герцинское время и срывы их складок не могут быть объяснены только позднемезозойскими горизонтальными движениями. Следовательно, в строении рельефа Альп участвуют разновозрастные шарьяжи и покровы, не говоря уже о разнотипных блоковых морфоструктурах. Более удовлетворительно эти черты объясняются с позиций прерывистого унаследованного развития геосинклиналей в европейской ветви Альпийско-Гималайского пояса, чем с позиций движения тектоники плит.

Не менее сложна система взглядов с позиций тектоники плит существует для Карпат. Здесь предполагается сочленение океанической и континентальной коры по периферии Паннонской депрессии. При этом отдельные блоки, не обладающие «океаническим» строением, выделяются в качестве микроконтинентов. Самая трудная задача состоит в необходимости удовлетворительного объяснения движения плит (или микроплит), при котором могла возникнуть Карпато-Альпийско-Динарская «петля» с аналогичной вергентностью слагающих ее крупных покровов и шарьяжей.

В связи с объяснениями гипотезой тектоники плит происхождения альпийских структур и самих Альп постепенным раздвигом площади, занятой ныне Средиземным морем, следует обратиться к материалам, полученным Я. П. Маловицким (1982) при исследовании этого региона. В них обращают на себя внимание, во-первых, соответствие тектонических впадин на дне Средиземного моря отрицательным морфоструктурам. Для всех впадин отмечен спокойный платформеннотипный характер дислоцированности нормальнослоистого осадочного комплекса, осложненного только солянокупольной тектоникой. Во-вторых, единство и устойчивость развития структур хр. Эр-Риф (Африка) и Андалусских гор (Европа) в течение длительного времени (по меньшей мере с мезозоя) ставят под сомнение возможность раздвига Европы и Африки по Гибралтарскому разлому. К этому следует добавить, что направления надвигов в континентальной части западного Средиземноморья сильно различаются и не могут быть объяснимы только механизмом раздвига плит. Надвиги ориентированы: в Альпах с юга на север (в Западных Альпах — с востока на запад); в Апеннинах и Пиренеях — с юго-запада на северо-восток; в Андалусских горах — с юга на север; в хр. Эр-Риф — с севера на юг; в Телль-Атласе — с севера на юг; в Высоком

Атласе — с севера на юг; в Сахарском Атласе — с юга на север. В-третьих, магнитометрические исследования нигде не устанавливают однозначно океанический тип коры, несмотря на общую сокращенную мощность земной коры. Таким образом, в палеозое и мезозое вся область Средиземного моря являлась опущенным краем континента. Тем самым подчеркивается, что история Средиземноморья, так же как и история Альп и Карпат, началась задолго до триасового времени, когда по гипотезе тектоники плит начался «раздвиг» Европы и Африки.

В азиатской ветви Альпийско-Гималайского горного пояса, менее изученной в геологическом и геофизическом отношениях, чем европейская ветвь, проблем формирования наиболее крупных геоморфологических объектов значительно больше. Например, рельеф Кавказа, не являющегося геоморфологическим аналогом Альп, иногда рассматривается с тех же позиций тектоники плит, что и Альпы. В зоне взаимодействия Евразийской и Аравийской плит происходило дробление земной коры на микроплиты. К последним, в частности, относится закавказская микроплита, соответствующая в основном территории Армянского нагорья. Современная орогенная морфоструктура Кавказа относится И. П. Герасимовым и Д. А. Лилиенбергом к межплитовым шовным образованиям, а значительные вертикальные подвижки объясняются сильным горизонтальным сжатием. При этом скифская (часть Евразийской плиты) микроплита выступала в роли «упора», а закавказская испытывала давление со стороны выступа аравийской микроплиты. Если учесть, что между фронтом «давления» последней и Кавказом располагается не только Армянское вулканическое нагорье, морфоструктура которого представляет жесткий массив, но и блоково-складчатые горные сооружения Загроса, то приходится говорить по меньшей мере о двух-трех поясах субдукции, что в свою очередь требует подтверждения геологическими материалами. Согласно плитотектоническим реконструкциям этого региона направление движения Аравийской плиты было ориентировано не перпендикулярно оси Кавказа, а диагонально (к северо-западу) к ней. По данным Е. Е. Милановского и Н. В. Короновского, направление горизонтального перемещения масс при складкообразовании было не с юга на север, а наоборот — с севера на юг. При перемещении масс с юга на север складчатые структуры гор Загрос и сводовое поднятие Армянского нагорья должны были снимать значительную часть напряжений в земной коре и они не могли передавать их в сторону Кавказа с равной величиной. Таким образом, происхождение морфоструктуры Кавказа требует анализа всей системы: Аравийская плита — горы Загрос — Армянское нагорье — Кавказ — скифская микроплита. Этот анализ должен быть обеспечен, естественно, равноценным фактическим материалом для каждого элемента системы.

Наиболее эффектно с позиций тектоники плит объясняется образование на крайнем востоке Альпийско-Гималайского горного

пояса самих Гималаев и Тибетского нагорья. Давление с юга Индостанской плиты заставило не только «вздыбиться» Гималаи, но и «разбежаться» кто куда микроплиты севернее Гималаев. Произошло это примерно 25—30 млн лет назад, на рубеже олигоцена и миоцена, причем давление на территорию, занятую сейчас Гималаями, со стороны Индостанской плиты было длительным.

Такая реконструкция вступает в противоречие с имеющимся фактическим геологическим материалом. Во-первых, как известно, распределение гипоцентров землетрясений, располагающихся на разных уровнях в осадочном чехле, в «гранитном» слое, в «базальтовом» слое, в верхней мантии, подчеркивает слоистость земной коры и мантии. Для Памиро-Гималайского региона отмечаются: разобщенность мантийной и коровой сейсмичности; наличие коровых волноводов; субгоризонтальная зона концентрации гипоцентров на глубинах 30—40 км. Во-вторых, строение разреза сиваликской толщи не позволяет определить значительного поднятия Гималаев ранее чем в позднем плиоцене — раннем плейстоцене. В-третьих, глубинные разломы в этом регионе в основном субвертикальной формы и не могут интерпретироваться как поддвиги.

Существование же необычайно активных морфоструктур вполне объяснимо поднятием аномально разогретого мантийного вещества, свидетельством чего является разуплотнение нижней части земной коры в области Тибетского нагорья. В-четвертых, при сильном давлении Индостанской плиты на Евразийскую становится трудно объяснимым положение рифтовой долины Нарбада, которая возникла, естественно, при растяжении земной коры, а не при сжатии, и к тому же ориентирована перпендикулярно направлению давления. В-пятых, в Гималаях обнаруживаются метаморфизованные тектонические покровы, надвинутые со стороны Тибетского нагорья. В-шестых, интенсивное (как указывают сторонники тектоники плит) движение Индостанской плиты (до 60 мм/год) и ее поддвиг под Азиатскую плиту сформировали не дробящийся фронт структур в зоне субдукции, а равномерно выпуклую дугу Гималаев. В-седьмых, огромные напряжения неизбежно возникающие при столкновении и субдукции жестких плит, должны были бы стать причиной резкого усиления теплового потока и вулканизма в северной части Гималаев и в Тибете. На самом же деле четвертичные проявления вулканизма в Гималаях ограничиваются всего лишь термальными источниками и гейзерами.

Все эти и ряд других данных прямых геологических и геоморфологических наблюдений пока не позволяют согласиться с плитотектонической реконструкцией Гималаев и Тибетского нагорья. Эта проблема еще ждет своего решения.

Подводя итог анализу основных черт формирования трансконтинентального Альпийско-Гималайского горного пояса, можно отметить несогласованность целого ряда позиций тектоники плит,

претендующей на универсальное решение как геологических, так и геоморфологических проблем развития Земли. При ближайшем рассмотрении фактического материала оказывается, что многие построения плитотектонистов иллюзорны. Поэтому изучение происхождения крупных черт рельефа Альпийско-Гималайского горного пояса продолжает оставаться актуальной задачей.

АНДИЙСКО-КОРДИЛЬЕРСКИЙ ГОРНЫЙ ПОЯС

Этот трансконтинентальный горный пояс ориентирован в субмеридиональном направлении. В Северной Америке существуют две морфоструктурные зоны, следующие вдоль западной окраины континента: зона североамериканских Кордильер и Восточно-Тихоокеанский горный пояс. Они почти строго параллельны друг другу. Скалистые горы сформированы на осадочных миогеосинклинальных образованиях палеозойского и мезозойского возраста и обладают блоково-надвиговой (местами шарьяжной) структурой. Падение тектонических нарушений направлено к юго-западу и западу. Поперечные нарушения разделяют морфоструктурные зоны на ряд сегментов. Эти нарушения часто располагаются на продолжении трасс океанических трансформных разломов и, вероятно, связаны с ними. Однако значительные горизонтальные смещения по ним на континенте не наблюдаются, что, например, хорошо видно из линейной ориентировки «рва Скалистых гор».

Для геологической истории североамериканских Кордильер отмечается миграция складкообразования в восточном направлении, т. е. в сторону платформы. При этом она закончилась ранее, чем в сторону Тихого океана. В кайнозое особенно широкое распространение получили крупные сводовые поднятия с явлениями рифтогенеза.

Морфоструктуры Восточно-Тихоокеанского горного пояса более сложного строения. Во-первых, в северной части он четко сочленяется с Курило-Камчатской и Алеутской островными дугами. Во-вторых, в области сочленения пояс на континенте представляет собой отчетливо выраженную плавную дугу, очертания которой совершенно не считаются ни с трансформными разломами на дне океана, ни с осями магнитных аномалий, пересекая их в самых разных направлениях. До недавнего времени предполагалось, что Евразийская плита отделялась от Североамериканской в области Берингова моря. Специальное изучение этого вопроса показало, что ни одна из геологических границ на Северо-Востоке СССР и на Аляске не может рассматриваться в качестве зоны контакта двух плит.

И. В. Мелекесцевым было предложено объяснение дугообразных изгибов орографических систем наличием восходящих или нисходящих вихревых структур. При этом нисходящие вихри, включающие твердые нерасплавленные фрагменты литосферы, как бы ввинчиваются в астеносферу наподобие гигантских буравов. В этом случае силы трения должны быть много меньше, чем при

субдукции плит. Примеры таких вихрей хорошо известны в районе островов Пасхи и Сала-и-Гомес, Исландии, Эфиопии и др.

Наличием вихревых структур, в частности, объясняются дугообразные очертания Алеутской цепочки островов, Аляскинского хребта. Неравномерное распределение вихревых структур, по-видимому, подтверждает обнаруженные геофизиками неоднородности в мантии и прерывистый характер распространения астеносферы. Поскольку в пределах центральной и южной частей Восточно-Тихоокеанского горного пояса подвиг океанической коры под континент не происходит, формирование полосы вулканической активности на этой окраине Тихого океана не связано с субдукцией плит. Рельеф здесь более тесно связан с явлениями неоген-четвертичного растяжения земной коры, наложенного на древние геосинклинальные структуры. При этом В. Е. Хаин отмечал, что медленное возрастание континентальной коры за счет Тихого океана в течение периода времени от позднего протерозоя до палеогена сменилось на новейшем, позднеальпийском этапе обратной тенденцией, подчеркиваемой так же опусканиями на периферии зал. Аляска против западного побережья Южной Калифорнии и Калифорнийского полуострова, частично поглотившими прежние источники сноса. Тем самым подчеркивается, что в то время, когда по гипотезе тектоники плит наиболее интенсивно разрастались площади дна океанов, на западной окраине Северной Америки существовали противоположные тенденции.

В менее изученном поясе Анд проблематичность формирования морфоструктуры горизонтальными движениями только литосферных плит еще более очевидна. Во-первых, основные геологические структуры Андийской ветви горного пояса были созданы в герцинское время и унаследованно подновлялись в альпийское время. Этим, по мнению В. Е. Хаина, Анды сближаются с Карпатами, Альпами, Пиренеями в Альпийско-Гималайском горном поясе. Анды развивались как крупная геосинклинальная система с обособлением в ее пределах участков, испытывавших активизацию в разные эпохи. Поэтому объяснение морфоструктуры их субдукцией плит весьма противоречиво. В Центральных Андах вместо сжатия в зоне «субдукции» отмечается спрединг, а на участках сжатия — крупные зоны растяжения (система гигантских грабенов). В частности, осадки в Перуанско-Чилийском желобе не несут следов сжатия и имеют горизонтальное залегание. Необычайная тектоническая активность Анд указывает на плиоцен-четвертичное и современное становление морфоструктуры этого региона. Этим Анды резко отличаются от североамериканских Кордильер.

Таким образом, два противоположно ориентированных гигантских горных пояса обладают настолько различными чертами морфоструктуры, что объяснить их только горизонтальными движениями жестких литосферных плит не представляется возможным. Поэтому можно согласиться с независимым от вышесказанного выводом Е. В. Артюшкова, что образование горных сооружений

высотой 4—5 км, сформировавшихся при сжатии, необъяснимо без участия вертикальных движений.

Не меньше противоречий в гипотезе тектоники плит обнаруживается и при региональном изучении дна океанов и материковых окраин. Остановимся на проблеме рельефообразования и осадконакопления в подводных горных поясах — срединно-океанических хребтах.

ПРОБЛЕМА ФОРМИРОВАНИЯ И ЭВОЛЮЦИИ ТРАНСОКЕАНИЧЕСКОГО ГОРНОГО ПОЯСА

В общих чертах структура срединно-океанических хребтов представляется гигантскими системами рифтовых впадин, разделяющих горные подводные хребты, расчлененные поперечными разломами. Ширина и высота хребтов соизмеримы с мощностями океанической коры, а длина превышает трансконтинентальные горные пояса.

Рифтовые долины согласно гипотезе тектоники плит являются границами литосферных плит, в зоне которых из глубин Земли происходит поднятие мантийного материала, его преобразование и растекание по обе стороны от оси срединно-океанического хребта. По этой же гипотезе здесь формируется новая кора океанического типа. С удалением от оси хребта возраст коры удревняется.

Из-за прерывистого излияния лав по зонам тектонических трещин рельеф срединно-океанических хребтов отражает в основном первичные неровности лавовых потоков и интрузивных тел. Осложнения в рельефе вызываются тектоническими движениями по зонам продольных и трансформных разломов.

По обе стороны от срединно-океанических хребтов обычно прослеживаются огромные котловины с глубинами 5—6 км. Согласно гипотезе тектоники плит рельеф глубоководных котловин должен быть значительно менее контрастным и однородным, чем вблизи границ плит. В действительности же внутри океанической части выделенных плит на значительном удалении от срединно-океанических хребтов рельеф не только не уменьшает, но часто, наоборот, увеличивает свою контрастность. Например, в морфоструктуре дна Атлантического океана выделяются Бермудское, Гвинейское, Канарское и другие поднятия. Кроме них в периферических частях океана обнаруживаются подводные горы высотой 4—5 км, т. е. с высотой большей, чем высота наиболее активных частей Атлантического срединно-океанического хребта. Отдельные подводные хребты в удалении от последнего поражают своей несимметричностью и дискордантной ориентировкой, что весьма характерно для глыбовых морфоструктур. Размеры подводных гор увеличиваются по периферии океанов, и это невозможно объяснить постепенным затуханием вулканизма, как это делают сторонники гипотезы тектоники плит. Обнаруживается также, что средняя глубина рифтовых долин в центре хребтов тем больше, чем древнее возраст океанических котловин, в которых расположены пер-

вые. Все это заставляет думать, что формирование рельефа срединно-океанических хребтов на их разных отрезках предопределено положением более древней исходной морфоструктуры дна океана и не связано с едиными расколами Пангеи, заложившими нынешние океаны. Иначе говоря, рельеф океанического дна более древний (и более постоянный), чем рельеф срединно-океанических хребтов.

В связи с этим требуют дополнительного объяснения некоторые группы фактов, которые используются обычно для подтверждения гипотезы дрейфа континентов. К первой группе относятся сведения, полученные при наблюдениях со спутников Земли, фиксирующие, например, «расплывание» Южной Америки и Африки. Известно, что процессы деформации земной коры отличаются разнопериодными флуктуациями. Волновой характер этих деформаций определяет, естественно, и соответствующие типы горизонтальных движений земной поверхности. В частности, проведенные в Якутии с помощью светодальномеров повторные геодезические измерения (через 43 года) показали взаимное удаление пунктов триангуляции на 288 мм. Расстояние между этими пунктами составляло 20 км. Из этого факта нельзя еще делать вывода о раздвижении глыб на Северо-Востоке СССР и «заложении нового океана». Точно так же нельзя делать далеко идущие выводы из факта горизонтального смещения точек по обе стороны Атлантики со скоростями 2—19 мм/год, поскольку причины такого смещения пока неясны и могут быть вообще не связаны с движениями материков.

Ко второй группе фактов относятся сведения, полученные при глубоководном бурении с судна «Гломар Челенджер». Анализ этих результатов показал, во-первых, что разрезы донных отложений фиксируют расширение океанических впадин за последние 160 млн лет за счет крупноамплитудных некомпенсированных опусканий участков дна как по периферии нынешних океанов, так и во внутренних их частях. Во-вторых, размещение мелководных осадков в Атлантическом океане, например, резко не согласуется с зональностью осадков, предполагаемой по гипотезе тектоники плит (рис. 54). В частности, отмечается в одних и тех же разрезах присутствие мелководных осадков разного возраста (от мела до неоген-четвертичного). В-третьих, значительное сходство разрезов разновозрастных отложений на окраинах материков и прилегающих к ним абиссальных зон. В-четвертых, обнаружение на океаническом дне структур гранулит-чернокитового, гранито-гнейсового и метаморфического комплексов типично континентального генезиса. В частности, найдены платобазальты (Фареро-Исландский порог), неотличимые от траппов древних платформ. В-пятых, отсутствие следов смятия осадков в тех предполагаемых зонах субдукции, которые наиболее «активны» по мнению сторонников тектоники плит. В частности, последними работами советских исследователей в северо-западной части Тихого океана выявлены:

- 1) направленное усложнение земной коры с преобразованием ее

не только в утолщенную субокеаническую, но и в субконтинентальную; 2) отсутствие сжатия в поверхностной структуре современных глубоководных желобов. Последнее подтвердилось и при изучении желобов вблизи Японской островной дуги. Таким образом, либо механизм субдукции представляется по гипотезе тектоники плит совершенно неверным, либо ее вообще не существует.

Третья группа фактов касается сведения о якобы закономерной смене положительных и отрицательных магнитных анома-

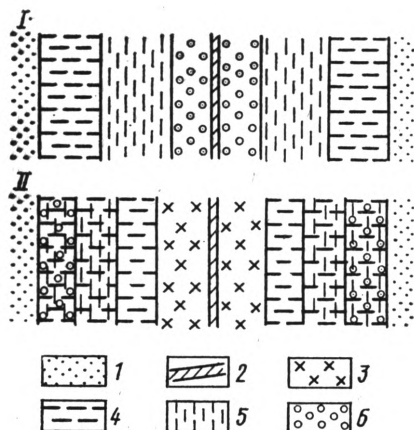


Рис. 54. Схемы размещения мелководных или относительно мелководных разновозрастных осадков в океанах атлантического типа (по Е. М. Рудичу):

I — по концепции тектоники плит; II — в действительности; 1 — материка, 2 — рифтовая долина срединно-океанического хребта; 3 — срединно-океанический хребет; 4—6 — ареалы мелководных осадков: 4 — мелового, 5 — палеогенового, 6 — неоген-четвертичного возраста

лий по удалении от осей срединно-океанических хребтов. В действительности такая смена весьма гипотетична, ибо при крупномасштабных магнитных съемках обнаруживается не слишком стройная картина полосчатости, как это видно при генерализованных обобщениях. Прежде всего остается пока неясным, по какому (по каким?) магнитовозмущающему горизонту проводятся изолинии магнитных аномалий. Фиксируют ли эти аномалии последовательно сменяющиеся покровы излившихся пород или происходит интерференция их с подстилающими комплексами пород?

Все перечисленные и множество иных фактов, не имеющих отношения к геоморфологии материков и океанов, заставляют усомниться в теоретических основаниях гипотезы тектоники плит и ее возможностях объяснить происхождение даже самых крупных геоморфологических объектов, какими являются континентальные и океанические горные пояса. Пока более удовлетворительные — гипотезы развития рельефа Земли, основанные на прямых данных исторической геологии и региональной геоморфологии.

Возможно, что конвективные процессы в мантии и горизонтальная расслоенность верхней мантии и земной коры лишь в какой-то мере находят отражение в современном облике рельефа и границах поясов.

По-видимому, на континентах степень относительной автономности от мантии в развитии структурных этажей земной коры постепенно увеличивается снизу вверх.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Тектоника литосферных плит не в состоянии ответить на вопросы о происхождении материков и океанов, эволюции земной коры, формировании крупных черт рельефа поверхности Земли.

Границы выделяемых плит и их количество зыбки, неясны. Также неясны физические причины движений этих плит. Постулируемые направления движения плит не выдерживают критики, так как многие из выделяемых плит должны перемещаться не только вопреки законам физики, но и элементарной логики (Африканская, Антарктическая, Филиппинская плиты). Протяженность рифтовых зон — гипотетических зон зарождения океанских плит — и суммарная длина глубоководных желобов и так называемых зон обдукции находятся в явном несоответствии. Парадоксально отсутствие границы между Евразийской и Североамериканской плитами на продолжении хр. Гаккеля. Картина распределения теплового потока на дне океана не согласуется с гипотезой тектоники плит. Проблематично существование сплошной астеносферы, необходимой как «подстилка» для движущихся литосферных плит. Палеомагнитная геохронология, на которой зиждятся важнейшие выводы о скоростях движения плит, скоростях спрединга, возрасте земной коры, оказывается сомнительной в своей основе и ненадежной, в ряде случаев дает обратные желаемым (с позиций сторонников гипотезы тектоники плит) результаты. Выявление возраста плит на подобной геологической основе, по крайней мере, некорректно.

Методологические основы гипотезы тектоники литосферных плит также сомнительны. Они были рассмотрены И. И. Чебаненко, а затем Е. М. Рудичем (этим автором отмечен также ряд фактов, противоречащих основным положениям гипотезы). И. И. Чебаненко отмечает, что гипотеза тектоники плит находится в несоответствии с такими чертами разломной тектоники, как преимущественно линейный характер и закономерное расположение планетарных трещин земной коры, выдержанность простираций планетарных разломов на большие расстояния и подчиненность их четырем основным направлениям (двум ортогональным и двум диагональным). Отмечается большая проблематичность подкорových течений — главного движителя плит. Он заключает, что гипотеза плит не заменяет теорию геосинклиналей, которую она призвана ниспровергнуть, и не включает ее в себя. Метод исто-

рико-геологического анализа зачастую просто игнорируется. В. В. Белоусов указывает, что огромное количество материала по геологии континентов остается вне внимания. Гипотеза в ряде случаев, говоря словами Н. И. Николаева, страдает тем, что в ней отсутствует диалектическая концепция развития. Она демонстрирует механический подход к явлениям природы. В ней мало уделяется внимания научным доказательствам, чаще те или иные явления декларируются, но не показано, на основе каких конкретных материалов авторы приходят к тем или иным выводам.

Нам представляется, что теория геосинклиналей, гипотеза перманентности материков и океанов, вторая «фиксистская» гипотеза (в ряде случаев), т. е. гипотеза океанизации, имеют не меньшее право на существование, чем гипотеза тектоники плит.

По-видимому, в объяснении наиболее крупных горных поясов и их морфоструктуры приоритет остается за теорией геосинклиналей. При этом несомненно, что исходной является океаническая земная кора. Сравнительно-геоморфологический анализ типов переходных областей убеждает в том, что на начальном этапе происходит заложение зоны Бениофа — Заварицкого и образование глубоководного желоба. Затем параллельно ему формируется островная дуга, которая отчленяет некий сегмент ложа океана, превращая его в окраинный бассейн. Это вместе с тем осадочный бассейн, в котором накапливается со временем мощная толща осадков. Как и в глубоководном желобе, источниками поступления осадочного материала являются материка и островные дуги. Развиваются вулканические и магматические процессы. По мере дальнейшего геологического развития сначала под островными дугами появляются отдельные пятна субконтинентальной, а затем и континентальной коры. Могут появляться новые островные дуги, сливаясь с ранее образовавшимися. Они образуют сростки, островные массивы континентальной коры (как, например, под Японией, где кора имеет континентальный облик и мощность до 30 км). В глубоководных желобах может происходить благодаря процессам складчатости инверсия рельефа — на месте глубоководного желоба возникает хребет (например, Барбадосский). Но главные складчатые, вместе с тем горообразовательные процессы происходят в осадочном бассейне, в окраинном море. Осадочная толща подвергается складчатости, бассейн заполняется складками, как это происходит, например, в южном Каспии. Все это завершается распространением континентальной коры на пространства дна окраинных (или средиземных) морей, в результате чего дно их котловин «зарастает» материковой корой, а субокеаническая кора сохраняется лишь в виде изолированных окон. В конечном счете образуется целая полоса складчатой суши, наращивающей по периферии ранее сформированные материковые платформы. Таков, видимо, основной путь эволюции земной коры и вместе с тем эволюции рельефа Земли в наиболее крупных его чертах.

Второй путь — это уже охарактеризованный выше процесс образования срединно-океанических хребтов. Это принципиально

иной путь эволюции. Здесь не складчатость в осадочном бассейне, а подъем «мантийного диапира» с сопровождающими его процессами разломной тектоники является главной причиной горообразования, причем, судя по масштабам, не менее эффективной. В случае распространения зоны влияния рифтогенеза на материки происходит их разрушение в ограниченных пределах. В других случаях процесс может прекратиться еще раньше, чем тот или иной очаг «мантийного диапиризма» включится в общую систему срединных хребтов — так возникают отмершие срединно-океанические хребты (как горы Математиков, погребенный Лабрадорский хребет и др.). В некоторых случаях, по-видимому, допустимо и явление локальной океанизации земной коры: например, образование моря Баффина и океанической коры под ним могло произойти или благодаря «спредингу», или вследствие океанизации, в данном случае широкого распространения базальтовых покровов, скрывших и возможно способствовавших переплавлению и погружению ранее существовавшей материковой коры. По-видимому, сходные процессы привели к кажущейся изоляции обломков континентальной коры к западу от Австралии (Кювье, Зенит и др.).

Таким образом, многие вопросы геоморфологии зависят от модели, которую выбирает исследователь для конкретного региона. Однако при любом выборе определяющим должен быть набор фактического материала, не связанного с той или иной концепцией,— принцип объективизма.

ЛИТЕРАТУРА

- Апродов В. А. Вулканы. — М., 1982. — 367 с.
- Бардин В. И. Горы центральной части Земли Королевы Мод. — М., 1966. — 112 с.
- Белоусов В. В. и др. Восточно-Африканская рифтовая система. — М., 1974. — 259 с.
- Боли А. Северная Америка. — М., 1948. — 547 с.
- Добрынин Б. Ф. Физическая география Западной Европы. — М., 1948. — 416 с.
- Ильин А. В. Геоморфология дна Атлантического океана. — М., 1976. — 232 с.
- Канаев В. Ф. Рельеф дна Индийского океана. — М., 1979. — 267 с.
- Лавров В. М. Геология Срединно-Атлантического хребта. — М., 1979. — 144 с.
- Леонтьев О. К. и др. Об основных принципах геоморфологического районирования территории СССР и прилегающих морей//Вестн. Моск. ун-та. Сер. Географ. — 1975. — № 2. — С. 18—26.
- Леонтьев О. К. Морская геология (Основы геологии и геоморфологии дна Мирового океана). — М., 1982. — 344 с.
- Маловицкий Я. П. и др. Земная кора и история развития Средиземного моря. — М., 1982. — 207 с.
- Марков К. К., Величко А. А. Четвертичный период (ледниковый период — антропогенный период). Т. 3. Материки и океаны. — М., 1967. — 440 с.
- Мартонн Э. Физическая география Франции. — М., 1950. — 468 с.
- Петров М. П. Пустыни земного шара. — Л., 1973. — 435 с.
- Пржевальский Н. М. Из Зайсана через Хами в Тибет и на верховья Желтой реки. — М., 1948. — 406 с.
- Рельеф Земли. — М., 1967, — 331 с.
- Рудич Е. М. Расширяющиеся океаны. Факты и гипотезы. — М., 1984. — 251 с.
- Рудич Е. М., Шапиро М. Н. Тектоника плит и соотношение Евразии и Северной Америки// Дрейф континентов. — М., 1976. — С. 3—27.
- Трифонов В. Г. Позднечетвертичный тектогенез. — М., 1983. — 224 с.
- Удинцев Г. Б. Геоморфология и тектоника дна Тихого океана. — М., 1972. — 394 с.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие	3
Введение	4
Часть I. МАТЕРИКИ	6
Глава 1. Европа	6
Глава 2. Азия	45
Глава 3. Африка	81
Глава 4. Австралия	105
Глава 5. Антарктида	112
Глава 6. Северная Америка и Гренландия	126
Глава 7. Южная Америка	166
Часть II. ОКЕАНЫ	185
Глава 8. Общие черты строения рельефа дна Мирового океана	185
Глава 9. Тихий океан	190
Глава 10. Индийский океан	213
Глава 11. Атлантический океан	227
Глава 12. Северный Ледовитый океан	248
Часть III. ПРОБЛЕМЫ РЕГИОНАЛЬНОЙ ГЕОМОРФОЛОГИИ МАТЕРИКОВ И ОКЕАНОВ	260
Заключение	271
Литература	274

УЧЕБНОЕ ПОСОБИЕ

**Герман Сергеевич Ананьев,
Олег Константинович Леонтьев**

ГЕОМОРФОЛОГИЯ МАТЕРИКОВ И ОКЕАНОВ

Зав. редакцией И. И. Щехура

Редактор Л. М. Батыгина

Художественный редактор Ю. М. Добрянская

Переплет художника В. А. Колпачникова

Технический редактор К. С. Чистякова

Корректоры В. П. Кададинская, Т. С. Милякова

ИБ № 2791

Сдано в набор 24.11.86.
Подписано в печать 23.06.87.
Л-62179. Формат 60×90/16
Бумага офсетн. № 2.
Гарнитура литературная. Офсетная печать.
Усл. печ. л. 17,50. Уч.-изд. л. 18,97.
Тираж 2310 экз. Заказ 563 Изд. № 4293
Цена 80 коп.

Ордена «Знак Почета» издательство
Московского университета.
103009, Москва, ул. Герцена, 5/7.
Типография ордена «Знак Почета» изд-ва МГУ.
119899, Москва, Ленинские горы

ИЗДАТЕЛЬСТВО МОСКОВСКОГО
УНИВЕРСИТЕТА
ВЫПУСТИТ В 1988 году
НОВЫЕ КНИГИ:

Берлянт А. М.

КАРТОГРАФИЧЕСКИЙ МЕТОД ИССЛЕДОВА-
НИЯ 15 л.: ил. — (В пер.)

В монографии рассматриваются методы картографического моделирования, картографической информации, применения системного подхода и математического аппарата при работе с картами, а также вопросы использования карт в геолого-геоморфологических науках, в физической и экономической географии, при изучении проблем окружающей среды, разработке прогнозов.

Для географов и геологов, может быть использована в качестве учебного пособия для студентов вузов.

Темплан 1988 г., № 117

ИЗДАТЕЛЬСТВО МОСКОВСКОГО
УНИВЕРСИТЕТА
ВЫПУСТИТ В 1988 году
НОВЫЕ КНИГИ:

Гвоздецкий Н. А.

КАРСТОВЫЕ ЛАНДШАФТЫ

Учеб. пособие. — 9 л.

В учебном пособии рассматриваются карстовые ландшафты, широко распространенные на территории СССР и многих зарубежных стран. Исследование карста и карстовых ландшафтов имеет разностороннее практическое значение при гидротехническом, промышленном и дорожном строительстве, поисках, разведке и добыче полезных ископаемых, для водоснабжения, сельского и лесного хозяйства.

Для студентов-географов.

Темплан 1988 г., № 128

УВАЖАЕМЫЕ ЧИТАТЕЛИ!

Предварительные заказы на книги Издательства Московского университета Вы можете оформить в местных книжных магазинах или магазинах — опорных пунктах издательства по адресам:

117296, Москва, Ломоносовский просп., 18,
магазин № 110 «Университетская книжная лавка (для москвичей);

252001, Киев, Крещатик, 44, магазин № 12
«Книги»;

630090, Новосибирск, ул. Ильича, 6.
магазин № 2;

117168, Москва, ул. Кржижановского, 14,
магазин № 93 «Книга — почтой».

Заказы оформляются на специальных почтовых открытках. Не забывайте, пожалуйста, указывать издательство и номер позиции по темплану.